Sedimentología

Del proceso físico a la cuenca sedimentaria

Editor
Alfredo Arche



Consejo Superior de Investigaciones Científicas

Sedimentología

Del proceso físico a la cuenca sedimentaria

Textos Universitarios
46

Sedimentología

Del proceso físico a la cuenca sedimentaria

Alfredo Arche
(editor)

CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
MADRID, 2010

Reservados todos los derechos por la legislación en materia de Propiedad Intelectual. Ni la totalidad ni parte de este libro, incluido el diseño de la cubierta, puede reproducirse, almacenarse o transmitirse en manera alguna por medio ya sea electrónico, químico, óptico, informático, de grabación o de fotocopia, sin permiso previo por escrito de la editorial.

Las noticias, los asertos y las opiniones contenidos en esta obra son de la exclusiva responsabilidad del autor o autores. La editorial, por su parte, sólo se hace responsable del interés científico de sus publicaciones.

Catálogo general de publicaciones oficiales:
http://publicaciones.060.es



© CSIC
© Alfredo Arche (ed.) y de cada texto, su autor

ISBN: 978-84-00-09145-3
NIPO: 472-10-144-9

Depósito Legal: M. 32.312-2010

Composición: Gráficas Blanco, S. L.
Impreso en España - *Printed in Spain*

En esta edición se ha utilizado papel ecológico sometido a un proceso de blanqueado ECF, cuya fibra procede de bosques gestionados de forma sostenible.

Este libro está dedicado a la memoria de Amparo Ramos

Sumario

Capítulo I
Prólogo por A. Arche 11

Capítulo II
Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias por A. Arche 15

Capítulo III
Ambientes eólicos por J. F. García-Hidalgo, J. Temiño y M. Segura 53

Capítulo IV
Los sistemas aluviales por A. Sopeña e Y. Sánchez-Moya 73

Capítulo V
Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos por F. Colombo 85

Capítulo VI
Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación por F. Colombo 131

Capítulo VII
Sistemas aluviales de baja sinuosidad por Y. Sánchez-Moya y A. Sopeña 225

Capítulo VIII
Sistemas aluviales de alta sinuosidad por C. Viseras y J. Fernández 261

Capítulo IX
Lagos y sistemas lacustres por M. A. Fregenal y N. Meléndez 299

Capítulo X
Análisis de la procedencia en depósitos arenosos por J. Arribas 397

Capítulo XI
Playas por C. J. Dabrio 441

Capítulo XII
Plataformas siliciclásticas por C. J. Dabrio 503

Capítulo XIII
Deltas por J. P. Rodríguez López y A. Arche 561

Capítulo XIV
Estuarios, rías y llanuras intermareales por F. Vilas, A. Bernabéu, B. Rubio y D. Rey 619

Capítulo XV
Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica por F. Ortí 675

Capítulo XVI
Evaporitas: formaciones marinas y continentales. Algunos ejemplos por F. Ortí 771

Capítulo XVII
La sedimentación carbonática en mares someros: las plataformas carbonáticas por R. Mas, M.ª I. Benito y Á. Alonso 839

Capítulo XVIII
Arrecifes por J. M. Martín y J. C. Braga 919

Capítulo XIX
Contornitas y sistemas deposicionales contorníticos por J. Martín-Chivelet, F. J. Hernández-Molina, E. Llave y M. A. Fregenal 971

Capítulo XX
Diagénesis de rocas detríticas por R. Marfil y M. Á. Caja 1045

Capítulo XXI
Introducción a la diagénesis de las rocas carbonáticas por C. Rossi 1105

Capítulo XXII
Relaciones entre sedimentación y tectónica por A. Arche y J. López-Gómez 1183

Capítulo XXIII
Las grandes llanuras por M. H. Iriondo 1251

Índice de contenidos 1275

I

Prólogo

por Alfredo Arche*

La obra que tienen en las manos es fruto del esfuerzo de muchas personas tras un largo camino. La primera edición de la misma apareció en 1988, también tras una larga gestación y, para gran sorpresa de su empresa editorial, el CSIC, y mía propia, como su coordinador, resultó un relativo éxito de ventas y su demanda se mantuvo constante durante más de una década, algo excepcional para un libro de ciencia básica no divulgativo.

Todo envejece y una nueva edición pareció necesaria en 1996; tras muchos esfuerzos, un nuevo libro estuvo listo a finales de 1997, pero la política editorial de ese momento había cambiado en el CSIC y la obra no fue aceptada para su publicación a pesar de los compromisos verbales previos de sus responsables. Hay que agradecer aquí el esfuerzo de los compañeros que colaboraron en aquel intento de renovación, cuando aportar un celemín de conocimiento tras mucho esfuerzo no les reportaba nada tangible y que, en aquel momento, no tuvieron la recompensa merecida.

Hecho el esfuerzo y rechazado su fruto por la ciega burocracia, podríamos haber abandonado, devolver los originales y olvidar el proyecto, pero dos personas, Ferrán Colombo y José López-Gómez me dijeron que, si difícil fue culminar el esfuerzo del primer libro, era casi increíble, en los tiempos utilitaristas que corrían, haber conseguido cerrar el segundo.

Por ellos empujado, busqué editor alternativo fuera del CSIC. Los avatares de diez años de búsqueda darían para escribir una novela si yo tuviese, que obviamente no, la pluma de Baroja o Zola. Ya decía Blas de Otero que: «Escribir en España es hablar por no callar...».

Las numerosas editoriales consultadas siempre repetían la misma cantilena: «Excelente esfuerzo... Buen equipo... No es rentable... NO». También busqué patrocinio en grandes empresas, pero, aunque al menos cinco de ellas reconocieron que financiar este proyecto les costaría menos que los canapés del guateque anual de su Junta de Accionistas, nada, no se dignaron apoyarlo.

A punto de cejar en el empeño, y, tras un nuevo cambio en la dirección del Servicio de Publicaciones del CSIC, en 2005 sometí el viejo proyecto otra vez a la casa editora original, y su director, con enorme y total sorpresa mía, lo acogió favorablemente. Debo dar aquí las gracias a Miguel Ángel Puig-Samper y su equipo por este decisivo apoyo.

Los olvidados originales volvieron a sus autores, nuevos capítulos fueron encargados a otros colegas y todo floreció de nuevo.

Como niños empezamos la tercera vez y nuestra curiosidad se avivó de nuevo:

> Con esos ojos que exigen respuestas
> Aún me miras y esperas:
> ¿Por qué no se caen las águilas?
> ¿Por qué no se marcha el agua de las cantimploras?

* Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. Facultad de Geología, Universidad Complutense. 28040 Madrid. E-mail: aarche@geo.ucm.es.

Decía Luisa Castro de la curiosidad del científico, y así creo que nos sentíamos al reescribir nuestros textos.

Y así llegamos a lo que ahora tienen en sus manos. Un esfuerzo colectivo cuyos frutos no son recompensados con dinero, con «Citation Index» ni «gallifantes». Ha llegado a su final incompleto, como un torso griego clásico, porque algunos de los autores iniciales se quedaron por el camino por voluntad propia sin terminar el encargo que en su día asumieron y otra, porque la vida decidió otra cosa y nos dejó prematuramente, como es el caso de Amparo Ramos, a quien dedicamos este libro en lugar destacado del mismo. Esperamos que este libro sea un digno sucesor del primer esfuerzo.

La Sedimentología es una parte de la Geología que describe la formación, acumulación y posterior evolución de las rocas sedimentarias, abarcando desde la partícula submilimétrica a las cuencas sedimentarias de miles de kilómetros, desde procesos en nanosegundos a otros en eones.

Sin embargo, toda esta complejidad está gobernada por tres motores básicos: el Tiempo geológico, las Leyes físicas básicas, la Vida.

El Tiempo geológico, sea lo que sea este concepto, marca el registro que estudiamos. Inhumanamente largo, que no profundo, rige el «tempo» de la acumulación de sedimentos y fluye inexorablemente mientras tratamos de fijarlo en isócronas y unidades. Pero él fluye ajeno a nuestros intentos, intangible, indefinible, inexorable.

> Ticking away the moments that make a dull day
> You fritter and waste the hours in an offhand way
> Kicking around on a piece of ground in your hometown
> Waiting for someone or something to show you the way...

Sí, realmente Pink Floyd captura en su *Time* la inquietud que nos causa la marcha del tiempo.

Pero también algo estático como las leyes básicas de la Física regulan el movimiento incesante de las partículas sedimentarias. Algo tan simple como la gravedad o el segundo principio de la Termodinámica rije el estado de cada una de ellas en cada instante.

> But this old river keeps on rollin', though
> No matter what gets in the way and what way the wind blows
> And as long as it does, I'll just sit here
> And watch the river flow

El sedimentólogo hace algo similar al protagonista de *Watching the river flow* de Bob Dylan: observar sin pausa ni cansancio los procesos naturales.

Pero aún otro factor más modela el objeto de nuestros estudios durante la mayor parte del tiempo geológico: la Vida. Su impronta está marcada en cada grano de cuarzo o en cada partícula de carbonato a pesar de la contingencia de cada ser vivo.

«Life is just a passing moment on a never ending trail...», decía Johnny Cash en su canción *My ship will sail*. No se puede dar mejor definición de la vida de cualquier organismo individual y cómo su futilidad es superada por la continuidad inexorable del fenómeno vida, que tiene tan enormes consecuencias sobre el Sistema Tierra.

Volviendo al proceso de elaboración de esta obra, debo resaltar que muchas personas han contribuido al éxito de este libro y deseo finalizar con una expresión de gracias particular a algunas de ellas.

En primer lugar, agradezco el apoyo y constante espíritu creador de Ferrán Colombo y José López-Gómez en los años negros de este proyecto, cuando nadie creía en él.

Sin la generosidad del Servicio de Publicaciones del CSIC y, en especial de su Director, Miguel Ángel Puig-Samper, esta obra no estaría en vuestras manos. También deseo agradecer expresamente la compleja labor técnica realizada por el equipo de producción editorial, así como el trabajo de composición y maquetación de Gráficas Blanco.

La realización práctica del original hubiese sido imposible para un ignorante informático como yo sin la ayuda de Modesto Escudero, Piedad Martín y Rosario Ojeda, del Instituto de Geología Económica del CSIC-UCM.

Gracias a vosotros, coautores, que creísteis en este proyecto y perseverasteis hasta el final. Habéis demostrado que, si la carne es flaca, para muchos el espíritu puede domeñarla y triunfar.

Gracias, lector por utilizarla. Pásala a quien tengas al lado.

II

Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias

por Alfredo Arche*

INTRODUCCIÓN

La Sedimentología se puede definir como el estudio del transporte y deposición de sedimentos (Leeder, 1999) y trata de estudiar la composición, estructuras internas y procesos hidrodinámicos de formación de sedimentos. Para lograr sus fines, utiliza una gran cantidad de datos procedentes de ciencias afines: mineralogía, petrología sedimentaria, estratigrafía, dinámica de fluidos, geoquímica, oceanografía y otras muchas.

La Sedimentología moderna surge cuando el estudio de los procesos sedimentarios actuales demostró que los productos resultantes *(facies)* eran característicos de cada uno de ellos y que estos productos variaban de acuerdo con las variaciones de los parámetros fundamentales de los primeros: velocidad de las corrientes, sentido de las mismas, salinidad del agua, etcétera.

A mediados del siglo xx se dio el paso definitivo en este campo de investigación, que creó la Sedimentología moderna: se elaboran los *modelos de proceso-respuesta* o *modelos sedimentológicos de facies*. Los ejemplos más destacados de estos trabajos pioneros son los de Kuenen y Migliorini (1950) sobre las corrientes de turbidez como causa de la estratificación gradada granulométricamente en la vertical, observada mucho antes en los depósitos tipo «flysch» pero nunca explicada satisfactoriamente, seguido por el enunciado del concepto de régimen de flujo como explicación hidrodinámica de las estructuras internas sedimentarias por Harms y Fahnestock (1965) y las detalladas descripciones de los procesos y productos resultantes que tenían lugar en ambientes carbonatados puros como las Bahamas o el Golfo Pérsico (Ham, 1962; Shearman, 1966; Evans *et al.*, 1969)

Tras estos trabajos pioneros, se definió el concepto de *modelo de facies,* basado en el la hipótesis del «Uniformismo» de Lyell, que combinó los procesos sedimentarios ordinarios que podemos observar hoy en día con sus productos, las facies sedimentarias; éstas y sus asociaciones verticales tenían características únicas y fácilmente identificables en cada ambiente sedimentario y, como su extensión a sedimentos antiguos era posible, se podían interpretar genéticamente éstos últimos.

Los primeros modelos de facies fueron propuestos por Oomkens y Terwindt (1960) y Evans (1963) para canales y llanuras mareales, Allen (1963) para ríos meandriformes, Bernard *et al.* (1962) para costas lineales clásticas, Bouma (1962) para turbiditas terrígenas y Shearman (1966) y Evans *et al.* (1969) para carbonatos y evaporitas peritidales.

Mucho tiempo después se reconoció la importancia de *sucesos catastróficos* episódicos en el registro sedimentario, no como alternativa sino como complemento a la interpretación «uniformista» antes enunciada. A partir del artículo pionero de Álvarez *et al.* (1980) se establecie-

* Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. Facultad de Geología, Universidad Complutense. 28040 Madrid. E-mail: aarche@geo.ucm.es.

ron ejemplos irrefutables de estos sucesos, escasos pero muy importantes en el registro sedimentario, por otros autores como Ager (1981), Hsü (1983) y Dott (1988).

Los modelos de facies evolucionaron lógicamente hacia su ampliación a modelos de *sistemas deposicionales* aplicando la Ley de Walther (Walter, 1884, en Middleton, 1973) usando los modelos de Facies locales. Se pueden definir como conjuntos de medios sedimentarios y sus productos asociados lateral y verticalmente de forma natural y limitados por discordancias e hiatos.

El ejemplo clásico de *sistema deposicional* es un delta progradante, donde se asocian, en un sentido proximal-distal, sedimentos fluviales, y de llanura de inundación («delta-top»), sedimentos de playa, bahía salobre y barras arenosas («delta distributary mouth bars and interdistributary bays» o «delta front») y sedimentos finos marinos, a veces muy deformados por deslizamientos subacuáticos («prodelta»).

Los trabajos pioneros sobre *sistemas deposicionales* se realizaron por Fischer y McGowen (1967), Frazier (1974) y Brown y Fisher (1977) en la costa del golfo de México de Louisiana y Texas, Estados Unidos.

El uso de los conceptos de *sistema deposicional* y de la Ley de Walter permite predecir las sucesiones verticales de sedimentos que son posibles, es decir la ciclicidad vertical observable en las sucesiones sedimentarias reales, su extensión lateral, los cambios laterales posibles y la naturaleza de las superficies limitantes de los ciclos.

Esta aproximación al análisis sedimentario se conoce como *Estratigrafía secuencial* y está en pleno desarrollo. Se basa en los trabajos pioneros de Sloss (1962, 1963, 1972, 1979) en el interior de Estados Unidos, donde reconoció una serie de ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos de escala continental e invocó como única causa posible cambios sucesivos a lo largo del tiempo del nivel del mar, que, posteriormente identificó en la Plataforma Rusa.

Desarrollando sus ideas, Vail *et al.* (1977a, b, c) y Mitchum *et al.* (1977a, b) propusieron que el registro sedimentario de muchas cuencas podía subdividirse en *secuencias deposicionales* y que éstas se podían correlacionar entre cuencas adyacentes o incluso a escala global. El único mecanismo posible para este tipo de ciclicidad es el ascenso o descenso del nivel del mar *(eustatismo);* evidentemente, las posibilidades predictivas de esta hipótesis son enormes y de fácil aplicación. La propuesta inicial ha sido modificada con el tiempo, incluso por sus propios autores (Posamentier *et al.*, 1993; Van Wagooner *et al.*, 1988), pero su utilidad es evidente, a pesar de las limitaciones impuestas a los modelos hipotéticos iniciales.

Para acabar esta introducción hay que mencionar la íntima relación demostrada desde los años setenta entre Geodinámica y origen y evolución de cuencas sedimentarias, que ha derivado en lo que hoy se conoce como *análisis de cuencas*.

El trabajo clásico de McKenzie (1978) propuso el primer modelo cuantitativo que relaciona la subsidencia de una cuenca (en este caso, extensional) a procesos litosféricos fundamentales. Muchos otros trabajos posteriores han demostrado esta relación en diferentes regímenes geodinámicos y han refinado las leyes predictivas de evolución de la subsidencia con el tiempo en los mismos proporcionando un poderoso método analítico y predictivo. El Análisis de Cuencas está descrito en detalle en las obras de Allen y Allen (2005), Miall (1990, 2000) y Einsele (2000) entre otras muchas.

Todos los capítulos de este libro describirán, con mayor o menor detalle los diferentes *medios sedimentarios,* los *procesos físicos* que ocurren en cada medio y su control en los sedimentos producidos, las *facies y asociaciones de facies* resultantes en cada uno de ellos, los *controles* fundamentales intra- y extra- cuencales y la *ciclicidad* resultante.

ALGUNOS CONCEPTOS FUNDAMENTALES

Medios sedimentarios

Un *medio sedimentario* puede definir como una parte concreta de la superficie terrestre donde se acumulan sedimentos y que se diferencia física, química y biológicamente de las zonas adyacentes (Selley, 1970).

Los factores limitantes están íntimamente relacionados entre sí y cualquier cambio en uno de ellos afecta irremediablemente a los otros.

En este marco físico operan los *procesos sedimentarios* responsables del transporte y depósito de los sedimentos.

Un medio sedimentario puede ser un lugar de erosión, no depósito o sedimentación, y en general, alternan etapas diferentes en cada medio o en cada parte de un medio: así, un delta puede crecer rápidamente en las avenidas de los ríos que lo alimentan, puede permanecer estable durante el estiaje y puede, finalmente, sufrir erosión durante grandes tempestades en el mar, especialmente en su borde subaéreo externo.

Los sedimentos se acumulan en depresiones de tamaño variable denominadas *cuencas sedimentarias,* cuyo relleno registra la evolución paleogeográfica de las mismas. Este relleno está formado no sólo por los sedimentos, sino por las superficies de omisión o hiatos, reflejo de etapas de no deposición y por las discordancias, que registran etapas de erosión, acompañadas o no de actividad tectónica.

Como la reproducción de las condiciones naturales de sedimentación en un laboratorio es prácticamente imposible por razones de escala, o bien, si se realiza, obliga o simplificaciones drásticas (p. ej., en un canal de experiencias), el sedimentólogo utiliza la superficie actual de la Tierra como su mejor laboratorio. En ella observa el marco físico (el medio sedimentario) y los procesos que en él actúan dando lugar a sedimentos.

La observación de la superficie de la Tierra ha demostrado que sólo existe un número finito de medios y procesos sedimentarios y que, utilizando el principio del uniformismo («El presente es la clave del pasado»), podemos extrapolar nuestras observaciones al pasado y, como veremos, utilizar la analogía en la interpretación genética de sucesiones antiguas de rocas sedimentarias. Este es el objetivo final de la *Sedimentología*.

Los medios sedimentarios actuales son finitos y deben clasificarse para su mejor caracterización y estudio.

La forma habitual de hacerlo es utilizar parámetros físicos (precipitación, temperatura, medio de transporte, velocidad y sentido de las corrientes), químicos (composición de los sedimentos y las aguas, composición de la roca madre) y biológico (tipo de fauna, flora, interacciones organismos-sedimentos) y de aquí surge la división entre medios marinos y continentales mediante la línea de costa, pero como los procesos continentales (p. ej., corrientes fluviales durante avenidas) pueden extenderse a medios marinos y los marinos (olas, mareas) a medios continentales, existirán en esa frontera disputada una serie de medios de transición o mixtos. Por otra parte, los medios continentales pueden ser subaéreos o subacuáticos.

Continental:	Subaéreo:	Eólico
		Glacial
	Subacuático:	Fluvial
		Lacustre
De transición:		Deltaico
		Playero
		Estuarino
		Isla barrera-lagoon
Marino:		Plataforma
		Talud
		Borde precontinental
		Llanura abisal

Estas ambigüedades han dado lugar a numerosas clasificaciones más o menos complejas de medios sedimentarios (p. ej., Krumbein y Sloss, 1959; Pettijohn, 1956; Dunbar y Rodgers, 1957; Blatt, Middleton y Murray, 1972; Selley, 1976 y Reading, 1996). Aquí adoptaremos una simplificada, sintetizando algunas de las anteriores:

Otra forma de clasificar los medios sedimentarios puede ser la de utilizar, en combinación con su situación continental o marina, la acción de los procesos sobre los sedimentos y si ésta se traduce en una erosión o sedimentación neta o un equilibrio o no-deposición (Selley, 1976).

Los medios sedimentarios de erosión neta son básicamente terrestres, especialmente en aquellas áreas de relieve acusado y clima húmedo, en las que la meteorización y la erosión y transporte de sus productos son intensos, pero también existen en zonas costeras, como, por ejemplo, costas en retroceso por acción de olas y corrientes submarinas, los cañones submarinos o algunas plataformas continentales o fondos marinos sometidos a la acción de corrientes intensas de origen variado (geostróficas, de turbidez, etc.). La variación temporal de la profundidad del nivel de compensación de la calcita puede dar también áreas de erosión por disolución más o menos profundas.

Los medios sedimentarios de depósito son fundamentalmente subacuáticos y de entre éstos, los costeros y de plataforma son los que en la actualidad acumulan mayores cantidades de sedimentos y en las series antiguas también forman la mayor parte del registro geológico. En medios subacuáticos terrestres, como ríos y lagos, se pueden formar grandes acumulaciones de sedimentos, especialmente en áreas cratónicas sometidas a subsidencia lenta y continua. Los medios subaéreos como los eólicos sólo ocasionalmente dan lugar a depósitos importantes, siempre que se encuentren asociados ligados a la tectónica activa.

Los medios sedimentarios de equilibrio o no-deposición son mucho más frecuentes de lo ordinariamente admitido. En ellos, y durante un largo tiempo, no hay erosión ni depósito. Si se mantienen estables durante largo tiempo el substrato rocoso sufre importantes modificaciones químicas (perfiles de alteración). Se dan en condiciones subaéreas, como, por ejemplo, en parte de los cratones africanos, expuestos desde el Cretácico superior al menos, y en los que se ha desarrollado alteraciones y suelos que son prueba de estabilidad muy prolongada. En el registro antiguo se manifiestan como hiatos.

Bauxitas, lateritas y costras ferruginosas son los productos típicos de la acción de diversos climas sobre sustratos específicos en estos medios de sedimentación en equilibrio.

También pueden existir en medios subacuáticos marinos, y entonces el substrato reacciona con el agua del mar, dando lugar a depósitos de fosfato, óxido de manganeso y otros productos de diagénesis, sufriendo simultáneamente la acción de organismos que lo perforan y modifican. Son los «hard-grounds» de las series antiguas, normalmente mejor conservados en sedimentos carbonatados.

Resumiendo, estos medios pueden clasificarse de la siguiente forma según el tipo de sedimentación o su ausencia (Selley, 1976):

		Erosivos	En equilibrio	De depósito
Terrestres	Subaéreos	Dominantes	Penillanuras, suelos. Lateritas, bauxitas.	Raros (eólico y glaciar)
	Subácuaticos	Locales	Desconocidos (?)	Locales (fluvial y lacustre)
Marinos		Raros	«Hard-grounds»	Dominantes

Procesos sedimentarios

La sedimentación tiene lugar cuando se combinan de una determinada manera una serie de procesos físicos, biológicos y químicos que actúan a escalas muy diferentes, desde local a global y su importancia relativa varía de unos medios a otros.

Procesos físicos

Los *procesos físicos* son los más importantes en la erosión, transporte y sedimentación de los sedimentos clásticos. Los más importantes son las corrientes, que tienen dos orígenes: la fuerza de la gravedad, responsable por ejemplo, del movimiento de agua en un río o de las corrientes de turbidez, y la radiación solar, que al calentar desigualmente la superficie terrestre provoca diferencias de temperatura y, por tanto, corrientes convectivas en la atmósfera (vientos) y en el agua (corrientes marinas y lacustres). El viento, a su vez, puede provocar las olas en la superficie del mar y el transporte a ellas asociado. Un caso especial de corrientes es el de las mareas, causadas por la combinación de los campos gravitatorios de la Luna y el Sol sobre la Tierra.

Otros procesos físicos secundarios son la meteorización mecánica debida a diferencias bruscas de temperatura o la debida a la acción alternativa de agua y hielo en las grietas periglaciares.

Las corrientes tienen capacidad para transportar un rango variable de tamaños de grano y pueden ser estables (p. ej., los ríos) o variar ampliamente de forma periódica (p. ej., las mareas) o episódica (p. ej., el viento).

La densidad y viscosidad del fluido en que se mueven las partículas tienen una importancia fundamental en la capacidad de transporte de una corriente: cuanto más elevados son estos parámetros, mayor es su capacidad de transporte. En los flujos naturales, esta gradación creciente sería: 1. viento, 2. agua, 3. flujos masivos. Por encima de un umbral de velocidad, las corrientes son erosivas.

Las variaciones de velocidad en las corrientes dan lugar a la estratificación de los sedimentos terrígenos y tienen lugar incluso en los tipos más estables, como las corrientes marinas geostróficas o las de los lagos profundos. Pueden variar de forma periódica (las mareas) o de forma ocasional e impredecible (las tormentas).

Procesos biológicos

Los *procesos biológicos* derivan de la actividad fisiológica de animales y plantas que pueblan los diferentes medios y su interacción con los materiales del sustrato. Estos organismos producen sedimentos y/o ayudan a fijarlos en el medio; también tienen un importante papel regulador de la geoquímica de los fluidos presentes en el mismo.

En algunos medios, como ciertos lagos o zonas marinas profundas, la acumulación de esqueletos de organismos unicelulares puede ser la única fuente de sedimentos; en arrecifes y llanuras mareales carbonatadas, los organismos controlan la mayor parte de los procesos de sedimentación; por último hay que hacer notar que la acción humana sobre medios terrestres (deforestación, roturación de tierras vírgenes, pastos abusivos, incendios, cultivos, etc.) puede acelerar o desacelerar la tasa de erosión en ciertas zonas en un factor de quinientos o más.

Uno de los procesos biológicos fundamentales es la fijación del carbonato cálcico que forma los arrecifes y plataformas carbonatadas por organismos tales como algas, corales, briozoos, estromatopóridos, rudistas y bivalvos, entre otros. Los carbonatos primarios pueden ser destruidos total o parcialmente por procesos de bioerosión, que degradan los fragmentos litificados a finas partículas de limo calcáreo; éste es el principal proceso de formación de carbonatos micríticos.

Otro proceso biológico importante es el aporte constante de sedimentos finos tanto carbonatados como siliciclástico por parte de organismos unicelulares planctónicos que viven en aguas superficiales de mares y lagos a las zonas pelágicas de estos medios, en forma de lluvia continua de esqueletos mineralizados tras su muerte.

El estudio de las relaciones entre la fauna y flora y los sedimentos es parte de la Paleoecología, que se divide en dos ramas según Laporte (1979): Sinecología, que trata de la distribución de la totalidad de las faunas y floras de ambientes determinados, y la Autoecología, que

lo hace de grupos concretos y su interacción con otros grupos de seres vivos y con la condiciones del ambiente.

El clima y su influencia en los procesos sedimentarios

El clima condiciona los procesos físicos y biológicos antes mencionados de forma fundamental.

Los procesos meteorológicos actuales fueron muy diferentes en épocas pasadas, especialmente en intensidad y frecuencia, pero sus procesos fundamentales, temperatura, vientos y precipitación siempre han sido el resultado combinado de la radiación recibida del Sol, la velocidad de rotación de la Tierra y la distribución de continentes y mares.

La insolación en las zonas ecuatoriales calienta el aire que asciende al perder densidad, se desplaza hacia los polos a través de las capas altas de la atmósfera, donde se enfría, y gana densidad; luego desciende para cerrar el circuito por la superficie.

Este sencillo esquema se complica en la realidad por la forma esférica de la Tierra y su movimiento de rotación, de una velocidad de 1.666 km/h hacia el Este en el Ecuador.

La rotación de la Tierra produce un efecto deviatorio importante conocido como «fuerza de Coriolis» en cualquier partícula que se mueva cambiando de latitud. Si una masa de fluido (aire o agua) se mueve desde el Ecuador hacia uno de los polos, conserva inicialmente su velocidad rotacional, pero pasa a zonas donde ésta es menor en superficie; por tanto, tiende a desplazarse hacia el Este más deprisa que la superficie sólida sobre la que pasa, es decir hacia el Este según viaja hacia el Norte o el Sur. Lo contrario ocurre cuando una masa de fluido se desplaza desde latitudes altas hacia el Ecuador. Su velocidad rotacional es progresivamente menor comparada con que la de la superficie sólida y se desplaza más lentamente que ella, quedando retrasada y desplazándose hacia el Oeste (figura 2.1a). Por eso, la desviación es hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el sur y se forman los cinturones de vientos alisios y los del NW en ambos hemisferios.

El aire húmedo y caliente de la zona ecuatorial se enfría en su ascenso, descargando lluvias en esta zona; al llegar a los trópicos ocupa una zona de menor tamaño que el ecuador, por lo que se comprime y aumenta de densidad, descendiendo a la superficie ya seco. Así se forma la zona subtropical de altas presiones donde se localizan desiertos cálidos. La circulación global se completa de igual manera con otras dos células de vientos en cada hemisferio (figura 2.1a, b), cuya posición latitudinal ha variado en el decurso del tiempo geológico según la radiación solar recibida y la capacidad de almacenaje calórico de la atmósfera.

Las variaciones climáticas ocurridas en los últimos decenios han renovado el interés de científicos ajenos a la Geología y a amplias capas de la sociedad acerca de las variaciones que se pueden observar en el registro geológico y su posible uso como guía en predicciones de la evolución climática en el futuro más próximo. Se deben destacar los trabajos de Martín Chivelet (1999) y Duarte (2009) como obras introductorias rigurosas en español sobre circulación atmosférica y cambio climático global y las de Grehard, Harrison y Hanson (2001), Barry y Chorley (2003), Houghton (2004) y Cowie (2007) como equivalentes en inglés. Los procesos oceanográficos asociados están descritos de forma breve y precisa en las obras de Open University Course Team (2002a, b).

Variaciones climáticas periódicas: ciclos de Milankovitch e influencias orbitales *(Orbital forcing)*

La hipótesis de que había *causas astronómicas* que producían *variaciones climáticas periódicas* fue enunciada por Milankovitch en el siglo XIX, pero su aplicación al estudio de la ciclici-

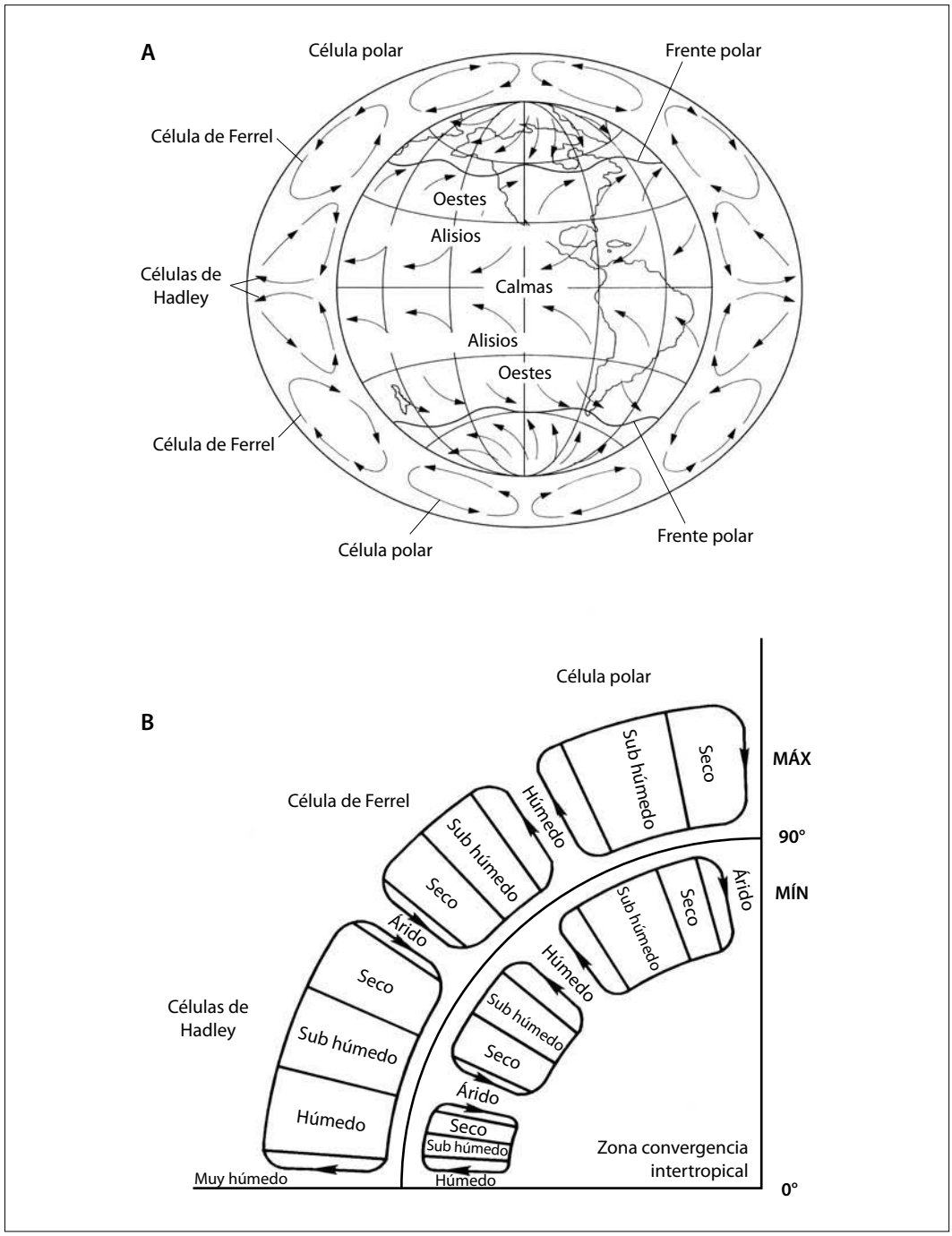


Figura 2.1. La atmósfera terrestre y su dinámica. A: Circulación general en la atmósfera terrestre y las tres células convectivas fundamentales en cada hemisferio. B: Cinturones climáticos ligados a las células fundamentales y su variación latitudinal según la radiación solar recibida. Modificado de Allen, 1997 y De Boer y Smith, 1994.

dad de los sedimentos y el establecimiento de la relación causa- efecto es muy reciente (De Boer & Smith, 1994a y b). Hay tres variables astronómicas del sistema Tierra-Sol-Luna que influyen en el clima terrestre (figura 2.2):

- *Precesión:* giro del eje de la Tierra debido a la atracción simultánea de la Luna y el Sol sobre el ecuador terrestre. Tiene un valor absoluto de 26.000 años, pero como la orbita

elíptica de la Tierra alrededor del Sol varía simultáneamente, puede oscilar entre 14.000 y 28.000 años. El principal efecto de los ciclos de precesión es una variación regular de la insolación en cada punto de la Tierra y de la diferencia de temperaturas entre invierno y verano. Los ciclos se invierten entre los hemisferios Norte y Sur.

- *Oblicuidad:* variación del ángulo de inclinación del eje de la Tierra respecto al plano de la eclíptica (el plano en que la Tierra rota alrededor del Sol). Este ángulo oscila entre 22° y 24,5°, con un período medio de 41.000 años. La oblicuidad controla las oscilaciones de temperatura entre verano e invierno.
- *Excentricidad:* variación de la relación entre los ejes mayor y menor de la órbita elíptica de la Tierra alrededor del Sol a lo largo del tiempo. Su período medio es de 100.000 años, con oscilaciones entre 99.000 y 123.000 años. Existen otros períodos más largos de variación de la excentricidad de 400.000, 1.300.000 y 2.000.000 de años Los ciclos de excentricidad controlan variaciones absolutas de la radiación solar recibida por la Tierra.

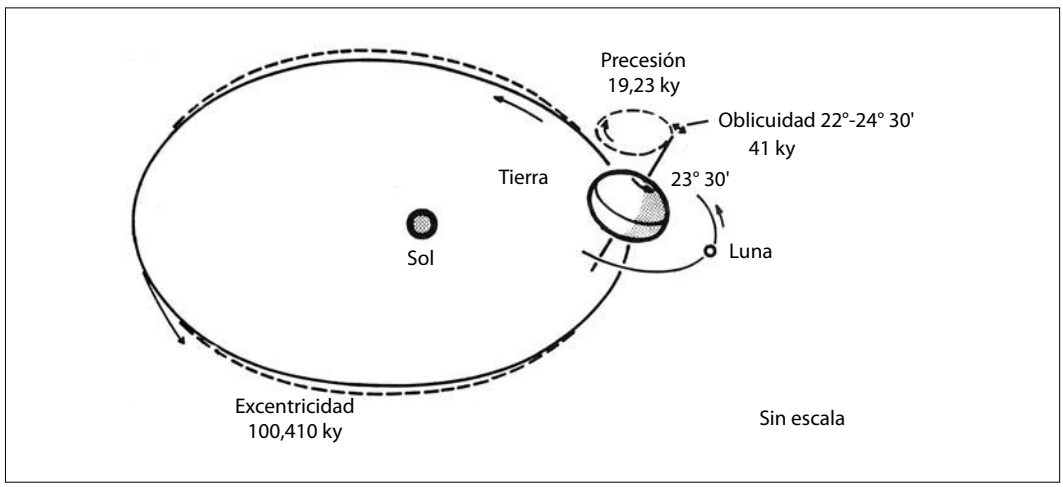


Figura 2.2. Variaciones orbitales del Sistema Tierra-Luna-Sol y sus frecuencias temporales características. Modificado de Einsele y Ricken, 1991.

Naturalmente estos ciclos se combinan entre sí, creando oscilaciones armónicas complejas que pueden amplificar o amortiguar sus efectos respectivos. También han variado de periodicidad a lo largo del tiempo geológico, pues las posiciones relativas de la Tierra y la Luna entre sí y con respecto al Sol han ido variando notablemente a lo largo del tiempo geológico.

La hipótesis de la influencia de las oscilaciones orbitales de la Tierra sobre el clima enunciada por Milankovitch es un poderoso instrumento para analizar y explicar la obvia ciclicidad de muchas series sedimentarias, pero su aplicación práctica está plagada de dificultades. Se pueden utilizar variables observables como espesor de las capas, tamaño de grano, porcentaje de carbonato cálcico, concentración de O 18 o C 13 y otras, pero las premisas fundamentales de partida son que la tasa de sedimentación permanezca constante durante el período observado y que el registro sedimentario sea continuo.

Otro problema a resolver antes del análisis es la datación absoluta precisa de los sedimentos estudiados, lo que, normalmente, es algo bastante complicado. Sin una datción muy precisa, todo intento de cálculo de edad absoluta de los ciclos observados está viciado desde el origen.

Si se cumplen todas las premisas, las variaciones observadas se pueden explicar por influencias orbitales («orbital forcing») mediante técnicas estadísticas de análisis numérico espectral (Weedon, 1991, 1993; Einsele *et al.*, 1991)

FACIES

Conceptos generales

El concepto de *facies* es fundamental en Sedimentología, pues, ya en el siglo XVIII, los primeros estudios de las rocas sedimentarias antiguas demostraron que todas ellas presentaban características tales como composición, geometría y contenido de fósiles que permitían agruparlas en un número finito de tipos.

El término original fue definido por Gressly en 1838, como: «conjunto de características litológicas y faunísticas de una unidad estratigráfica que permite distinguirla de las adyacentes». Este concepto ha sido uno de los más debatidos en la historia de la Geología y sus avatares están recogidos en los trabajos de Middleton (1973), Anderton (1985) y Reading (1996).

La confusión ha presidido su uso en muchas ocasiones, pero en este libro se utiliza el término en su sentido descriptivo original excluyendo en lo posible las connotaciones genéticas a veces empleadas. Así, es correcto, aunque restrictivo, hablar de facies oolíticas o facies salinas, pero lo es mucho menos hablar de facies de «lagoon» o de facies turbidíticas, porque esta acepción implica un factor subjetivo de interpretación que no debe confundirse con la descripción objetiva; aún mas confuso e inadecuado es hablar de tectofacies, porque se que se asume que cada una de ellas sólo se da en un marco tectónico concreto, lo que casi nunca ocurre. Hay, por ejemplo, facies molásicas pre-, sin- y postorogénicas.

Por tanto, de acuerdo con Selley (1970), definiremos una *facies* como un conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado de otros por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles.

La figura 2.3 muestra las relaciones entre facies, medios sedimentarios, procesos y tiempo; por ejemplo, una facies de pizarras bituminosas se deposita en un medio marino profundo por un proceso de decantación en el Jurásico, o bien, una facies de areniscas gradadas se deposita en un medio de borde precontinental por un proceso de corriente de turbidez en el Cretácico (Selley, 1976).

Las facies descriptivas pueden subdividirse en *litofacies* y *biofacies*. Las litofacies son unidades de rocas definida por un conjunto de características físicas tales como tamaño de grano, composición química, estructuras sedimentarias y tipo de estratificación, mientras que las biofacies priman en su definición el contenido de organismos fósiles (macro- y/o microfósiles) y estructuras orgánicas que contienen.

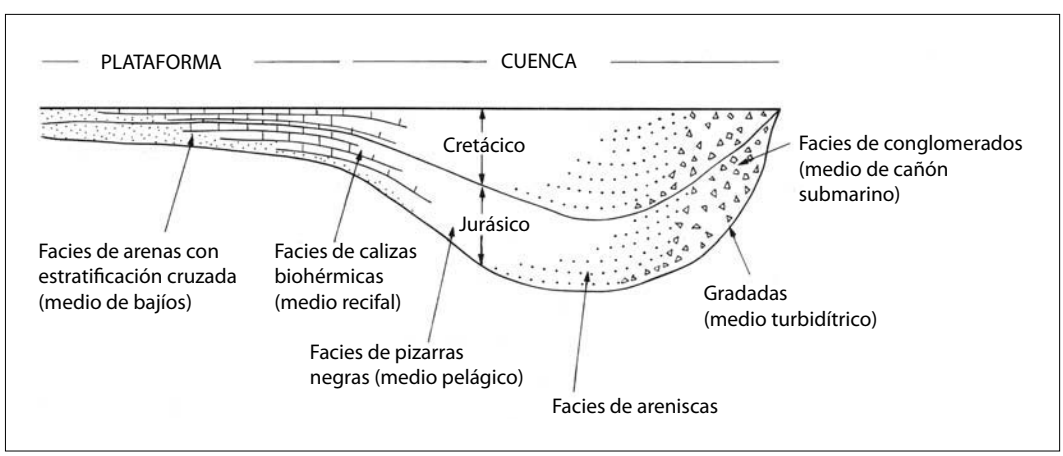


Figura 2.3. Relación entre medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca sedimentaria teórica. Modificado de Selley, 1976.

Las facies individuales son el elemento inicial de toda interpretación sedimentológica y se deben agrupar en *asociaciones de facies,* que tienen una génesis común, es decir, que se interpretan como el producto de un medio o proceso sedimentario concreto y bien definido. Actualmente disponemos de asociaciones de facies bien definidas para muchos medios sedimentarios, como se expondrá en sucesivos capítulos de este libro; el carácter predictivo de la sucesión vertical de asociaciones de facies permite la interpretación de las sucesiones de rocas antiguas, cuyo principio básico es: los parámetros de las facies antiguas de origen desconocido pueden compararse con los de depósitos actuales de los que conocemos el medio sedimentario y los procesos que los originaron y, de aquí, deducir los que actuaron entonces. Es una forma diferente de enunciar el principio del actualismo. Si además suponemos que en el pasado, medios y procesos sedimentarios han actuado como en la actualidad (principio de uniformismo), podemos concluir que ha habido y hay un número finito de medios y procesos sedimentarios que producen facies sedimentarias características, y que se pueden agrupar en varios sistemas ideales o modelos de sedimentación. Estos modelos sirven de norma de comparación en la interpretación de las facies sedimentarias antiguas y para la definición de una serie de secuencias verticales.

Al final de este capítulo se mencionarán algunos trabajos fundamentales en los que se han definido asociaciones de facies características de medios sedimentarios concretos bien contrastadas y ampliamente aceptadas.

En la actualidad es más frecuente hablar de *secuencia de facies* que de *asociación de facies,* aunque el término *secuencia* tiene otras acepciones de las que se hablará más adelante y sólo una definición previa del sentido en que se utiliza en cada trabajo puede evitar confusiones.

La Ley de Walter

Tras constatar el número finito de facies en las sucesiones de rocas, pronto se dieron cuenta los geólogos de que éstas raramente se asociaban de forma aleatoria. Walter (1884) analizó este hecho y comparó las sucesiones de rocas antiguas con las sucesiones de medios sedimentarios que se dan en la actualidad en la superficie de la Tierra.

Una facies individual puede tener poco valor en una interpretación de medios: así, una arenisca con «ripples» indica sólo un proceso: depósito en régimen bajo por una corriente que se movía en un determinado sentido, pero no podemos deducir de ella profundidad, salinidad o medio de depósito.

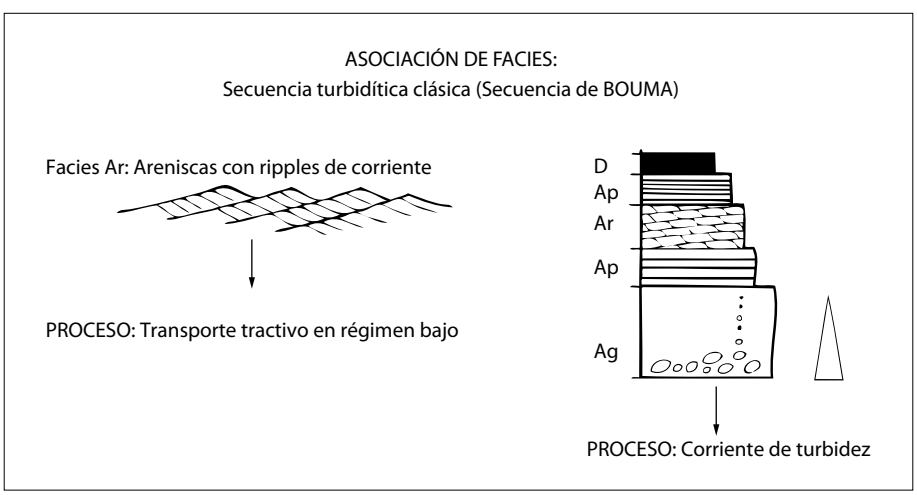


Figura 2.4. Relación entre facies, asociaciones de facies y procesos sedimentarios.

Sin embargo, puede ser muy significativa si la analizamos en relación con las facies que se encuentran por encima y por debajo, formando una asociación de facies, que estaría formada por dos o más facies ligadas genéticamente y que reflejan la actividad de un proceso o procesos en un determinado medio o asociación de medios durante un tiempo suficiente como para producir unos depósitos que se conservan en el registro geológico. Sus límites son netos o erosivos (figura 2.4).

Walter denominó área de facies («faciesbezirk») a una secuencia vertical continua de facies relacionadas genéticamente y reconoció sus límites en las superficies de erosión intraformacionales que las limitan. Destacó la importancia de esta disposición estableciendo que: «Los diversos depósitos de una misma área de facies e igualmente la suma de las rocas de las diferentes áreas de facies se forman unas al lado de otras... Un principio básico de profundo significado es que sólo se pueden superponer sin ruptura alguna y primariamente las facies y áreas de facies que actualmente encontramos en contigüidad» (Walter, 1894, en Middleton, 1973).

Esta afirmación, conocida como *Ley de Walter*, es el fundamento del *análisis de facies:* las facies que se encuentran en una sucesión vertical continua se formaron en medios adyacentes lateralmente. A la inversa, es posible deducir la distribución paleogeográfica de medios sedimentarios adyacentes a partir de sucesiones verticales continuas y correlacionables. Sin embargo, la aplicación de este principio es incorrecta si se olvidan dos puntos fundamentales, lo que ha sido y es muy frecuente: *a*) Sólo se aplica a sucesiones sin rupturas importantes, pues una superficie de erosión, por ejemplo, puede significar la desaparición de una o más facies que representarían medios contiguos que han quedado sin representación, y *b*) su base actualística, ya que la comparación con los medios actuales debe ser la base de la interpretación de las facies antiguas.

El tipo de *contacto* entre facies no suele recibir el mismo tipo de atención que se presta a las facies en sí mismas y muchas veces no se reconocen rupturas de la continuidad de la sedimentación posteriormente demostradas, por ejemplo, por estudios biostratigráficos detallados.

Si un contacto *gradual* supone que una facies sucedió a otra en continuidad temporal por migración de medios sedimentarios; un contacto *erosivo* supone una ruptura temporal más o menos larga del registro sedimentario; los contactos *netos* son más difíciles de interpretar, pues en algunas ocasiones, pueden representar grandes períodos de interrupción de la sedimentación, es decir, indicar vacíos en el registro sedimentario de gran importancia.

Origen de la ciclicidad. Ritmos y ciclos

La repetición de asociaciones de facies dio lugar al concepto de *ciclos sedimentarios*, a veces divididos en temas simétricos (DCD-DCD) o ciclos s.s., y temas asimétricos ABC-ABC o ritmos, pero esta distinción es falaz, ya que como se puede observar en la figura 2.5, ambos tipos de temas pueden estar relacionados lateralmente sin diferencias genéticas (*X* = ciclo,

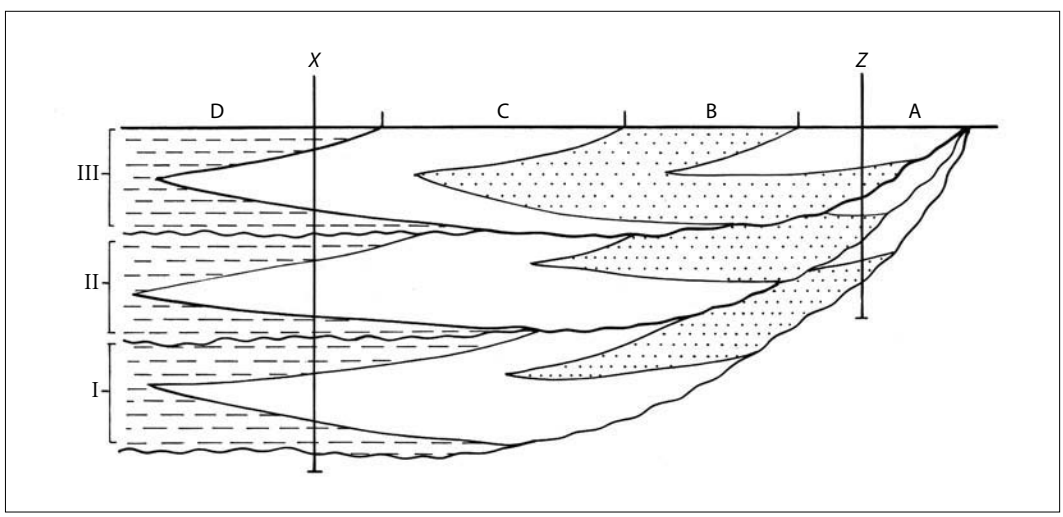


Figura 2.5. Variaciones laterales de los ciclos sedimentarios. En situación proximal (*Z*), los ciclos están truncados por discordancias, mientras que en situación distal (*X*) están completos. Modificado de Selley, 1976.

Z = ritmo) (Selley, 1967), por lo que en la actualidad se prefiere emplear la palabra ciclo para ambos tipos de sucesiones.

El origen de la *ciclicidad,* es decir, de la repetición de secuencias, ha sido muy discutido y existen diversidad de teorías: subsidencia repetida de la cuenca, elevación del área fuente, oscilaciones climáticas, variaciones del nivel del mar, etc. Todas ellas pueden causar ciclicidad o bien superponerse, reforzando o atenuando sus efectos.

Beerbower (1964) hizo una aportación fundamental a este análisis al resumir todos los procesos generadores de ciclicidad en dos categorías:

a) Procesos *autocíclicos:* generados dentro del área de sedimentación, por ejemplo, la migración de un canal fluvial o su abandono, la formación y abandono de lóbulos deltaicos.
b) Procesos *alocíclicos:* generados fuera del área de sedimentación, por ejemplo, lluvias fuertes o sequía en la cabecera de un río que alimenta un delta, variaciones eustáticas del nivel del mar o movimientos tectónicos en la cuenca sedimentaria o sus márgenes.

Aunque cualquiera de ellas puede dar lugar a ciclicidad, hay que tener en cuenta que normalmente se superponen varios procesos muy diferentes, dando un resultado final complejo.

Se conoce poco sobre la geometría detallada de los ciclos y de las limitaciones que producen en su desarrollo los diversos mecanismos responsables, por lo que existe una polémica importante sobre la importancia relativa de los autocíclicos y los alocíclicos (Grotzinger, 1986).

Muchos geólogos creen que los ciclos más simples no tienen importancia regional en una cuenca, sino que se producen por programación de facies a escala mucho menor y que el techo de los mismos no representa una isócrona (James, 1984).

Las facies en profundidad

Si la descripción de facies y asociaciones de facies se ha basado en datos de afloramientos y medios actuales hasta aproximadamente 1980, la mejora de los datos sísmicos de reflexión, de los registros eléctricos de pozos y de la recuperación de testigos por parte de la industria del petróleo y su accesibilidad creciente ha significado una revolución de la Sedimentología a partir de esa fecha. Hoy en día es más fácil obtener reconstrucciones tridimensionales de las asociaciones de facies, de su mosaico de medios sedimentarios y de la tectónica sin-sedimentaria a partir de estas observaciones indirectas que de los datos directos de superficie, aunque ambos métodos sean necesarios para una buena interpretación final.

Las principales limitaciones de los métodos indirectos de observación en profundidad se derivan de la muy diferente escala de los datos sísmicos, medidos en decenas de metros, pero de enorme extensión lateral y vertical por una parte y de los registros eléctricos y testigos, de carácter puntual, muy espaciados lateralmente y normalmente restringidos a los intervalos potencialmente productivos, aunque de una precisión de centímetros.

Las *facies sísmicas* se definen de acuerdo con la configuración de las reflexiones, su continuidad, amplitud, frecuencia y velocidad, así como por la forma externa de cada unidad (Mitchum *et al.*, 1977a, b); estas facies se pueden cartografiar en forma bi-o tridimensional, de forma idéntica a los cuerpos rocosos en geología de superficie.

La característica más sencilla de observar en una facies sísmica es la forma de las reflexiones (figura 2.6), que reflejan tipos de estratificación, procesos de sedimentación y erosión, geometría de cuerpos sedimentarios y procesos de acumulación y deformación sinsedimentaria. Las reflexiones de gran amplitud reflejan contrastes verticales acusados entre facies, mientras que reflexiones de pequeña amplitud indican potentes sucesiones de litología similar.

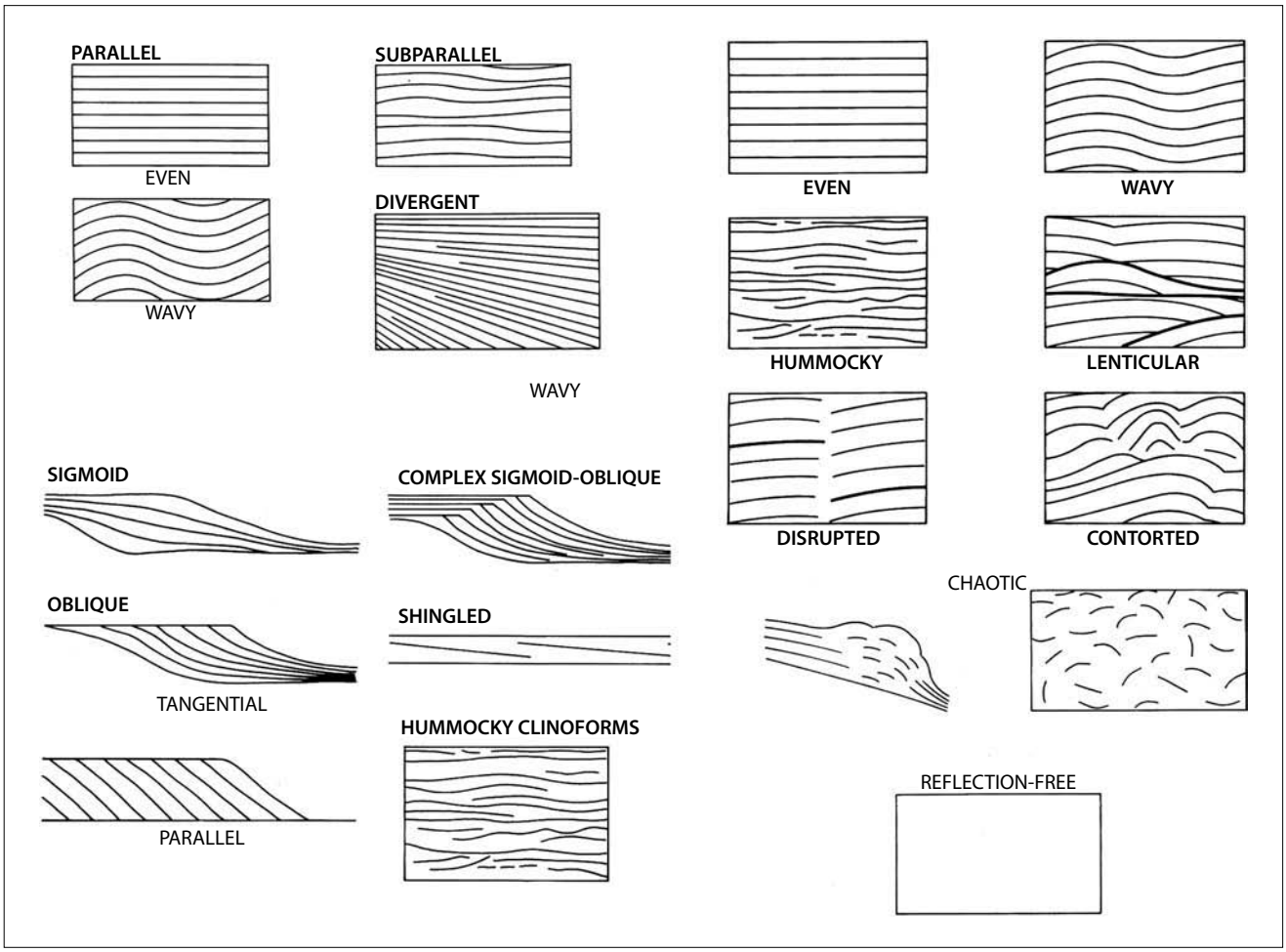


Figura 2.6. Configuraciones básicas de las reflexiones sísmicas. Modificado de Mitchum *et al.*, 1977a. Se conserva la nomenclatura en inglés por ser de uso general.

La forma externa de cada cuerpo rocoso, muy difícil de reconstruir en superficie, es claramente observable en las facies sísmicas (figura 2.7) (Mitchum *et al.*, 1977b), tanto de forma aislada como en relación con la superficie basal en la que se apoyan. La información sísmica de reflexión es extremadamente precisa en el caso de relleno de formas cóncavas, es decir, erosivas (figura 2.8) en las que se pueden distinguir rellenos paralelos, convexos, cóncavos, caóticos, migratorios o complejos (Mitchum *et al.*, 1977b).

Las facies sísmicas se pueden agrupar en unidades estratigráficas sísmicas a secuencias sísmicas (Brown y Fisher, 1977); formados por unidades de reflexiones sísmicas asociadas limitadas por discordancias y sus superficies concordantes equivalentes (figura 2.9), y que muestran una serie de terminaciones características y fácilmente reconocibles. Estas secuencias sísmicas se miden normalmente en espesores de decenas a centenares de metros de espesor.

Los *registros eléctricos* miden propiedades eléctricas, radioactivas y acústicas de las rocas perforadas en un sondeo mediante una multitud de instrumentos que son cada vez más precisos, y de ellos se deducen litologías, porosidades y tamaño de grano. Los datos se asocian para definir *electrofacies* («log facies») (Hurst *et al.*, 1992). Los registros eléctricos son continuos, por lo que proporcionan detallada información vertical en centenares o millares de metros, pero su interpretación litológica correcta depende de la correcta separación del efecto de fluidos naturales, lodos de perforación y otras posibles interferencias.

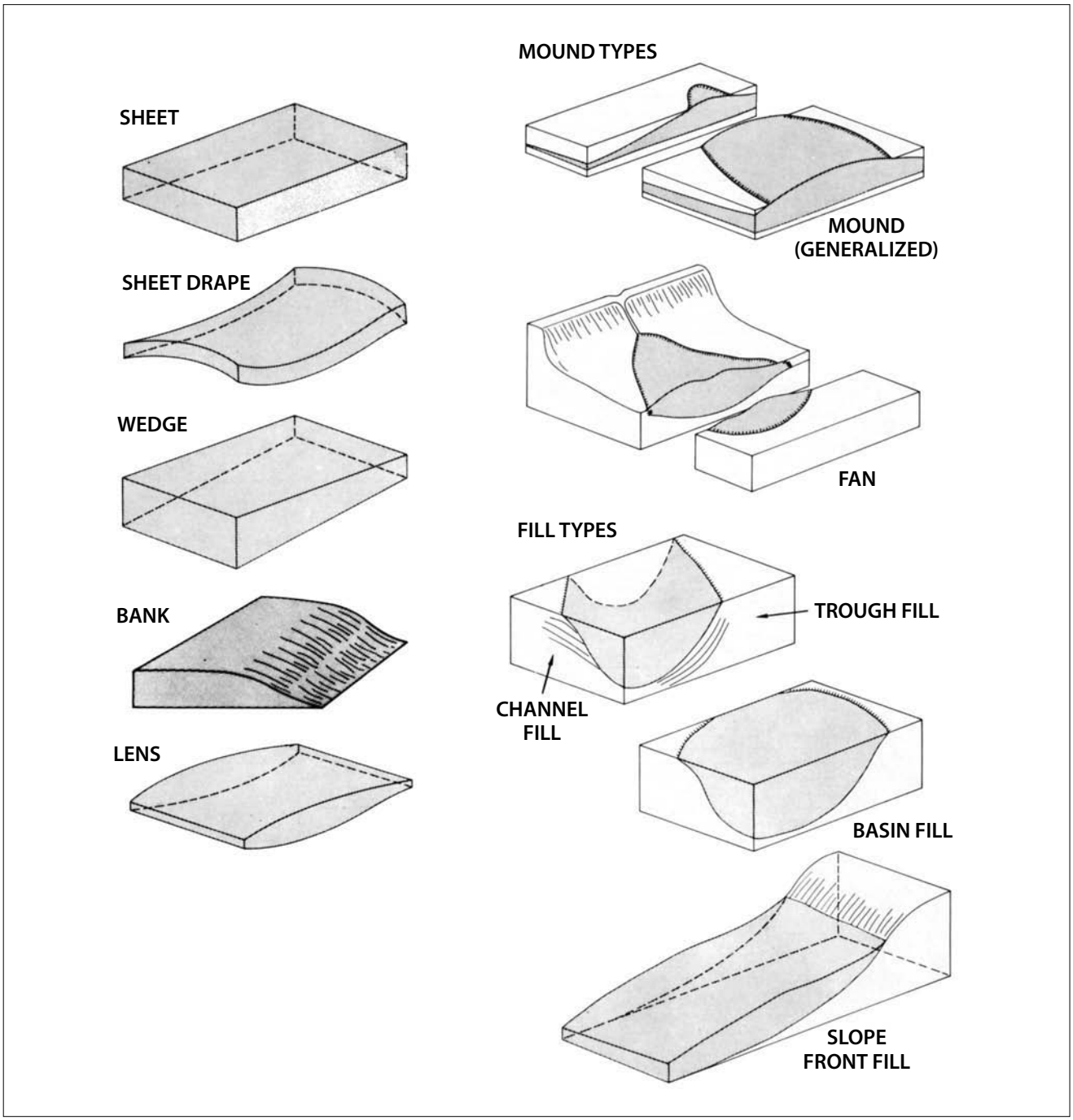


Figura 2.7. Forma externa de algunas unidades de facies sísmicas. Modificado de Mitchum *et al.*, 1977a. Se conserva la nomenclatura en inglés por ser de uso general.

Los más utilizados son: neutrónico, densidad, sónico, rayos gamma, rayos gamma espectrales, potencial espontáneo, resistividad, calibre y buzamiento («dipmeter»), entre otros. La tecnología de las medidas en pozos avanza continuamente, mejorando su precisión y diseñando nuevas herramientas complementarias (Asquith y Krigowsky, 2004).

Aunque algunos de ellos pueden utilizarse individualmente en la interpretación litológica, siempre es mejor utilizarlos conjuntamente (figura 2.10).

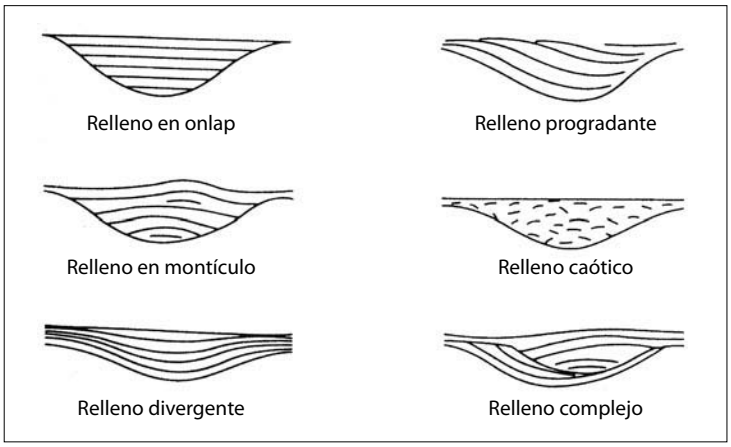


Figura 2.8. Ejemplos de reflexiones sísmicas en los rellenos de formas cóncavas del basamento. Modificado de Mitchum *et al.*, 1977a. Se conserva la nomenclatura en inglés por ser de uso general.

El registro *neutrónico* refleja el contenido de hidrógeno y tiene valores negativos en presencia de porosidad elevada rellena por agua, petróleo o gas, o bien en los niveles ricos en materia orgánica. Los valores positivos indican rocas sin porosidad por compactación o cementación, o bien anhidrita o halita.

El registro de *densidad* refleja la densidad de electrones en la roca, es decir, la densidad de las partículas y de los fluidos presentes. Utilizado conjuntamente con el neutrónico es el método más fiable y sensible para la identificación de litologías.

Los limos tienen baja densidad, mientras que la anhidrita y las rocas compactadas tienen alta

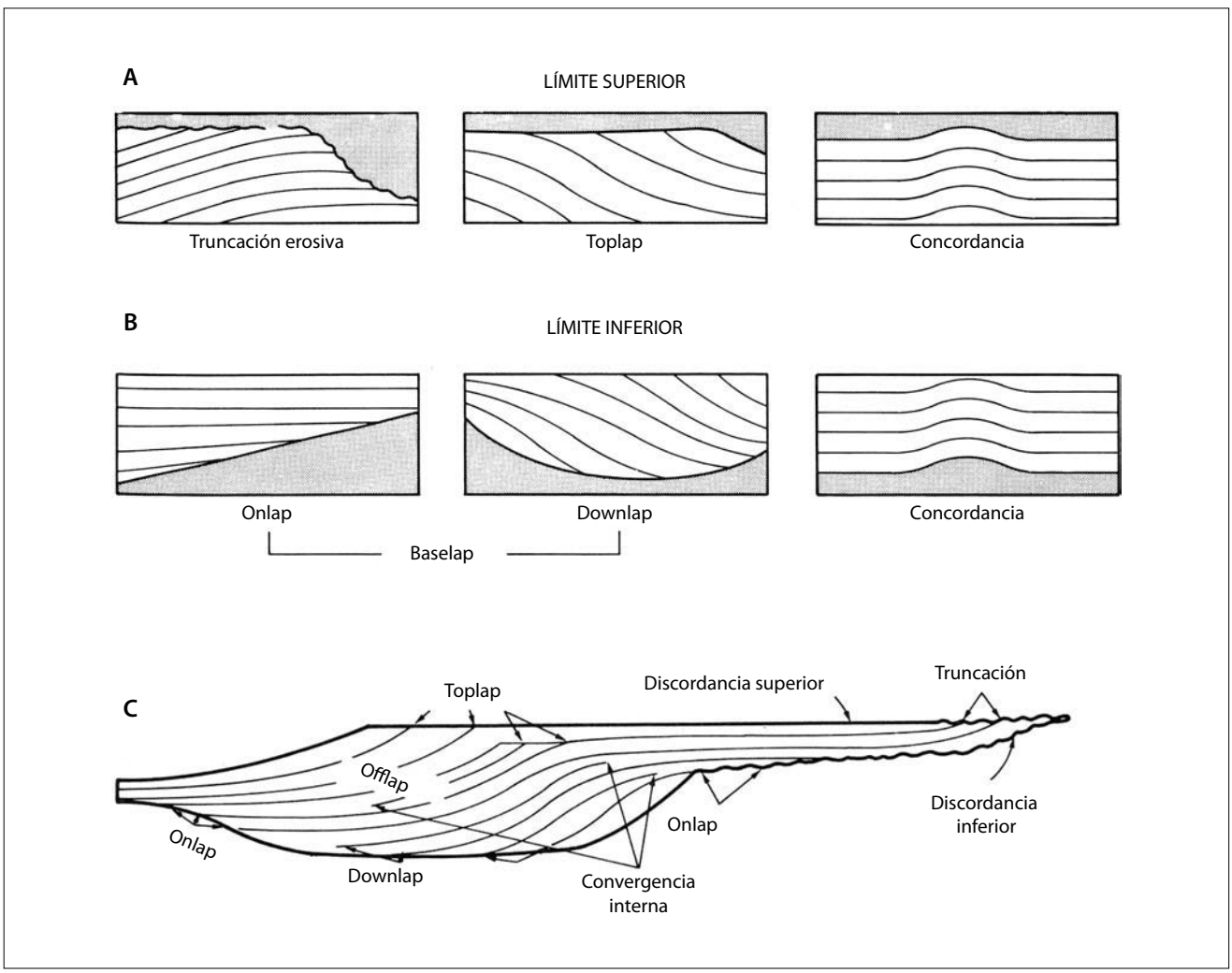


Figura 2.9. Terminaciones de las reflexiones sísmicas en el interior de una secuencia sísmica ideal. A: Límite superior. B: Límite inferior. C: Geometría ideal. Modificado de Mitchum *et al.*, 1977a, b.

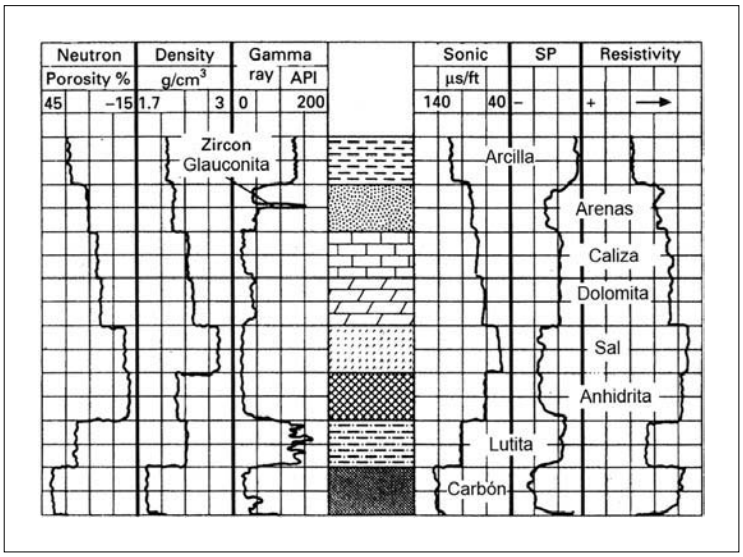


Figura 2.10. Respuestas típicas de cada litología en registros eléctricos de pozo. Modificado de Reading, 1998.

densidad; los valores intermedios pueden representar calizas, dolomías y areniscas porosas.

El registro *sónico* registra la velocidad de las ondas sónicas, compresivas y de cizalla a través de la roca. Las areniscas, calizas y dolomitas tienen velocidades altas (tiempo corto de transmisión), mientras que las arcillas y la anhidrita tienen velocidades bajas (tiempo largo de transmisión). Este registro puede indicar la compactación de los materiales y es muy sensible para detectar discontinuidades verticales en el registro sedimentario.

El registro de *rayos gamma* registra la radiación natural de este tipo emitida por la roca, cuyas fuentes pueden ser los elementos potasio, uranio y torio. Refleja el contenido en arcillas de la roca (mayor cuanto más alto el valor del registro). Mientras que la illita contiene potasio, la caolinita no, y puede dar valores bajos. Las concentraciones de micas, feldespatos potásicos, zircones y glauconita, frecuentes en la base de secuencias detríticas gruesas (depósitos residuales o «lag deposits») pueden dar valores altos engañosos; la anhidrita tiene valores muy bajos, mientras que las sales potásicas y los niveles ricos en materia orgánica los tienen muy altos.

El registro de *rayos gamma espectral* permite separar las tres fuentes de radiación gamma antes mencionadas; con él se pueden separar los niveles ricos en arcillas (ricos en potasio) de los depósitos residuales («lag deposits»), ricos en minerales con uranio y torio.

El registro de *potencial espontáneo* indica la permeabilidad de la roca, pero las areniscas cementadas, dolomías, calizas y arcillas compactas tienen la misma respuesta, por lo que es difícil de interpretar de forma aislada.

El registro de *resistividad* indica la resistencia de la roca a la transmisión de una corriente eléctrica. Las arcillas y las areniscas porosas tienen baja resistividad, mientras que las rocas impregnadas de hidrocarburos y los carbones tienen resistividades altas. La resolución es muy alta.

El registro de *calibre* del pozo («caliper») indica el diámetro del pozo durante el avance y puede diferenciar entre capas cementadas o resistentes (areniscas, carbonatos y no cementadas o blandas (arcillas, evaporitas).

El registro de *buzamiento* («dipmeter») reconstruye el ángulo y dirección de buzamiento de superficies en las paredes del pozo por comparación de medidas de resistividad simultáneas en una circunferencia horizontal. Su interpretación es difícil a veces, pero puede indicar la presencia de estructuras sedimentarias internas menores como estratificación cruzada y ripples y, en consecuencia, indicaciones sobre paleocorrientes.

Recientemente se han diseñado nuevos registros que dan imágenes reales de las rocas y fluidos que se encuentran en las paredes de un pozo, aunque su costo es mucho mayor que los de los registros convencionales.

Existen tanto registros eléctricos como registros sónicos de este tipo. Los dos tipos han sido aplicados comercialmente desde 1990 (Asquith y Krigowsky, 2004; Hurley, 2004).

Los registros eléctricos se basan en la técnica del «dipmeter», pero usan entre 64 y 192 puntos de contacto en el instrumento de medida, en lugar de los 8 usados en el «dipmeter» clásico. Los sistemas se llaman «Electrical Micro Imaging Tool» (EMI) de la compañía Halli-

burton, «Formation Micro Imager» (FMI) de Schlumberger y «SimulTaneous Acoustic and Resistivity Imager» (STAR) de Baker Atlas.

Los registros acústicos emiten una señal acústica rotatoria y recogen los ecos de las paredes del pozo. La amplitud acústica y el tiempo de ida y vuelta se registra y se transforma en imágenes. Los sistemas se llaman «Circumferencial Acoustic Scanning Tool» (CAST) de Halliburton y «Circumferential Borehole Imaging Tool» (CBIL) de Baker Atlas.

Su precisión es inferior a un centímetro y su gran ventaja sobre los registros clásicos es que permiten la observación directa de las estructuras, sin apenas necesidad de interpretación.

LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

Todas las secuencias sedimentarias descritas en medios actuales o sucesiones antiguas tienen sólo unos tipos determinados de sucesión vertical, tanto en sedimentos siliciclásticos como en carbonatados y evaporíticos. Los dos últimos grupos serán descritos detalladamente en los capítulos correspondientes de ese libro, por lo que no se tratarán aquí.

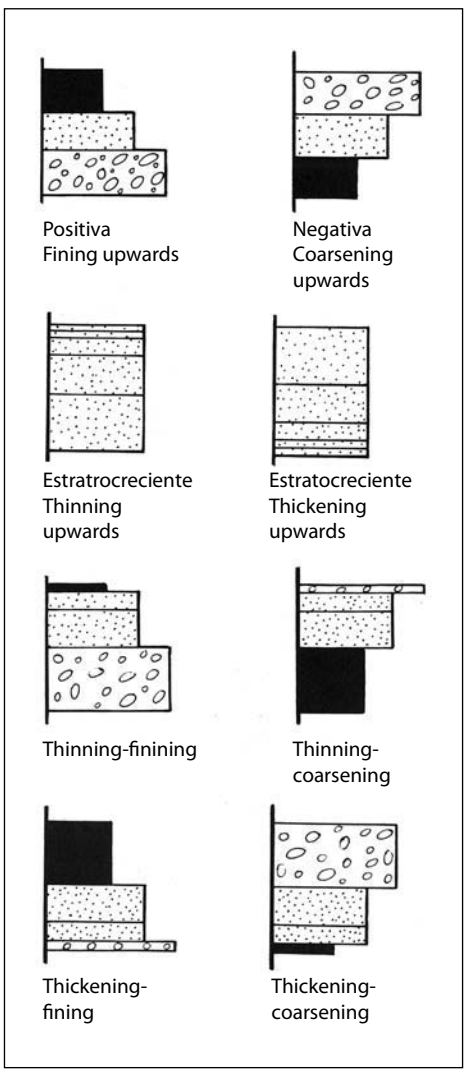


Figura 2.11. Diversos tipos teóricos de asociaciones de facies clasificadas según su tamaño de grano y el espesor de las capas.

Tipos de secuencias verticales en sedimentos siliciclásticos

En depósitos siliciclásticos se forman dos tipos de secuencias en relación al tamaño del grano; éste puede crecer desde la base (*secuencia granocreciente* = «coarsening upwards sequence») o disminuir (*secuencia granodecreciente* = «fining upwards sequence»); a su vez estas secuencias pueden apilarse en la vertical formando asociaciones de secuencias en las que el espesor de cada una de ellas puede aumentar (*asociación estratocreciente* = «thickening upwards association») o disminuir (*asociación estratodecreciente* = «thinning upwards association»).

Como el tamaño del grano de un sedimento refleja en principio la energía del proceso generador, el estudio de su variación en las secuencias es una parte importante del análisis de facies, combinado con el espesor de cada secuencia, denominado análisis secuencial.

Las figuras 2.11 y 2.12 muestran varias secuencias y asociaciones de secuencias de entre las muchas posibles, tanto en casos teóricos como reales.

Los ciclos sedimentarios se han considerado clásicamente como formados por sedimentos marinos limitados por regresiones, pero, como indica Mutti (1981), esta definición no es aplicable salvo que existan discordancias o depósitos continentales a base y techo, lo que no siempre ocurre, y propone redefinirlos como «el producto de una sedimentación transgresiva-regresiva, sea cual sea su escala».

La tendencia transgresiva estará representada en la parte del ciclo en que se superponen en la vertical, sedimentos marinos profundos o marinos proximales, éstos a los de transición y los de transición a los continentales, y la tendencia regresiva por los casos inversos.

Categorías de los ciclos sedimentarios

Los ciclos presentes en una sucesión cualquiera pueden subdividirse en varias categorías, como se indica en el esquema de la figura 2.6; el ciclo mayor, el de primer orden, sería el que encajaría en la definición clásica y puede tener centenares o millares de metros de espesor, varía

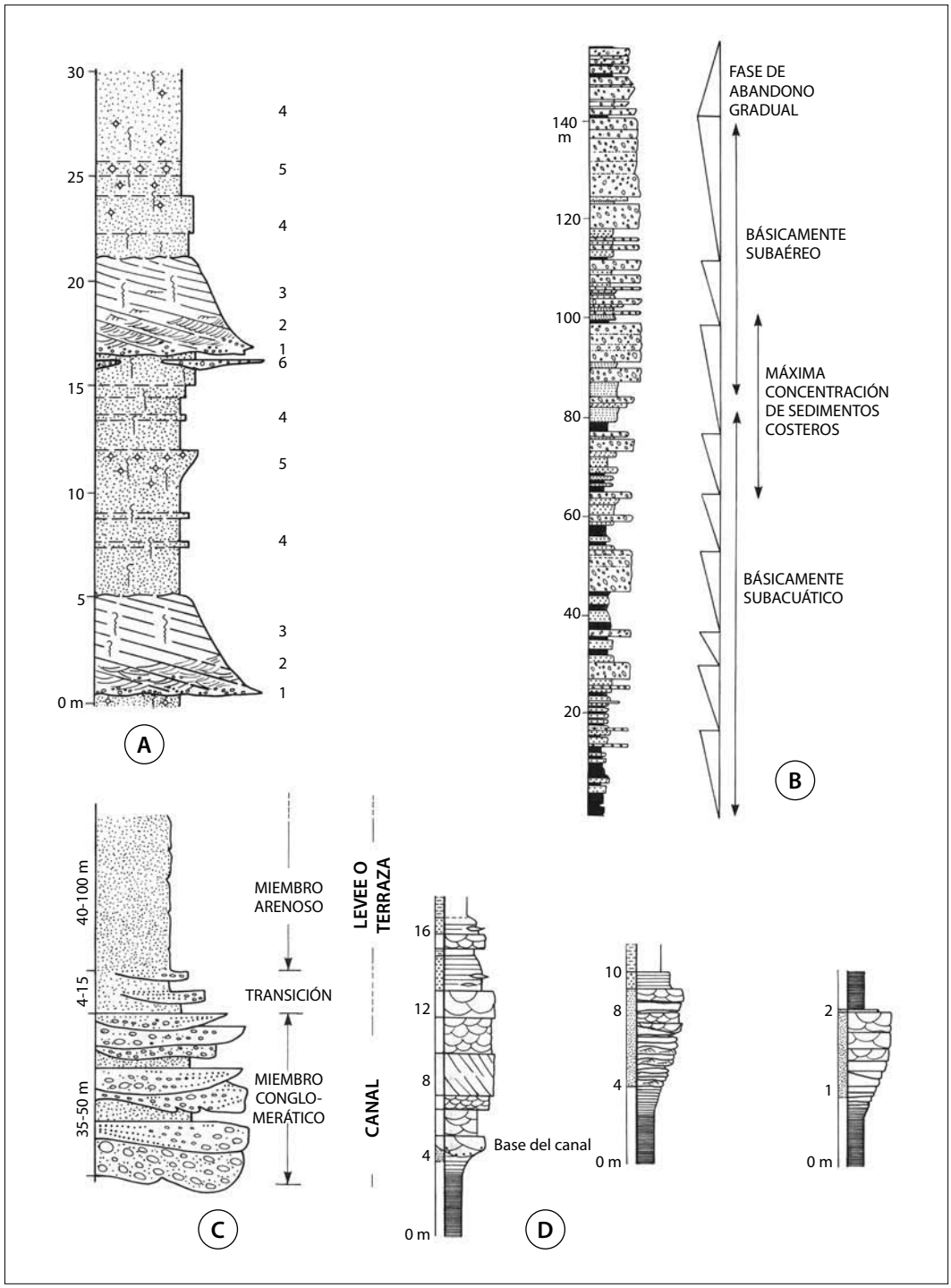


Figura 2.12. Diversos tipos de asociaciones de facies reales. A: Fluvial, fining upwards (Puigdefabregas y Van Vliet, 1992). B: Fluvial-lacustre, coarsening y thickening upwards (Miall, 2000). C: Turbidítica, thinning y fining upwards (Johnson y Walter, 1979). D: Deltaica, coarsening y thickening upwards (Faquarson, 1982).

lateralmente y en las zonas marginales de la cuenca puede estar limitado por discordancias a base y a techo, y formado por depósitos de muchos medios diferentes.

Pocas veces los ciclos de primer orden están completos y dependen también de su posición respecto al eje de la cuenca (figura 2.3). A menudo el eje mayor del cuerpo rocoso del ciclo

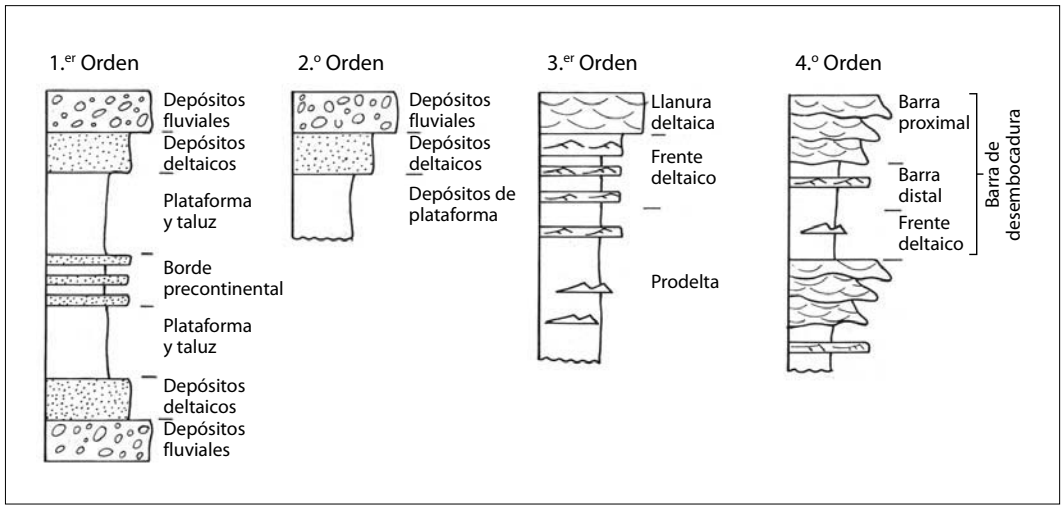


Figura 2.13. Diversas categorías de ciclos. Modificado de Mutti, 1981.

es transversal al de la cuenca y entonces adopta forma de cuña sedimentaria que se adelgaza tanto hacia el borde la cuenca como hacia el centro de ésta, limitado por discordancias estratigráficas. La zona de máximo acumulación, o «depocentro», no coincide con el centro geométrico de la cuenca, y suele cambiar de posición con el tiempo debido a la subsidencia, que varia de velocidad según los puntos con la progresiva carga de sedimentos y las modificaciones tectónicas.

Los ciclos de primer orden se deben a causas regionales, como movimientos tectónicos o variaciones eustáticas del nivel del mar.

Los ciclos de segundo orden pueden distinguirse en el interior de los de primer orden y están constituidos al menos por la asociación de los sedimentos de dos medios de sedimentación (p. ej., marino y deltaico en la figura 2.13), los de tercer orden están formados por los de un medio o sistema deposicional (p. ej., deltaico, figura 2.13) y los de cuarto orden por un submedio o ambiente deposicional (p. ej., barras de desembocadura, figura 2.13). Su disposición es generalmente asimétrica en las cuencas marinas (figura 2.14).

Esta clasificación coincide en parte con la más utilizada actualmente, derivada del principio de la Estratigrafía secuencial, objeto del siguiente apartado de este capítulo.

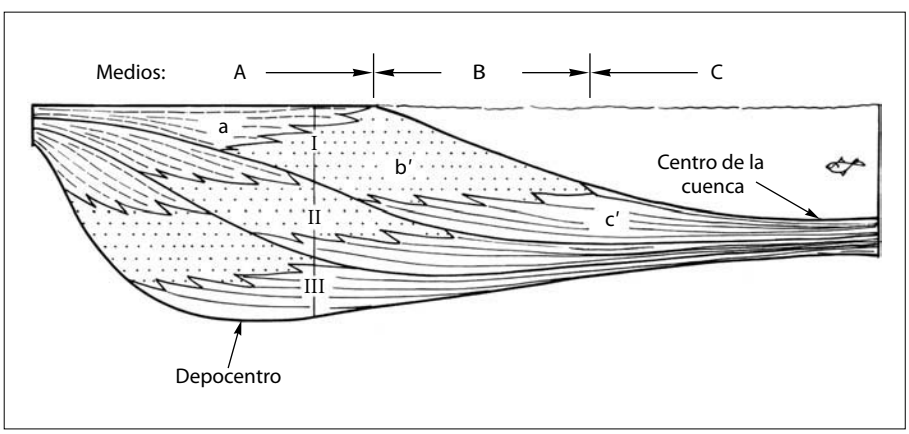


Figura 2.14. Ciclos asímetricos de primer orden y posiciones sucesivas del depocentro y el centro de la cuenca sedimentaria. A: Dominio continental. B: Dominio de plataforma-talud marino. C: Dominio de llanura abisal.

La utilización de la *estratigrafía secuencial* ha modificado parcialmente el concepto de ciclicidad sedimentaria y la terminología más utilizada en la actualidad se basa en los trabajos de Vail *et al.* (1977a, b, c), Haq *et al.* (1987) y Duval *et al.* (1992) entre otros. Se propone una división en secuencias de duración cada vez menor, producida por fenómenos globales o locales de duración muy variada.

Un ciclo de 1.er Orden tiene una duración de centenares de millones de años y responde a ci-

clos de agregación y/o disgregación de continentes y variaciones correlativas del volumen de los océanos.

Un ciclo de 2.º Orden tiene una duración de 3 a 50 millones de años y responde a variaciones de la tasa absoluta de subsidencia (cuencas) o de elevación de áreas madre (continentales).

Un ciclo de 3.er Orden, o *secuencia deposicional,* tiene una duración de 0,5 a 3 millones de años y responde a variaciones eustáticas del nivel del mar (Vail *et al.* 1991) y/o deformaciones del basamento de la cuenca sedimentaria por esfuerzos intra-placa (Cloetingh, 1986, 1988).

Un ciclo de 4.º Orden, o *parasecuencia*, tiene una duración de 0,1 a 0,5 millones de años y representa un episodio individual de somerización entre períodos de gradual profundización y responde a procesos autocíclicos en zonas concretas de la cuenca sedimentaria.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La *estratigrafía secuencial,* propuesta en 1977 (Payton, 1977) por un grupo de sedimentólogos de la compañía Exxon encabezado por P. Vail ha revolucionado el *análisis de facies*. Aunque el método no era totalmente original, sus hipótesis inciales eran tan prometedoras que fueron aceptadas entusiásticamente por gran parte de la comunidad geológica. Su exposición detallada no es el objeto principal de este libro, pero sus líneas generales deben ser enunciadas en este capítulo para una mejor comprensión del Análisis de Facies actual.

La hipótesis fundamental expuesta en la obra de 1977 antes citada es que las *facies sísmicas* pueden integrarse en *secuencias sísmicas* mayores limitadas por discordancias y que su origen está ligado a *variaciones eustáticas del nivel del mar,* al menos en las *secuencias marinas* de márgenes continentales pasivos (figura 2.15). La posibilidad de correlaciones globales de secuencias sísmicas era evidente, y se propusieron gráficas estratigráficas para el Fanerozoico que mostraban las oscilaciones globales del nivel del mar a lo largo del tiempo (Vail *et al.*, 1977a, b, c). Estas gráficas de primera generación usaban una escala temporal absoluta, las principales subdivisiones cronoestratigráficas y los cambios del nivel del mar interpretados para ciclos de primer, segundo y tercer orden. Inevitablemente se utilizaron en zonas poco conocidas para predecir la edad cronostratigráfica de las secuencias sedimentarias, sin otro apoyo independiente.

Los estudios realizados en los diferentes continentes demostraron mucho antes de 1977 la existencia de una serie de sucesos estratigráficos reconocidos a escala global o continental. Sloss (1962, 1963, 1972) realizó una de las primeras síntesis, dividiendo el registro sedimentario de Norteamérica en seis «secuencias» separadas por discordancias; posteriormente Sloss (1978, 1979) amplió su validez a la Plataforma rusa y a una serie de cuencas en Canadá, como lógica continuación de sus trabajos anteriores.

Aquí debemos destacar la definición original del término *secuencia* dada por Sloss (1963): «Unidad litostratigráfica de orden superior al grupo, que se puede seguir en zonas extensas de un continente y que está limitada por discordancias de valor interregional». Evidentemente, coincide con el término *secuencia deposicional* de Fisher y McGowen (1967) y no con el uso muy amplio realizado posteriormente aplicándolo a unidades de rango menor, mucho más pequeñas, para las que sería mucho más conveniente utilizar la denominación «asociación de facies».

Los grandes ciclos fanerozoicos descritos por Sloss tienen valor global y pronto se buscó una explicación para esta ciclicidad. Hallam (1963, 1978) fue uno de los primeros en sugerir que se debían a oscilaciones de del nivel del mar relacionadas con variaciones del volumen de las dorsales oceánicas. La aparición de los trabajos de Vail *et al*. (1977a, b, c) y Mitchum *et al*. (1977a, b) dieron nuevo impulso a esta idea.

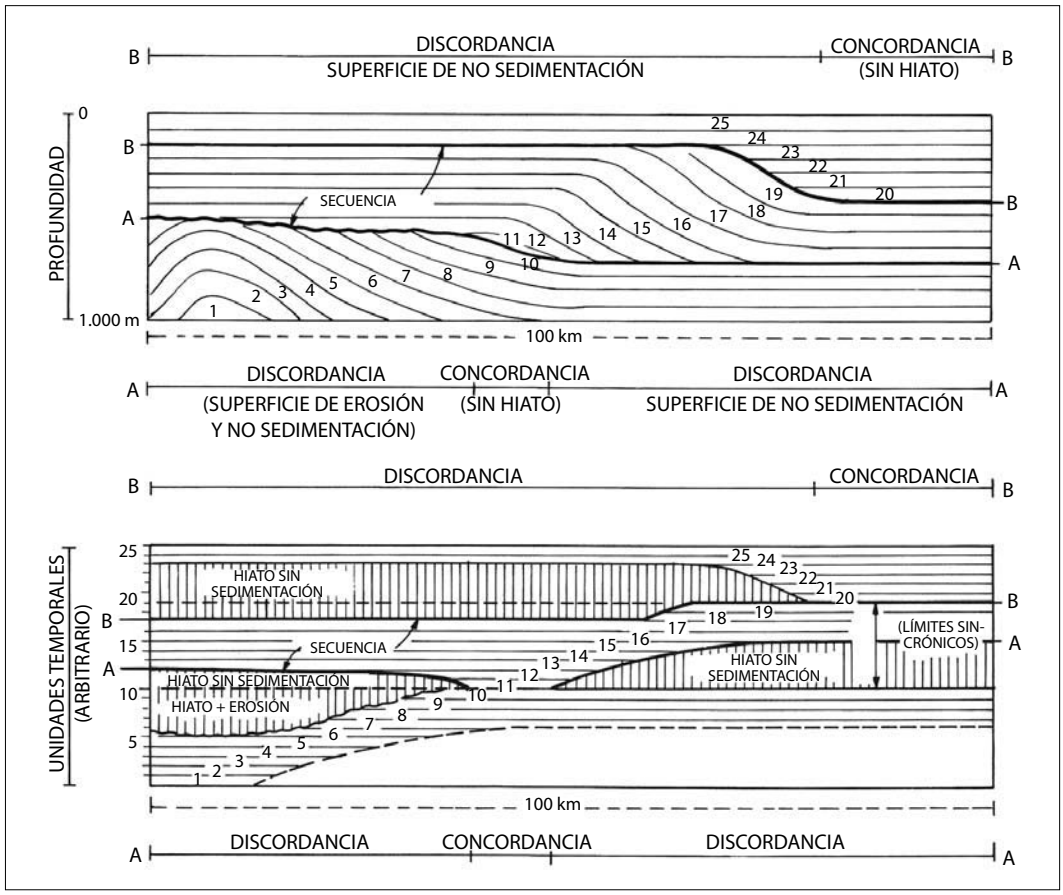


Figura 2.15. Conceptos básicos sobre secuencias deposicionales. A: Corte estratigráfico general de una secuencia deposicional con sus límites marcados por discordancias que pasan lateralmente a contactos geométricamente conformes asociados o no a hiatos. B: Diagrama cronostratigráfico de la secuencia anterior en el que se aprecia el diferente valor temporal de las superficies A y B. Modificado de Mitchum *et al.*, 1977a.

Las discontinuidades pueden ser discordancias claras o bien paraconformidades más difíciles de determinar, como lagunas deducidas de la ausencia de faunas en una serie aparentemente conforme.

Chang (1975) y Hedberg (1976) propusieron el término *syntema* para las unidades limitadas por discordancias («unconformity-bounded unit»), lo que tiene la ventaja de carecer de connotaciones previas en la bibliografía científica, pero, de acuerdo con Mitchum *et al.* (1977a, b), parece preferible seguir utilizando el término *sistema deposicional* (o *secuencia deposicional*, su sinónimo) porque no todos están limitados por discordancias y suelen estar ligados a un cambio en el nivel del mar que es sincrónico en toda la cuenca.

Aunque la acogida de estos trabajos fue entusiasta y revolucionó el Análisis de Facies, sus limitaciones y aspectos erróneos fueron expuestos casi inmediatamente; no se mencionaban los datos biostratigráficos de partida ni el método de datación de las discontinuidades, se ignoraba la importancia de los movimientos tectónicos sin-sedimentarios, no se definía el «datum» global al que referir los valores cambiantes del nivel del mar y se analizaba incorrectamente el registro continental; se puede aplicar correctamente el método científico a un conjunto de datos de observación y/o experimentales, pero si este punto de partida es falso, también lo serán los resultados, aunque el método empleado sea correcto. Miall (1986) destaca el contraste que existe entre las prolongadas discusiones que han provocado y provocan los intentos de establecer y afinar las escalas bio-, crono- y magnetostratigráfica y la aceptación

ciega por numerosos geólogos de las «curvas de Vail» como instrumento universal de correlación y escala de edades geológicas absolutas.

Muy pronto, algunos geólogos estructurales describieron una serie de procesos que pueden dar resultados similares a las Secuencias Deposicionales por causas exclusivamente tectónicas. Pitman (1978) estudió el período Cretácico-Actualidad, en el que se ha dado un descenso continuado del nivel del mar, aunque a velocidades cambiantes según los períodos considerados; relacionó la posición de la costa, la variación del nivel del mar, la tasa de subsidencia en los márgenes continentales pasivos y la tasa de sedimentación, y demostró que, aparte de las variaciones de volumen de los casquetes glaciares, el mecanismo más eficaz para producir variaciones del nivel del mar a corto plazo es el cambio de volumen de las dorsales mediooceánicas.

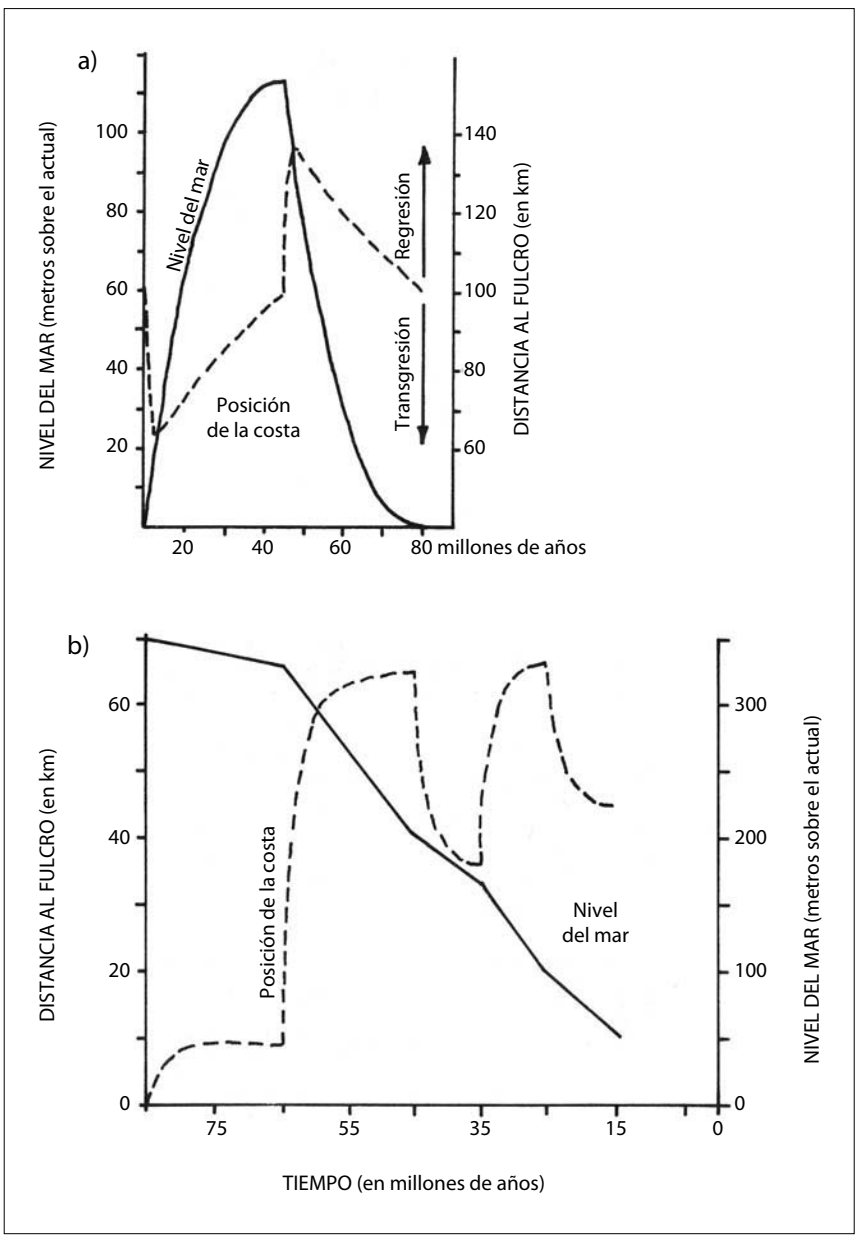


Figura 2.16. a) Variación del nivel del mar y de la posición de la línea de costa en un ciclo teórico de aceleración-deceleración de la velocidad de expansión de una dorsal mediooceánica; b) Descenso del nivel del mar desde el Cretácico superior y oscilaciones de la posición de la línea de costa con respecto al fulcro alrededor del que subside la plataforma continental del Atlántico Norte. Modificado de Pittmann, 1978.

Los cálculos de Pitman (1978) demuestran que si se acelera la velocidad de expansión de los fondos oceánicos, el volumen de las dorsales oceánicas aumenta, disminuyendo el volumen de las cuencas oceánicas y produciéndose un rápido ascenso del nivel del mar y un rápido avance de la línea de costa hacia el continente.

Si la velocidad de expansión se estabiliza, el volumen de la dorsal tiende a un equilibrio, que alcanza al cabo de unos setenta millones de años de la estabilización, disminuyendo paulatinamente, con lo que la velocidad de ascenso del nivel del mar disminuye y la línea de costa retrocede lentamente al aumentar de nuevo el volumen de la cuenca oceánica. Así podemos tener una serie de transgresiones y regresiones (avances y retrocesos de la línea de costa sobre el margen continental) con un nivel del mar en ascenso continuo, aunque a velocidades decrecientes, lo que destruye la idea simplista y generalizada de que todo ascenso del nivel del mar va acompañado de una transgresión y viceversa. Si se hacen los mismos cálculos para una situación en que la velocidad de expansión se reduce, la historia se invierte, con una rápida regresión al principio del proceso y una lenta transgresión a continuación. La figura 2.16, tomada de Pitman (1978), demuestra con claridad estas oscilaciones.

Pero no sólo se producen variaciones de la línea de costa por cambios en la velocidad de la expansión de los fondos oceánicos, sino que, manteniéndose el nivel del mar estable, Watts (1982) y Watts *et al.* (1982) han demostrado que las variaciones del volumen y rigidez de la litosfera situada bajo un margen continental pasivo, producidas por su propio enfriamiento pueden producir geometrías complejas de «onlap» costero idénticas a las causadas por las variaciones eustáticas e imposibles de distinguir únicamente solo con el registro sedimentario local.

De esta forma se puede explicar el hecho de que ninguna cuenca presenta todas las discontinuidades previstas por las «curvas de Vail», por qué otras que no figuran en dichas curvas aparecen en casos concretos y cómo es posible producir transgresiones y regresiones locales en una situación de descenso o ascenso generalizado del nivel del mar, aunque a velocidad variable como la que tiene lugar desde el Cretácico Superior.

Aún se debe citar una dificultad más para poder aceptar como causa única válida las variaciones eustáticas de carácter global en su definición original. Hasta 1970 aproximadamente se suponía que la superficie del mar era un elipsoide perfecto, definido por la superficie equipotencial de la gravedad en cada instante, también llamado geoide, dada la capacidad de los líquidos de adaptarse inmediatamente a cualquier cambio en el campo de fuerzas al que se encuentran sometidos, lo que no ocurre con la corteza sólida. Por tanto, se suponía que los cambios del nivel del mar daban lugar a oscilaciones paralelas de la superficie del mismo, y por tanto de las costas (figura 2.17a).

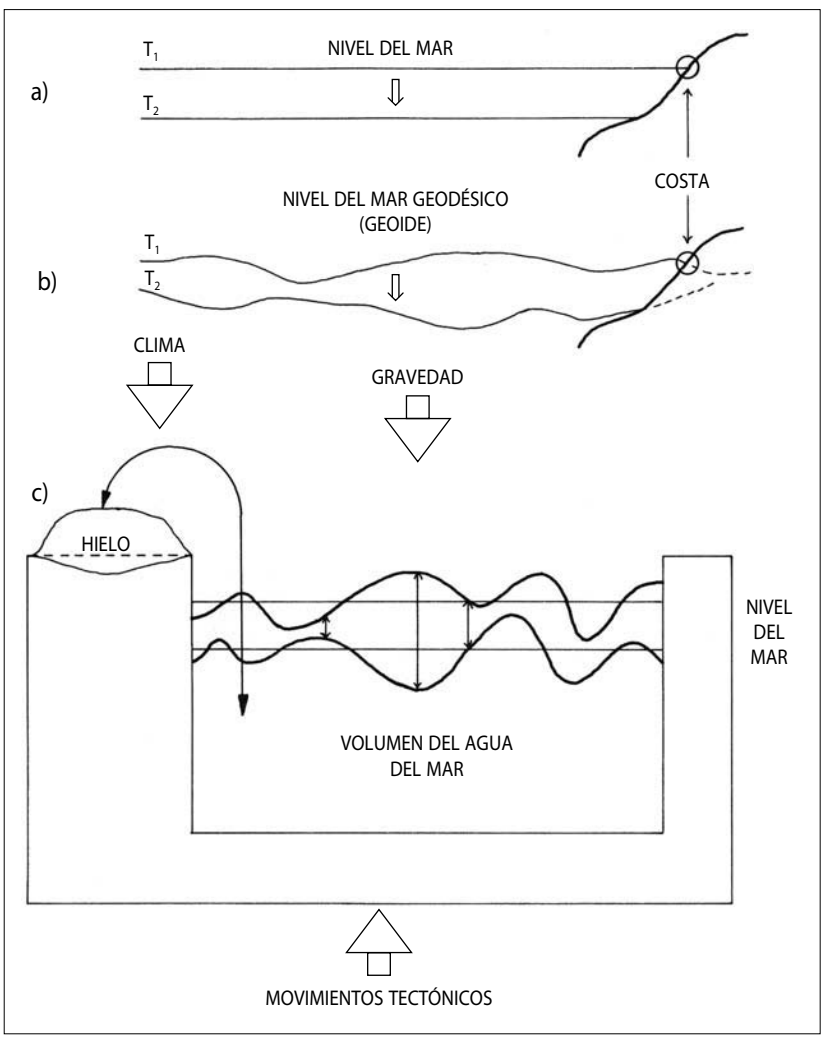


Figura 2.17. Nivel del mar y sus oscilaciones: a) Concepto clásico de oscilaciones del nivel del mar; b) Concepto actual de la superficie del mar, adaptándose a las anomalías del campo gravitatorio; c) Factores que influyen sobre las variaciones del nivel del mar y la posición de la línea de costa. Modificado de Mörner, 1977, 1982.

Sin embargo, las nivelaciones geodésicas de precisión realizadas mediante satélites desde hace décadas han demostrado que esta imagen es falsa, y que la superficie real del mar tiene elevaciones y depresiones que, en la actualidad, llegan a los 180 metros de desnivel; están causadas por las irregularidades en la distribución de masas en la Tierra y, por tanto, de las irregularidades del campo gravitatorio, así como variaciones en el movimiento mutuo del núcleo y el manto (Mörner, 1976, 1983).

Si la distribución de la gravedad fuese uniforme, ésta no tendría influencias directas sobre las variaciones del nivel del mar, que estarían controladas por los cambios en el volumen de agua en las cuencas oceánicas (eustatismo glaciar) y por los cambios en el volumen de las cuencas oceánicas (eustatismo tectónico); sin embargo, las anomalías del campo gravitatorio antes citadas cambian con el tiempo, modificando la situación de depresiones y elevaciones y provocando oscilaciones de algunos centenares de metros (eustatismo gravitatorio). Por tanto,

las oscilaciones del nivel del mar afectan a una superficie compleja y cambiante (figura 2.17b), resultado de los tres mecanismos citados que actúan simultáneamente, ya que el geoide está continuamente cambiando y ajustándose (figura 2.17c).

Teniendo en cuenta el desplazamiento de estas anomalías positivas y negativas, se producirán importantes variaciones en la línea de costa de carácter local, que en unos puntos serían ascendentes (transgresiones) y en otros descendentes (regresiones) según se acercasen elevaciones o depresiones y que todo esto ocurriría de forma simultánea sin cambiar en absoluto, en principio, el volumen de agua de los océanos o de las cuencas oceánicas.

Las oscilaciones geodésicas o gravitatorias parecen tener períodos de unos pocos miles de años o algunos millones de años, por lo que, de confirmarse estos períodos, todas o casi todas las transgresiones y regresiones registradas en las «curvas de Vail» representarían oscilaciones eustáticas gravitacionales globales que darían lugar a transgresiones locales simultáneas, por lo que carecerían de todo valor cronostratigráfico y no podrían utilizarse como criterio de correlación y predicción (Mörner, 1983, 1986).

Todas estas críticas llevaron al grupo de Exxon a revisar a fondo sus hipótesis de 1977 y en un período de más de 15 años modificaron profundamente sus hipótesis.

En primer lugar, se moderó el énfasis en el eustatismo puro, y las *variaciones relativas del nivel del mar* es decir, el resultado combinado de la *subsidencia* y *eustatismo* pasaron a ser la explicación de la sucesión de secuencias (Van Wagooner *et al*., 1988). También se publicó una nueva gráfica global (Haq *et al*., 1988) en la que se incluían datos bio- y magnetostratigráficos para el Mesozoico y gran parte del Cenozoico. Los datos de límites de secuencias son «cambios relativos en el onlap costero», no variaciones absolutas del nivel del mar. Sin embargo, subyace en este último trabajo la idea de que existe una curva de variación global del nivel del mar que, si se descubre en algún punto, se podrá utilizar como instrumento definitivo de predicción estratigráfica y criterio de correlación.

Estas postura llevó a una nueva década de críticas por parte de geólogos estructurales como Cloetingh (1986, 1988), Hubbard (1998) y Carter *et al*. (1991), que demostraron que los esfuerzos intraplaca a escala continental y, simultáneamente, la tectónica local pueden producir ciclos de tercer orden sin que sea necesario un cambio eustático del nivel del mar; la consecuencia obvia de estos trabajos es que la curva de Haq *et al*. (1988) carece de capacidad predictiva para correlaciones.

Por otra parte, Miall (1986, 1991, 1992) y Aubry (1991) han demostrado que la imprecisión de los datos bio- y magnetostratigráficos aportados es tal que permite colocar donde sea conveniente los límites de cualquier secuencia de tercer orden que se describa para ajustarla a la gráfica citada.

Se debe reconocer a pesar de todo que los ciclos mayores de primer y segundo orden son casi con toda seguridad ciclos globales de variación relativa del nivel del mar y que responden a cambios del volumen de las cuencas oceánicas producidos por procesos tectónicos mayores.

Desde principios de la década de 1990, los estudios de Estratigrafía Secuencial han ido abandonando gradualmente su énfasis en constituir instrumentos globales de correlación y se han centrado con gran pragmatismo en lo más valido de la hipótesis: el enunciado de un procedimiento de análisis de las secuencias deposicionales sencillo e integrador.

De aquí se dedujo el concepto de *modelo de secuencia estratigráfica* (Carter *et al.*, 1991): arquitectura ideal depositada en un margen continental pasivo durante un ciclo transgresivo-regresivo único. Al efecto de la variación relativa del nivel del mar se añadieron los efectos del aporte de sedimentos, la fisiografía del margen o plataforma continental y la tectónica sinsedimentaria (Posamentier y James, 1993).

Las líneas sísmicas se descomponen en «Systems tracts» (Brown y Fisher, 1977), que son un conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos conectados lateralmente, por ejemplo,

sistemas fluviales deltaicos y turbidíticos coetaneos. Son equivalentes a las *unidades sismoestratigráficas* y se subdividen en *parasecuencias*.

Las «Systems tracts» o cortejos de facies se pueden emplazar en los diferentes estadios de cada ciclo de variación del nivel del mar: descenso del nivel del mar («sea-level fall»), nivel del mar bajo («lowstand»), ascenso del nivel del mar («sea-level rise») y nivel del mar alto («highstand») (Haq, 1991) (figura 2.18).

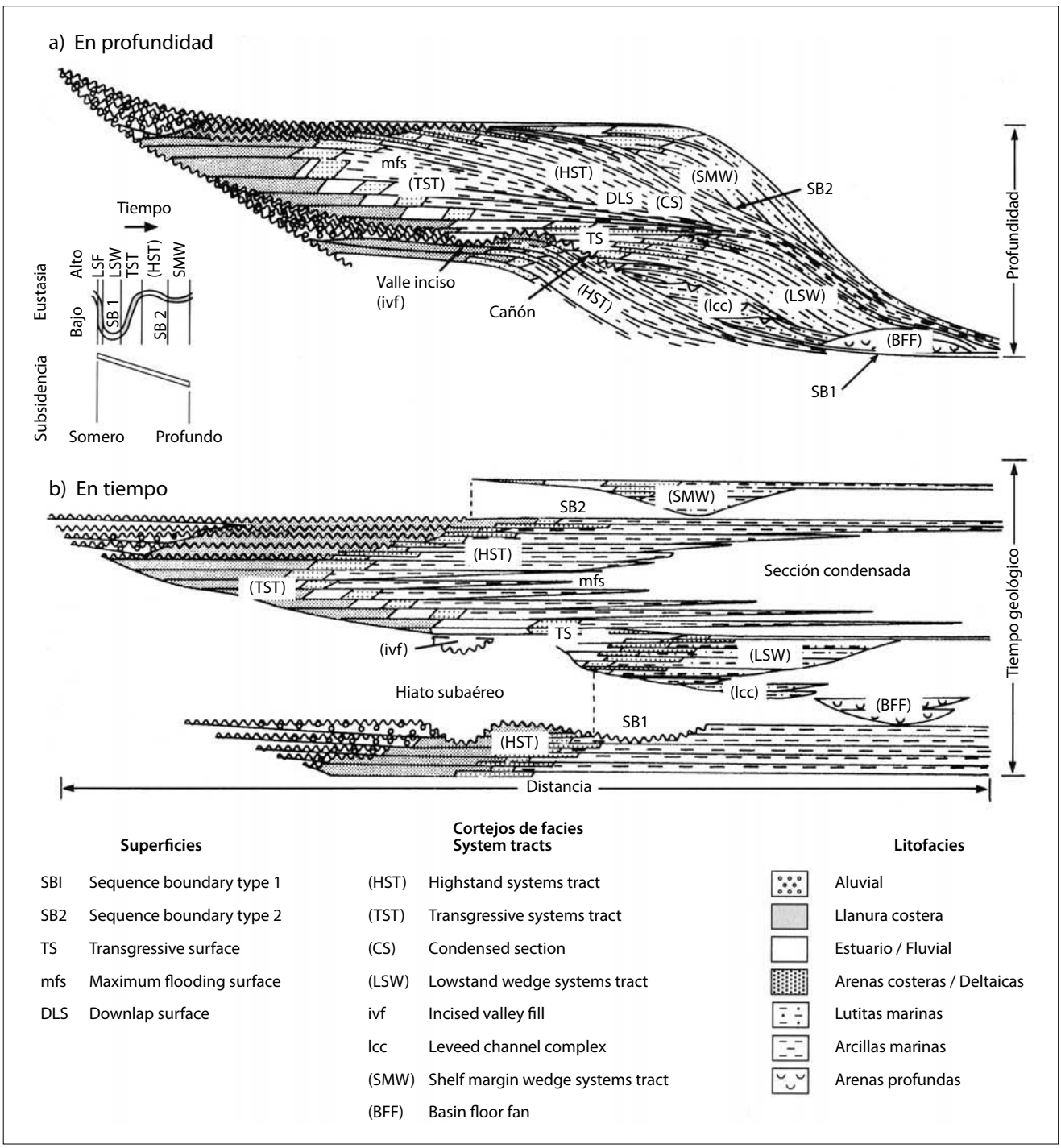


Figura 2.18. Modelo de secuencia deposicional del Grupo EXXON en el que se aprecian los «Siliciclastic systems tracts» o cortejos deposicionales siliciclásticos en a) profundidad, b) tiempo, sus superficies limitantes y los tipos de facies asociados. Modificado de Haq *et al.*, 1988.

Dependiendo de la velocidad de descenso del nivel del mar, Posamentier *et al.* (1988) han distinguido dos tipos de límite de Secuencia. El Tipo 1 de *límite de secuencia* (figuras 2.18 y 2.19) presenta erosión subaérea y desplazamiento de las facies hacia la cuenca. Las facies fluviales o marinas de transición (estuarios) pueden superponerse directamente a facies marinas mucho más profundos, ya que no depositan los sedimentos de las facies intermedias.

El Tipo 2 de *límite de secuencia* (figuras 2.18 y 2.19) carece de erosión subaérea importante y el desplazamiento de las facies hacia la cuenca es más progresivo. Se forma cuando la tasa de subsidencia supera la tasa máxima del descenso del nivel del mar en la línea de costa (Jervey, 1988).

En el período de descenso *inicial del nivel del mar* («Initial Sealevel fall») (figuras 2.18 y 2.19) se produce la formación de un límite de secuencia tipo 1, con importante erosión de

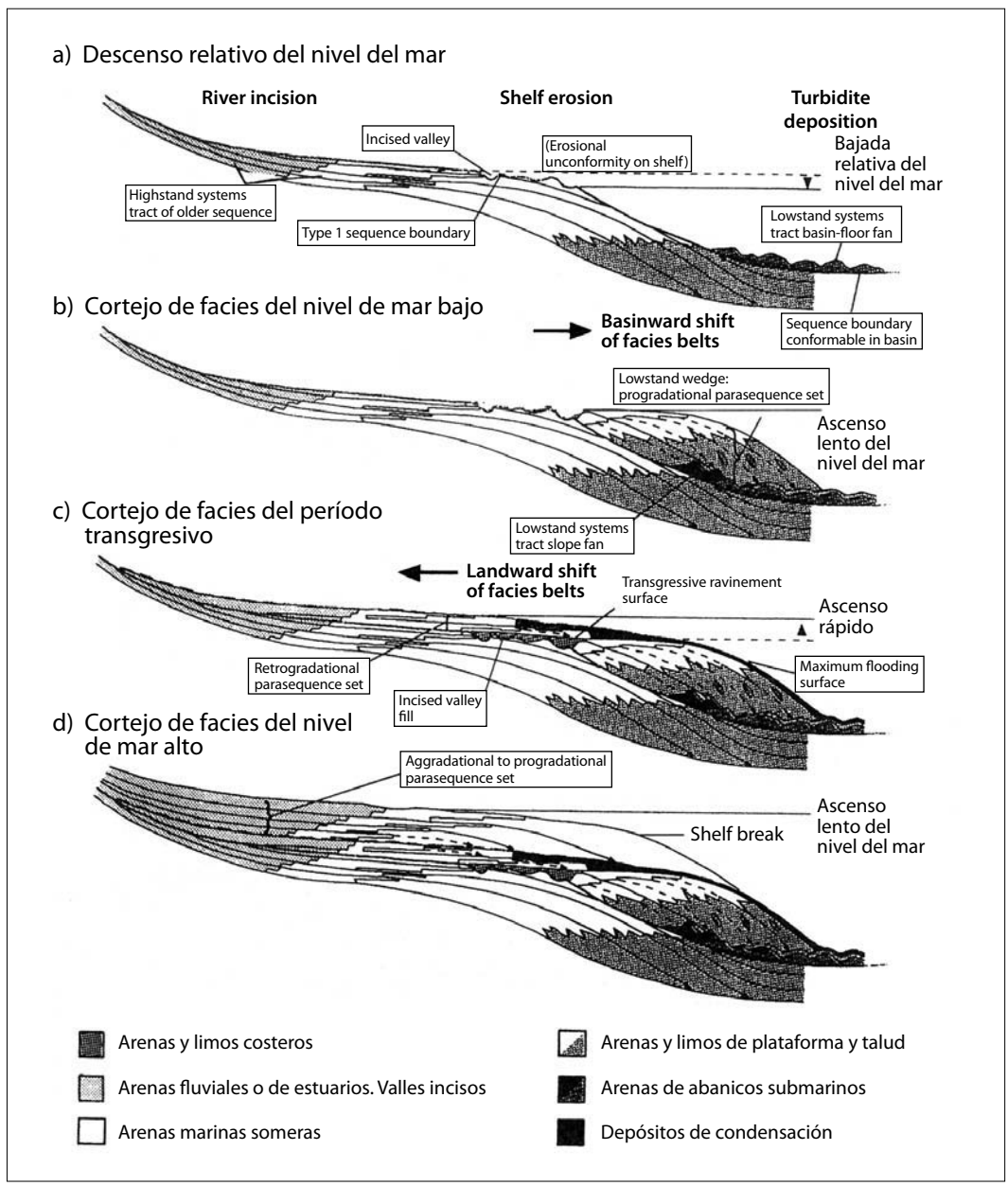


Figura 2.19. Secuencia deposicional de Tipo 1: Fases de formación durante un ciclo de descenso-ascenso del nivel del mar (Van Wagooner *et al.*, 1988).

los sistemas fluviales y costeros marginales, formación de valles incisos y sedimentación restringida a abanicos turbidíticos en el fondo de la cuenca marina alimentados por sedimentos que puentean («by-pass») la mayor parte de la cuenca de sedimentación.

Durante el período de descenso *maduro del nivel del mar* («Mature Sealevel Fall», descenso regular, período de aguas bajas y comienzo del ascenso del nivel del mar) se forma el «Lowstand Systems Tract» (LST) o cortejo de facies de nivel del mar bajo. Mientras en el extremo proximal de la cuenca (figuras 2.18 y 2.19) continúa la erosión de los valles incisos, en la parte más distal se deposita una cuña de sedimentaos formados por abanicos turbidíticos con «levees» y deltas en el borde de la plataforma continental. Esta cuña prograda hacia la cuenca.

Cuando el ascenso del nivel del mar acelera, se forma el «Transgressive Systems Tract» o cortejo de facies de período transgesivo. La sedimentación se reduce a la parte más profunda de la cuenca y se forma una superficie con una lámina de sedimentos («Transgresive lag deposits»), muy delgados pero característicos de esta fase. Los valles incisos comienzan su relleno muy lentamente, por secuencias retrogradantes y el cortejo termina por una superficie neta marcada por niveles sedimentarios condensados conocido como «Maximum Flooding Surface» (MFS) o Superficie de máxima inundación (figuras 2.18 y 2.19).

El ciclo se cierra con el «Highstand Systems Tract» (HST) o cortejo de facies de nivel del mar alto, en el que el nivel del mar alcanza a su máximo nivel y comienza a descender muy lentamente. Los sedimentos se agrupan en secuencias apiladas que, inicialmente, tienen gradación vertical pero que enseguida pasa a ser progradantes sobre la TST al colmatarse todo el espacio de acomodación creado (figuras 2.18 y 2.19).

Cada cortejo de facies está formado por *parasecuencias* elementales (Vail *et al.*, 1977b, c; Posamentier y James, 1933) cuya duración se estima en 1,5 a 2 millones de años, normalmente de tipo regresivo y granocreciente.

Los modelos de estratigrafía secuencial para *carbonatos* se desarrollaron posteriormente a sus equivalentes para sedimentos siliciclásticos y aún no han sido aceptados universalmente. La producción, transporte y sedimentación de carbonatos es muy diferente a la de siliciclásticos.

La casi totalidad de carbonatos se produce dentro de la zona fótica en mares someros tropicales o subtropicales; también pueden formar estructuras verticales resistentes a las olas y sufren profundas alteraciones diagenéticas muy tempranas.

Estas propiedades dan lugar a geometrías propias de los carbonatos que no se encuentran en sus equivalentes siliciclásticos; dentro de los carbonatos, las respuestas a las oscilaciones del nivel del mar son muy diferentes en las plataformas abiertas de poca pendiente (rampas), en las plataformas con barreras protectoras y en las bioconstrucciones aisladas.

La primera propuesta de Estratigrafía Secuencial del grupo de Exxon fue publicado por Sarg en 1988, y fue modificada posteriormente por Crevello *et al.* (1989), Harris *et al.* (1999) y Schlager (2005).

El período *inicial de descenso del nivel del mar* («Initial Sealevel Fall») se caracteriza por erosión de las plataformas y caída de bloques por el talud continental, que forman pedimentos de gran pendiente y extensión lateral limitada. En la zona más próxima, emergida, se forman superficies karstificadas y diagénesis temprana por mezcla de aguas (figura 2.20).

El período *maduro de descenso del nivel del mar* («Lowstand Systems Tract») presenta dos tipos de cortejo de facies de nivel del mar bajo (figura 2.20): *a*) megabrechas derivadas de la erosión del borde de la plataforma y parte superior del talud, o bien *b*) cuñas autóctonas restringidas a la parte superior del talud. En una revisión posterior, Handford y Loucks (1993) sugieren que la cantidad de sedimentos producida en este período es muy pequeña, pues la elevada solubilidad de los carbonatos favorece su erosión por disolución más que la posible destrucción física y resedimentación.

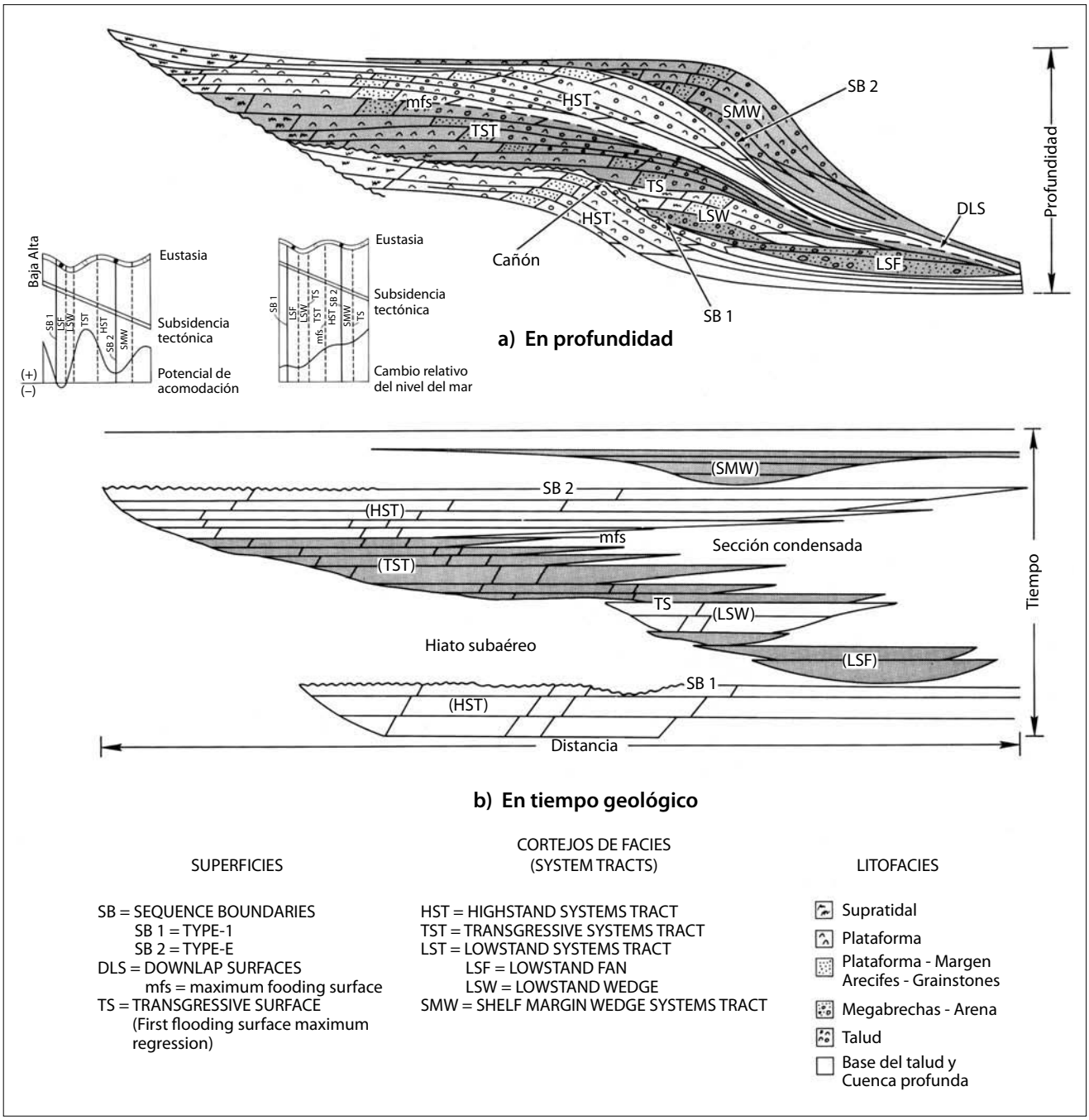


Figura 2.20. Diagrama sintético de una secuencia deposicional de carbonatos con sus facies asociadas, a) en profundidad, b) en tiempo. Modificado de Sarg, 1988.

En el período de *ascenso del nivel del mar* se forma el «Transgressive Systems Tracts» o cortejo de facies transgresivo. En él se depositan parasecuencias retrogradacionales sobre una marcada superficie de transgresión que recubre en «onlap» la discordancia basal de la Secuencia. La naturaleza de las parasecuencias varía según la productividad de la zona, la pendiente de la superficie de transgresión y la velocidad de la transgresión, pero tienden a ser cada vez más profundos y francamente marinos según progresa la transgresión (Hanford y Loucks, 1993). La posición exacta de la «Maximum Flooding Surface» o Superficie de transgresión

máxima es muy difícil de determinar en muchos casos, y aquí reside una de las mayores dificultades en la Estratigrafía Secuencial de Carbonatos.

En el período de *estabilización del nivel del mar* se forma el «Highstand Systems Tract» o cortejo de facies de nivel alto del mar. La producción de carbonatos colmata la acomodación creada y el cortejo retrograda hacia mar abierto; este cortejo es el más voluminoso de toda la secuencia y, además, es el período en el que mayor cantidad de sedimento se transfiera a la zona más profunda de la cuenca, al revés de lo que sucede con los sedimentos siliciclásticos.

En algunos raros casos, el ascenso del nivel del mar no puede ser compensado por la producción de carbonatos, la plataforma muere y queda sumergida con bajo el agua del mar una neta superficie al techo.

LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Tras el establecimiento de las secuencias de deposicionales, el análisis sedimentológico deber volver al estudio detallado de las estructuras sedimentarias para realizar las interpretaciones paleoambientales más detalladas, es decir hay que volver a las fuentes en un proceso de ajuste de las observaciones constante. Aunque su estudio detallado escapa a este capítulo, son necesarios algunos conceptos.

Las estructuras sedimentarias, a diferencia de los fósiles o la litología, siempre se forman in situ y no pueden ser transportadas ni reelaboradas; también son el elemento clave en la comparación de sedimentos antiguos con medios sedimentarios actuales y estudiados experimentales bajo condiciones controladas.

Las estructuras sedimentarías pueden dividirse en tres categorías: pre-, sin- y postsedimentarias.

Hidrodinámica de las estructuras sedimentarias

La interpretación hidrodinámica de las estructuras sedimentarias es fundamental en el análisis de facies, especialmente en sedimentos siliciclásticos.

La base teórica de esta interpretación es el concepto de *régimen de flujo*. Dicho concepto establece que un flujo de cualquier fluido, de una cierta velocidad y profundidad, que actúa sobre un lecho de sedimento no cohesivo produce siempre el mismo tipo de configuración en el lecho para una granulometría determinada, y, por tanto, la misma estratificación interna (Allen, 1966, 1981). Si las estructuras pueden predecirse, su presencia indica unas combinaciones de flujo determinadas, es decir, son guías fiables de interpretación hidrodinámica.

Numerosos experimentos en canales bajo condiciones controladas han probado la validez del concepto de régimen de flujo (Harms y Fahnestock, 1965; Southard, 1971; Harms *et al.*, 1975, 1982, entre los pioneros). Posteriormente se realizaron estudios comparativos entre casos actuales y antiguos por parte de Collinson y Thompson (1982), Allen (1982, 1993), Leeder (1983, 2005), Julien (1995) y Ashley (1990).

Las *estructuras de fondo* («bedforms») dependen de tres parámetros fundamentales: tamaño de grano, profundidad del flujo y velocidad del flujo. Por ejemplo, la figura 2.21 (Ashley, 1990) muestra los campos de estabilidad de diversas estructuras sedimentarias en flujos de agua de 20 centímetros de profundidad.

Existen dos grupos de estructuras de fondo transversas: formas bidimensionales, que se forman a bajas velocidades y formas tridimensionales, que lo hacen a velocidades más altas, siempre para el mismo tamaño de grano.

Las transiciones de un tipo de estructura a otro son graduales (figura 2.21), excepto en la de ripples o dunas y lechos planos de régimen alto, donde se da un cambio brusco en la turbulencia (Leeder, 1983) (figura 2.21).

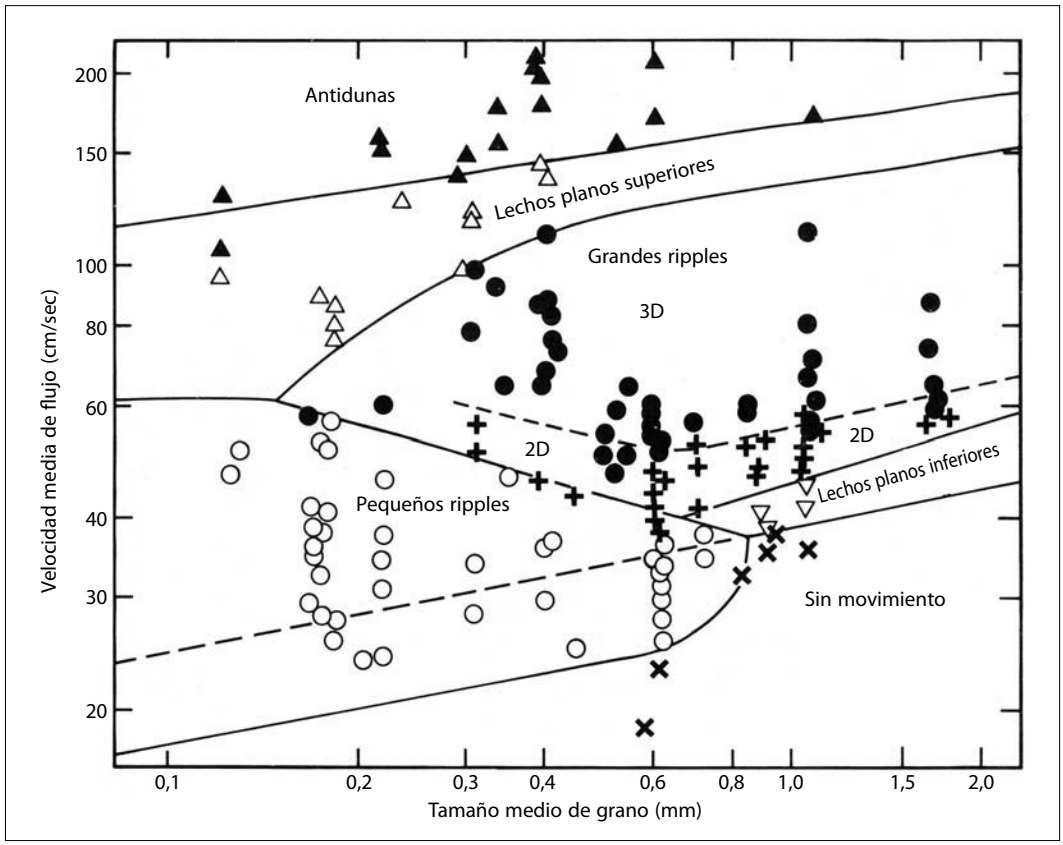


Figura 2.21. Diagrama de tamaño de grano y velocidad de flujo para profundidades de 18-22 centímetros y estructuras resultantes. Modificado de Harms *et al.*, 1982.

Las formas menores de 0,5 m se denominan *ripples* y las mayores, *dunas* y su configuración no depende en absoluto de la configuración superficial del agua; estas estructuras se denominan de *régimen de flujo bajo*. Al aumentar la velocidad, las estructuras de fondo entran en fase con las ondulaciones de la superficie del agua y se forman las estructuras de *régimen de flujo alto,* tales como las *antidunas*.

La transición de una configuración a otra se realiza mediante un estudio intermedio de condiciones de *lecho plano de régimen alto* (figura 2.22).

Estos datos experimentales se pueden utilizar en al interpretación hidrodinámica de sedimentos antiguos; por ejemplo, Allen (1968) y Harms *et al.* (1975) han demostrado que la estratificación cruzada planar tabular se produce por la migración de megaripples de cresta recta y que la de surco lo hace por la migración de dunas tridimensionales. También se pueden aplicar estos datos para interpretar sucesiones verticales de estructuras sedimentarias, que responden a variaciones del flujo. El reciente trabajo de Rubin y Carter (2007) reconstruye con animaciones el origen y evolución de muchas estructuras sedimentarias y su aplicación a la reconstrucción de flujos, transporte de sedimentos y procesos deposicionales.

Estructuras presedimentarias

Las estructuras presedimentarias se forman en el basamento antes de que se depositen los sedimentos. Por tanto, son siempre erosivas, y no deben confundirse con procesos post-depósito que deforman la base de la capa, como los moldes de carga («load-casts»). Entre otras son

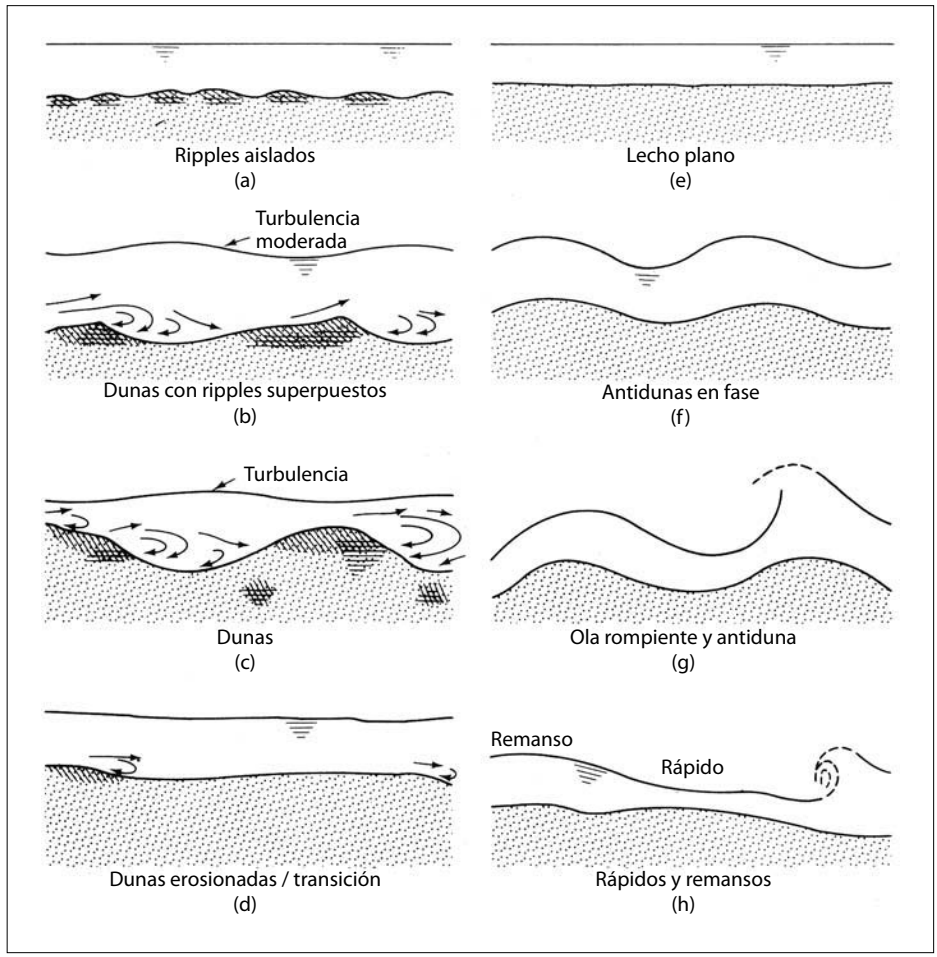


Figura 2.22. Tipos de estructuras de fondo observadas bajo flujo constante en lechos arenosos de canales naturales (a). (a) hasta (d): en régimen de flujo bajo; (e) hasta (h): en régimen de flujo alto. Modificado de Blatt *et al*., 1982.

los canales, marcas de escurridura («scour marks») y turboglifos («flute marks»). Suelen observarse mucho mejor los moldes en la capa superior que las estructuras en sí mismas y dan buenas indicaciones sobre la dirección y/o el sentido de las corrientes que las originaron.

También se pueden considerar incluidas en este grupo las superficies marinas de omisión («hardgrounds») o las superficies subaéreas con grietas de desecación y/o brechas autogénicas.

Estructuras sinsedimentarias

Las estructuras sin-sedimentarias son de tres tipos fundamentales: estratificación planar, estratificación cruzada, con sus variedades de surco y planar, y microlaminación de ripples. Cuando un sedimento granular se ve sometido a una corriente de velocidad ascendente, desarrolla configuraciones externas que se reflejan en una estructura interna con una secuencia regular: ripples o capas planas, dunas, capas planas de alta energía y antidunas.

Hay que destacar que la aparición o desaparición de cada tipo no está ligada a una velocidad única, sino que depende de la granulometría del sedimento y de la profundidad del agua. En un sedimento fino, se alcanzará la configuración de capas planas de alta energía, cuando para la misma velocidad de corriente otro más grueso conservará aún la configuración de dunas. Por tanto, toda interpretación hidrodinámica de estructuras no es válida si no tiene en cuenta el tamaño de grano del sedimento en que se encuentra.

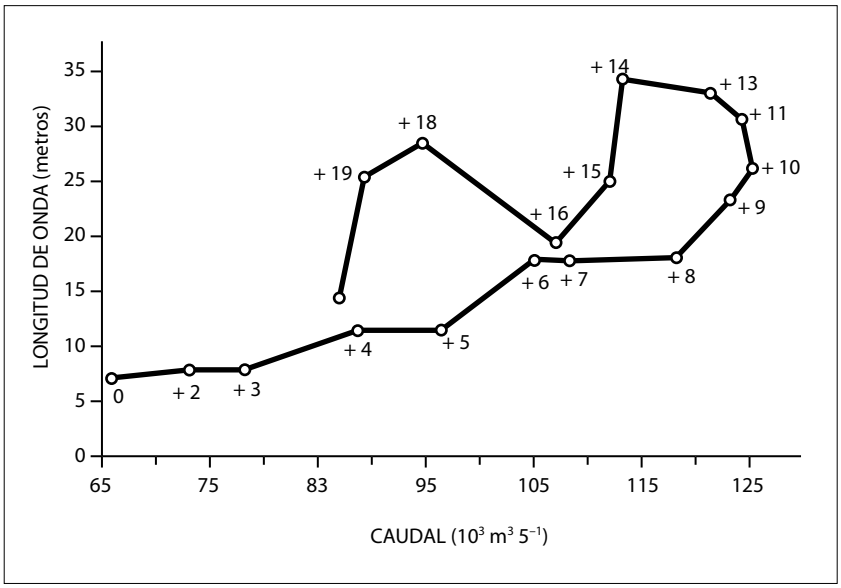


Figura 2.23. Retardo o «time lag» de las formas de fondo con respecto a las variaciones de velocidad de las corrientes en una crecida del río Fraser, Canadá y la vuelta a las condiciones normales. Cifras en días en la línea quebrada. Modificado de Allen, 1973.

Estas estructuras dan información sobre la velocidad de la corriente que originó, pero poca sobre el medio en que se formaron.

La interpretación hidrodinámica de las formas de fondo se ve complicada si se tiene en cuenta que casi todos los estudios realizados suponen un equilibrio entre un flujo estable y dichas formas, pero los flujos naturales rara vez son estables y pueden variar mucho en períodos variables, por ejemplo, cada seis horas las mareas, en pocos minutos o en meses en los ríos durante avenidas o durante los estiajes.

Las formas de fondo pueden persistir un tiempo considerable después que ha cesado o aumentado su velocidad el flujo que las originó; la figura 2.23 muestra los cambios en longitud de onda y altura de las dunas observadas en el río Fraser (Canadá) en relación a una descarga variable (Allen, 1973) y se puede observar el efecto o retraso o «lag», pues la máxima longitud de onda y máxima altura aparecen varios días después de que se produjera el flujo máximo.

Es muy probable que gran parte de las formas que observamos estuviesen en desequilibrio con los flujos en que se encontraban; este hecho fundamental ha recibido muy poca atención por parte de los sedimentólogos.

Estructuras postsedimentarias

Se pueden dividir en dos grupos:

a) Las que significan una organización en la vertical de la estratificación, como los moldes de carga («load casts») y pseudonódulos, formados cuando capas de arenas se hunden en capas arcillosas inferiores por diferencias de densidad y carga y las diversas estructuras de fluidificación, producidas por movimientos de fluidos en el interior de sedimentos no consolidados por carga diferencial o un efecto tixiotrópico causado por sacudidas bruscas debidas a terremotos u otras vibraciones.

b) Las que significan una reorganización horizontal de la estratificación, como los pliegues recumbentes y fallas penecontemporáneas causadas por un deslizamiento a favor de la paleopendiente.

Ninguno de los dos grupos tiene significado ambiental.

Debe destacarse que ningún tipo de estructura sedimentaria es exclusivo de un medio, por lo que deben emplearse en conjunto con otros criterios en la interpretación sedimentológica.

REFERENCIAS BÁSICAS

Para finalizar esta introducción se deben citar algunas obras básicas que pueden ampliar aspectos concretos de la Sedimentología o mostrar enfoques contrapuestos, pero válidos, de esta rama de la Geología.

Los tratados generales de Estratigrafía, que proporcionan el marco temporal a la Sedimentología, son escasos en la actualidad pero Dabrio y Hernando (2003), Doyle *et al.* (1994) y Doyle y Bennet (1998) son obras de gran amplitud y originalidad, que contienen todos los conceptos básicos utilizados en Sedimentología con tratamiento actualizado. Como complemento cronoestratigráfico, la obra de Gradstein *et al.* (2005) contienen las escalas cronostratigráficas aceptadas por la IUGS y es la referencia a utilizar en este campo.

Entre los tratados generales sobre Sedimentología, el libro de referencia sigue siendo Reading (1998), por su amplitud, claridad y organización. Su exposición de cómo se pueden reconstruir los medios antiguos interpretando los procesos es ejemplar. Otras obras generales a destacar son las de Selley (2000), Nichols (2009) y Leeder (1999).

Una aportación original a este campo es la de Perry y Taylor (2007), en la que el papel de la actividad humana sobre los medios sedimentarios actuales es analizado en gran detalle.

El campo de la Mecánica de fluidos y el origen de las estructuras sedimentarias primarias está ampliamente tratado en las clásicas obras de Yalin (1977) y Allen (1982) o la más reciente de Ball (2009). También es útil la obra de Batchelar (1997) entre las publicaciones en idioma español.

De un carácter más aplicado a la Sedimentología se deben destacar las obras de Collinson y Thompson (1982), Pye (1994), Allen (1997) y Leeder y Pérez-Arlucea (2006).

Los métodos indirectos de estudio de rocas sedimentarias cuentan con obras a nivel del geólogo profesional no especialista como Dunay y Hailwood (1995), Asquitq y Krygowski (2004) y Eberli *et al.* (2005).

La Estratigrafía secuencial ha experimentado una explosión editorial en los últimos quince años. Conviene siempre consultar la obra original de Payton (1977) como punto de partida de cualquier estudio en este campo y conocer la definición original de muchos términos, posteriormente deformada por el uso incorrecto y superficial.

Otra obra clásica y totalmente válida es la de Wilgus *et al*. (1988), en la que se propone una segunda generación de modelos y métodos, completada por la de Posamentier *et al.* (1993).

Las obras generales más recientes son las de Emery y Myers (1995), Catuneanu (2006) y Coe (2003).

En el campo más específico del Análisis secuencial de rocas siliciclásticas, las obras fundamentales son las de Van Wagooner *et al.* (1990), Weimer y Posamentier (1993), Posamentier y Allen (1999) y Galloway y Hobday (1995); en el campo de los carbonatos, las de Crevello *et al.* (1989), Louks y Sarg (1993), Harris *et al.* (1999) y Schlager (2005).

El análisis de cuencas sedimentarias es ampliamente tratado en Einsele (2000), Allen y Allen (2005) y Miall (2000).

BIBLIOGRAFÍA

Ager, D. V. (1981): *The new Catastrophism*. Cambridge University Press, Cambridge.

Allen, J. R. L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology,* 2, 93-114.

— (1966): On bedforms and paleocurrents. *Sedimentology,* 6, 153-190.

— (1967): Depth indicators on clastic sequences. *Mar. Geol.,* 5, 429-446.

— (1968): *Current Ripples*. Elsevier, Amsterdam.

— (1973): Phase difference between bed configuration and flow in natural environments and their geologic relevance. *Sedimentology,* 20, 323-329.

— (1976): Time-lag of dunes in unsteady flow: An analysis of Nassner's data from River Wesser, Germany. *Sediment. Geol.,* 15, 309-321.

— (1982): *Sedimentary Structures: their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam, 2 vols.

— (1993): Sedimentary structures: Sorby and the last decade. *J. Geol. Soc. London,* 100, 417-425.

Allen, M. R.; Geoffrey, G. P.; Morgan, R. K. y Walker, I. M. (2006): The deliberate search for the stratigraphic trap. *Geological Society London*, *Special Publication,* 254.

Allen, P. A. (1997): *Earth Surface Processes*. Blackwell, Oxford.

Allen, P. A. y Allen, J. R. (2005): *Basin Analysis: Principles and applications*. Blackwell, Oxford.

Álvarez, L.; Álvarez, W.; Asaro, F. y Michel, V. (1980): Extraterrestrial cause of the Cretaceous-Tertiary extinctions. *Science,* 208, 1095-1108.

Anderton, R. (1985): Clastic facies models and facies analysis. *Geological Society of London, Special Publication,* 18, 31-47.

Ashley, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.,* 60, 160-172.

Asquith, G. y Krygowski, D. (2004): Basic well log analysis. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series,* 16, 244.

Aubry, M. P. (1991): Sequence Stratigraphy: Eustasy or tectonic imprint? *J. Geophys. Res.,* 96, 6641-6679.

Ball, P. (2009): Flow. Oxford University Press.

Batchelor, G. K. (1997): *Introducción a la Mecánica de Fluidos*. Ministerio Medio Ambiente, Madrid.

Barry, R. G. y Chorley, R. G. (2003): *Atmosphere, weather and climate*. Routledge, London.

Beerbower, J. R. (1964): Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Survey Bull.,* 169, 31-42.

Bernard, H. A.; Le Blanc, R. J. y Major, C. F. (1962): Recent and Pleistocene geology of Southwest Texas. En H. A. Bernard (ed.), *Geology of the Gulf Coast of Central Texas,* Houston Geological Society, Houston, 175-225.

Blatt, H.; Middleton, G. V. y Murray, R. C. (1972): *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice Hall, New York.

Bouma, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic interpretation of depositional systems*. Elsevier, Amsterdam.

Brown, L. F. y Fisher, W. L. (1977): Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 26, 213-248.

Carter, R. M.; Abbot, S. T.; Fulthorpe, C. S. y Haywick, D. W. (1991): Application of global sea-level and sequence stratigraphy models to Southern Hemisphere Neogene strata from New Zealand. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 12, 41-63.

Catuneanu, O. (2006): *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam.

Chang, K. H. (1975): Concepts and terms of unconformity-bounded units as formal stratigraphic units of distinct category. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 86, 1544-1552.

Cloetingh, S. (1986): Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea-level change. *Geology*, 14, 617-620.

— (1988): Intraplate stresses: tectonic cause of third-order cycles in apparent sea-level change? *Society Economic Paleontology Mineralogy, Special Publication,* 24, 19-29.

Coe, A. L. (2003): *The sedimentary record of sea-level change*. Cambridge University Press, Cambridge.

Collinson, J. D. y Thompson, D. B. (1982): *Sedimentary Structures*. Georges Allen, Unwin, Boston.

Cowie, J. (2007) *Climate change: biological and human aspects.* Cambridge University Press, Cambridge.

Crevello, P. D.; Wilson, J. L.; Sarg, J. L. y Read, J. F. (1989): Controls on carbonate platforms and basin development. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,* 44, 405.

Dabrio, C. J. y Hernando, S. (2003): *Estratigrafía*. Facultad Geología, Universidad Complutense, Madrid, Colección Geociencias, 1.

De Boer, P. L. y Smith, D. G. (1994): Orbital forcing and cyclic sequences. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 19, 558.

Dott, R. H. (1988): An episodic view of shallow marine clastic sedimentation. En P. L. De Boer, A. Van Gelder y S. D. Nio (eds.), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel, Dordrecht, 3-12.

Doyle, J. D. y Sweet, M. L. (1994): Three-dimensional distribution of lithofacies, bounding surfaces, porosity and permeability in a fluvial sandstone: Gypsy Sandstone, Oklahoma. *AAPG Bull.,* 79, 70-96.

Doyle, P. y Bennett, M. R. (1998): *Unlocking the stratigraphical record: advances in modern Stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester.

Doyle, P.; Bennettt, M. R. y Baxter, A. N. (1994): *The key to Earth history: An Introduction to Stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester.

Duarte, C. M. (2009): *Cambio global: impacto de la actividad humana sobre el Sistema Tierra*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.

Dunbar, C. O. y Rodgers, J. (1957): *Principles of Stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester.

Duval, B.; Cramez, U. y Vail, P. R. (1992): Types and hierarchies of stratigraphic cycles. *Abstracts Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins Symposium,* Dijon, 44-45.

Dunay, R. E. y Hailwood, E. A. (1995): Non-biostratigraphical methods of dating and correlation. *Geological Society of London, Special Publication,* 89.

Eberli, G. P.; Masaferro, J. L. y Sarg, J. F. (2005): Seismic imaging of Carbonate reservoirs and Systems. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 81, 497.

Einsele, G. (1991): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin.

— (2000): *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer, Berlin.

Emery, D. y Myers, K. J. (1996): *Sequence Stratigraphy.* Blackwell, Oxford.

Evans, G. (1965): Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Q. J. Geol. Soc. London,* 121, 209-245.

Evans, G.; Schmidt, V.; Bush, P. y Nelson, H. (1969): Stratigraphy and geologic history of the sebkha, Abu Dahbi, Persian Gulf. *Sedimentology,* 12, 145-159.

Faquarson, G. W. (1982): Lacustrine deltas in a Mesozoic alluvial sequence from Cam Hill, Antarctica. *Sedimentology,* 29, 717-725.

Fisher, W. L. y Mc Gowen, J. H. (1967): Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of Oil and Gas. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.,* 17, 105-125.

Frazier, D. E. (1974): Depositional Episodes: their relationship with Quaternary stratigraphic framework in the NW portion of the Gulf Basin. *Bureau of Economic Geology, Special Paper,* 74, 28.

Galloway, W. E. y Hobday, D. K. (1995): *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer, Berlin.

Gradstein, F.; Ogg, J. y Smith, A. (2005): *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge.

Grotzinger, J. P. (1986): Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest Platform, NW Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 97, 1208-1231.

Ham, W. E. (1962): Classification of Carbonate Rocks. *Memoir,* vol. 1, American Association of Petroleum Geologists, 279.

Handford, C. R. y Loucks, R. G. (1993): Carbonate depositional sequences and systems tracts: responses of carbonates to relative sea-level changes. *Memoir,* vol. 57, American Association of Petroleum Geologists, 3-41.

Haq, B. U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 12, 3-39.

Harms, J. C. (1965): Stratification, bedforms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 12, 84-115.

Harms, J. C.; Southard, J. B.; Spearing, D. R. y Walker, R. G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Lecture Course Notes,* 2, 161.

Harms, J. C.; Southard, J. B. y Walker, R. G. (1982): Structure and Sequence in Clastic Rocks. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Lecture Course Notes,* 9, 218.

Harris, P. M.; Saller, A. H. y Simo, J. A. T. (1999): Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Applications to reservoirs, outcrops and models. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 8, 421.

Houghton, J. (2004): *Global warming: the complete briefing*. Cambridge University Press, Cambridge.

Hsü, K. J. (1983): *The Great Dying*. Hartcourt, Brace, Jovanovitch, San Diego.

Hubbard, R. J. (1988): Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and Early Cretaceous rifted marine margins. *AAPG Bull.,* 72, 49-72.

Hurst, A.; Griffiths, C. M. y Worthington, P. F. (1992): Geological Applications of Wireline Logs. *Geological Society of London, Special Publication,* 63, 406.

Jervey, M. T. (1988): Quantitative modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, 47-69.

Johnson, B. A. y Walker, R. G. (1979): Paleocurrents and depositional environments of deep-water conglomerates in the Ordovician Cap Enragé Formation, Quebec. *Can. J. Earth Sci.,* 16, 1375-1387.

Juliem, P. Y. (1995): *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press.

Krumbein, W. C. y Sloss, L. L. (1963): *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. Freeman, San Francisco.

Kuenen, P. H. y Migliorini, C. I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.,* 58, 91-127.

Laporte, L. F. (1979): *Ancient Environments*. Prentice Hall, Englewood Cliffs.

Leeder, M. R. (1983): On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channellised flows. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 6, 5-18.

— (1999): *Sedimentology and Sedimentary Basins: from turbulence to Tectonics*. Blackwell, Oxford.

— (2005): *Sedimentology and Sedimentary Basins*. Blackwell, Oxford.

Leeder, M. R. y Pérez-Arlucea, M. (2006): *Physical processes in Earth and Environmental Sciences.* Blackwell, Oxford.

Louks, R. G. y Sarg, J. F. (1993): Carbonate Sequence Stratigraphy: recent developments and applications. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 57, 546.

Martín-Chivelet, J. (1999): *Cambios climáticos: una aproximación al Sistema Tierra*. Libertarias, Madrid.

McKenzie, D. P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.,* 40, 25-32.

Miall, A. D. (1986): Eustatic sea-level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *AAPG Bull.,* 70, 131-137.

— (1991): Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *J. Sediment. Petrol.,* 61, 497-505.

Miall, A. D. (1992): Exxon global cycle chart: an event for every occasion. *Geology,* 20, 787-790.

— (1997): *The geology of stratigraphic sequences.* Springer, Berlin.

— (2000): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer, Berlin.

Middleton, G. V. (1973): Johannes Walter's Law of Correlation of Facies. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 84, 979-988.

Mitchum, R. M.; Vail, P. R. y Sangree, J. B. (1977a): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 26, 117-134.

Mitchum, R. M.; Vail, P. R. y Thompson III, S. (1977b): The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 26, 53-62.

Mörner, N. A. (1976): Eustasy and geoid changes. *J. Geol.,* 84, 123-151.

— (1983): Sea levels. En R. Gardner y H. Scoging (eds.), *Mega-Geomorphology*. Clarendon Press, London, 73-91.

Mutti, E. (1981): Analisi di facies. En F. Ricchi-Lucchi (ed.), *Sedimentología*. Cooperativa Libraria Universitaria Editriche, Bologna, 3, 22-29.

Nichols, G. (2009): *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford.

Oomkens, E. y Terwindt, J .H. J. (1960): Inshore estuarine sediments in the Haringvliet, Netherlands. *Geol. Mijnbouw,* 39, 701-710.

Open University Course Team (2002a): *Ocean circulation*. The Open University, Oxford.

— (2002b): *Waves, tides and shallow water processes.* The Open University, Oxford.

Payton, C. E. (1977): Seismic Stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration. *Memoir,* vol. 26., American Association of Petroleum Geologists, 516.

Pettijohn, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks*. Harper, New York.

Pettijohn, F. J. y Siever, R. (1973): *Sand and Sandstone*. Springer, Berlin.

Perry, C. y Taylor, K. (2007): *Environmental Sedimentology*. Blackwell, Oxford.

Pitmann III, W. C. (1978): Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 89, 1389-1403.

Posamentier, H. W. y Allen, P. G. (1999): Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology,* 7.

Posamentier, H. W.; Summerhayes, C. P.; Haq, B. U. y Allen, G. P. (1993): Sequence Stratigraphy and Facies Associations. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 18, 420.

Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (2007): Facies Models Revisited. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,* 84, CD-E Book.

Puigdefábregas, C. y Van Vliet, L. (1972): Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees. *Canadian Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 5, 469-485.

Pye, K. (1994): *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell, Oxford.

Reading, H. G. (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford.

Richardson, P. L. (1961): Eddy kinetic energy in the North Atlantic surface drifters. *J. Geophys. Res.,* 88, 4355-4365.

Rubin, D. M. y Carter, C. L. (2007): Bedforms and Cross-Bedding in Animation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Atlas Series,* 2, DVD E-Book.

Sarg, J. E. (1988): Carbonate Squence Stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,* 42, 153-181.

Schlager, W. (2005): Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology,* 8, 200.

Selley, R. C. (1967): Paleocurrents and sediment transport in the Sirte Basin. *J. Geol.,* 75, 215-223.

— (1970): *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman Hall, London.

— (1976): *An Introduction to Sedimentology*. Academic Press, London.

— (2000): *Applied Sedimentology*. Academic Press, London.

Shearman, D. J. (1966): Origin of marine evaporates by diagenesis. *Trans. Inst. Mineralogy Metallurgy,* 75, 208-215.

Sloss, L. L. (1962): Stratigraphic models in exploration. *AAPG Bull.,* 46, 1050-1057.

— (1963): Sequences in the cratonic interior of Northamerican Craton and the Russian Platform. *Proceedings 24th International Geological Congress,* 6, 24-32.

— (1979): Global Sea-level change: a view from the craton. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 29, 461-467.

Southard, J. B.; Young, R. A. y Hollister, C. D. (1971): Experimental erosion of calcareous ooze. *J. Geophys. Res.,* 76, 5903-5909.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M. y Thompson III, S. (1977a): Seismic Stratigraphy and global sea-level changes. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 26, 49-212.

— (1977b): Relative changes in sea-level from coastal onlap. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 26, 83-98.

— (1977c): Global cycles of relative changes in sea-level. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 26, 99-116.

Van Wagooner, J. C.; Mitchum, R. M.; Compton, K. M. y Rahmanian, V. I. (1988): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts and high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series,* 7, 55.

Walter, J. (1884): *Einleitung in die geologie als Historische wissenchaft*. Fischer, Köln.

Watts, A. B. (1982): Tectonic subsidence, flexure and global change of sea-level. *Nature,* 297, 469-474.

Watts, A. B.; Karner, G. D. y Steckler, M. S. (1982): Lithospheric flexure and evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transaction Royal Academy London,* 305, 249-281.

Weedon, G. P. (1991): The spectral analysis of stratigraphic time series. En G. E. Einsele (ed.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, 840-854.

— (1993): The recognition and stratigraphic implications of orbital forcing of climate and sedimentary cycles. *Sedimentology Rev.,* 1, 31-50.

Weimer, P. y Posamentier, H. W. (1993): Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 58, 492.

Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. St. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A. y Van Wagooner, J. C. (1988): Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 42, 407.

Yalin, M. S. (1977): *Mechanics of sediment transport*. Pergamon, Oxford.

III

Ambientes eólicos

por José F. García-Hidalgo, Javier Temiño y Manuel Segura*

INTRODUCCIÓN

Los ambientes eólicos son aquellos en los que el viento es el agente morfológico más importante. Puesto que el viento mueve los sedimentos de tamaño arena más fácilmente que los de mayor tamaño, es un agente muy efectivo donde existan sedimentos arenosos sueltos en la superficie terrestre, especialmente en aquellas regiones en las que esos sedimentos no están retenidos por la vegetación o la humedad del suelo. El viento también puede transportar materiales de tamaño de grano más fino que la arena, los cuales son fácilmente transportados incluso a muy largas distancias pudiendo llegar a ser cuantitativamente tan importantes como la arena (Livingstone y Warren, 1996).

Las regiones áridas e hiperáridas, con lluvias inferiores a 250 mm anuales (Middleton, 1997), y más en concreto los desiertos (figura 3.1a), son las zonas donde se concentra la mayor parte de la actividad eólica (Brookfield, 1983). Asociadas a estas regiones se han descrito, en el interior de todos los continentes, extensas áreas con sedimentos eólicos actuales o cuaternarios (figura 3.1b). En la Tierra los desiertos presentan una distribución regional muy variable y no están restringidos por su latitud, longitud o elevación, pudiendo desarrollarse desde en regiones frías, próximas a los polos (como los valles polares secos de la Antártida), hasta en áreas cercanas al Ecuador (como los clásicos desiertos tropicales, como el Sahara, Arabia o Australia). Además, la acción eólica no está exclusivamente restringida a áreas desérticas; cualquier lugar de la superficie terrestre donde existan sedimentos adecuados para el transporte por el viento, es también una zona apta para la acción eólica; entre estos, las costas son los lugares más evidentes (Brookfield, 1983).

Así pues, sedimento y viento son los dos elementos básicos para el desarrollo y reconocimiento de los ambientes eólicos (McKee, 1983; Kocurek *et al.,* 1992; Kocurek y Lancaster, 1999). El viento se origina por diferencias de presión en la superficie terrestre. En general, la dirección del viento cerca de la superficie está relacionada con el patrón local de circulación que afecta a dicha región, mientras que la circulación atmosférica a una cierta altura esta controlada por su localización sobre la Tierra (principalmente por su latitud) y por la topografía regional.

En las zonas ecuatoriales predominan las áreas de baja presión con vientos variables y ligeros, o zonas de calma. Alrededor de los 30° N y S, predominan los vientos alisios, vientos que soplan hacia el este en relación con los cinturones de altas presiones subtropicales. En estas regiones el flujo general de aire está relativamente seco porque ha soltado su humedad cerca del Ecuador y es aquí donde se localizan los principales desiertos cálidos de la Tierra, como el Sahara y el Kalahari en África, el Desierto de Arabia, y los desiertos australianos (en el Sahara se ha registrado la máxima temperatura terrestre, 57 °C; Cooke y Warren, 1973).

* Departamento de Geología, Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. E-mail: jose.garciahidalgo@uah.es; javier.temino@uah.es; manuel.segura@uah.es.

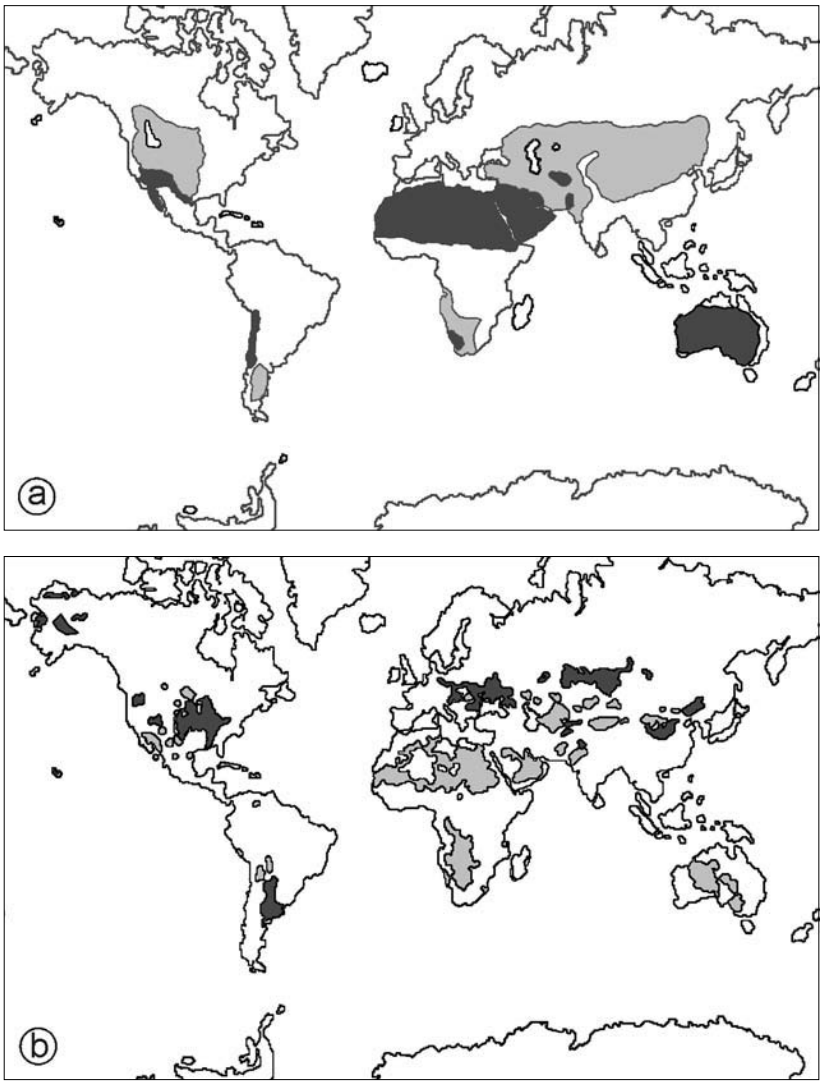


Figura 3.1. Distribución global de ambientes áridos y sus sedimentos asociados: *a*) ambientes hiperáridos (gris oscuro) y áridos (gris claro); *b*) sedimentos principalmente arenosos (gris claro) y loess (gris oscuro).

En latitudes medias predominan los vientos del oeste *(westerlies),* donde también existen extensas zonas desérticas (Estados Unidos, Asia central, Patagonia), relacionados diversos factores climáticos o barreras topográficas. Estos desiertos tienen un rango de temperatura más amplio, con temperaturas cálidas en verano y frías en invierno. Se encuentran generalmente cerca del centro de continentes y lejos de la influencia oceánica (Desiertos de Asia central), o son desiertos orográficos originados al abrigo de cinturones montañosos que impiden a las nubes cargadas en humedad alcanzar esas regiones (Desierto de Atacama, Chile).

Por último, en torno a los 50-60° N y S los vientos vuelven a soplar hacia el este *(easterlies)* en relación con las altas presiones polares. A partir de estas latitudes se encuentran desiertos polares con temperaturas inferiores a 10 °C. La diferencia principal con otros desiertos es que el agua puede estar en estado sólido, lo que origina importantes diferencias entre estos desiertos y los demás (Péwé, 1974), así las alternancia hielo-deshielo crea polígonos de contracción, que generan cuñas de hielo por debajo de la superficie lo que genera estructuras sedimentarias características que no se ven en otros desiertos. Los campos de dunas holocenos que se extienden por el norte de Europa, desde Inglaterra a Ucrania, y los de Norteamérica, como las Sand Hills de Nebraska, están considerados normalmente como relacionados con áreas periglaciales, equivalentes a estos desiertos de latitudes altas (Livingstone y Warren, 1996).

Por último, existen una serie de desiertos costeros (no confundir con la acción eólica habitual en cualquier zona costera), en los bordes occidentales de los continentes cerca de los trópicos de Cáncer y Capricornio. Estos tienen las variaciones de temperatura más pequeñas de todos los desiertos, y se originan en relación a corrientes oceánicas frías paralelas a la costa, que crean zonas de altas presiones con temperaturas bajas y frecuentes inversiones térmicas. Estos desiertos son menos estables que otros y son dependientes de las corrientes oceánicas. Uno de los desiertos más secos del mundo es el de Atacama, donde se suman los efectos costeros de este tipo y los orográficos.

En los ambientes eólicos la escala de actuación del viento varía desde el movimiento de un grano de polvo a la acumulación de un mar de arena. Los procesos eólicos incluyen desde el barrido de la capa superior del suelo y el transporte de grandes cantidades de sedimentos finos en tormentas de polvo, con su sedimentación en regiones muy alejadas de su fuente,

hasta el transporte de arena por saltación y el efecto de abrasión que realizan sobre las superficies desérticas y su posterior acumulación en forma de dunas.

Los desiertos, pues, están compuestos por una amplia variedad de elementos erosivos y sedimentarios. Casi la mitad de las superficies desérticas son llanuras donde la deflación eólica ha dejado una cobertera de sedimentos sueltos, no consolidados y residuales, de tamaño grava o superior *(hamada)*. Sólo aproximadamente un 25 al 30% de los desiertos de la Tierra están cubiertos con arena, la mayoría en forma de «mantos arenosos» *(sand-sheets)* o «mares de arena» que se denominan *ergs* en África del Norte (Wilson, 1973). El 20 al 25% restante están compuestos por otro tipo de sedimentos como abanicos aluviales, lagos; así como afloramientos rocosos *(inselbergs)* y suelos. Fuera de estas regiones, el loess, sedimento eólico de grano fino, puede llegar a cubrir hasta el 10% de la superficie terrestre (Pecsi, 1990).

La morfología y características sedimentarias de los ambientes eólicos actuales, junto con el conocimiento de los mecanismos mediante los cuales se acumulan y se conservan los sedimentos en estos sistemas son la base para el reconocimiento e interpretación de los sedimentos eólicos antiguos. Por otro lado, de todos los sedimentos eólicos, los sistemas arenosos son los más claramente eólicos y su descripción será la base de este capítulo. Una parte de la descripción de campo de estos sistemas se basara en los sedimentos eólicos holocenos del sur de la cuenca del Duero (García-Hidalgo *et al*., 2002, 2007), porque aunque actualmente es un sistema eólico relicto, estuvo parcialmente activo hasta comienzos del siglo xx, cuando Hernández Pacheco (1923) menciona todavía la existencia de «arenas voladoras» en esta región. Aquí, la morfología de las dunas se puede reconocer fácilmente en foto aérea, y sus subambientes deposicionales y sedimentos asociados se pueden estudiar y caracterizar en numerosas canteras de arena y sondeos manuales.

EROSIÓN Y TRANSPORTE EÓLICO

Toda la superficie terrestre puede estar sujeta a erosión eólica. Es el equilibrio entre la fuerza del viento y la resistencia de la superficie lo que finalmente determina si los materiales superficiales son erosionados y transportados lejos.

La fuerza erosiva del viento está determinada por la densidad del aire y por la velocidad del viento; la densidad tiene un impacto relativamente pequeño en el poder erosivo del viento, el cual está relacionado principalmente con su velocidad. La velocidad del viento aumenta rápidamente con altura sobre la superficie y al igual que el agua, la mayoría del aire se mueve en régimen de flujo turbulento. Dos son las diferencias más importantes con el transporte acuoso. Por un lado, a medida que se gana altura sobre el sustrato, la velocidad del viento aumenta en una proporción mayor que la del agua; siendo las velocidades máximas alcanzadas por el viento también mayores. Por otro lado, en el transporte eólico las trayectorias de las partículas y las colisiones entre ellas son más importantes que la propia turbulencia del fluido, al menos a pequeña escala (Sharp, 1966).

Erosión

Los principales procesos relacionados con la actividad erosiva del viento son la abrasión y la deflación eólica.

La abrasión consiste en el desgaste mecánico de material coherente y ocurre por el impacto de partículas sedimentarias, principalmente arenosas, aceleradas por el viento. Los agentes más eficaces de abrasión son los procesos de saltación de las partículas de arena. La abrasión queda restringida a alturas inferiores a los 2 m debido a que las partículas arenosas raramente son elevadas a mayor altura y es máxima entre 0,1 y 0,4 m (Anderson, 1986). Las rocas que

quedan expuestas a la acción de los impactos de las partículas arenosas aparecen con estriaciones, acanaladuras y pulidas. Los productos más comunes de la abrasión eólica son los «ventifactos» a pequeña escala (fragmentos de rocas, facetados, que tienen una o varias superficies pulidas y lisas), y los *yardangs* a mayor escala. La abrasión eólica sobre materiales blandos es también un proceso muy efectivo de generación de polvo eólico.

La deflación consiste en la erosión producida por el viento al llevarse los sedimentos arenosos o más finos, sueltos, de la superficie terrestre dejando atrás las partículas de mayor tamaño de grano. Las superficies que presentan esas partículas gruesas se denominan pavimentos desérticos o *reg*. La deflación también puede producir cuencas de deflación o *blowouts,* depresiones cerradas de tamaño y profundidad variables (Goudie y Thomas, 1985), desarrolladas preferentemente sobre sedimentos pobremente consolidados.

Transporte

El viento, dada su baja densidad y viscosidad, es también un agente selectivo muy eficaz; de forma que el material que es transportado normalmente por el viento se puede dividir en dos categorías: partículas de tamaño superior a 0,06 mm, que son transportadas por saltación o rodadura, cerca o inmediatamente encima de la superficie, y partículas inferiores a 0,06 mm que son transportadas en suspensión.

Las partículas de grano fino (< 0,06 mm) son lo suficientemente pequeñas para ser elevadas por las turbulencias del aire y transportadas en suspensión. El aire pone en suspensión las partículas más pequeñas, que pueden ser levantadas a varios miles de metros de altura y transportadas a miles de kilómetros de distancia (las grandes tormentas de polvo a veces ascienden a 2.500 m de altura y se mueven a velocidades de hasta 200 m/s; Idso, 1976). Peterson y Junge (1971) estiman que 500×10^6 toneladas de polvo eólico son transportados anualmente fuera de los desiertos, mientras que McCauley *et al.* (1981) señalan que en 1977, una única tormenta de polvo arrastró varios millones de toneladas de suelo en las grandes llanuras norteamericanas. Finalmente hay que señalar que algunas tormentas del polvo pueden ser intercontinentales e incluso rodear por completo el globo (Péwé, 1981),

Péwé (1981) señala que existen dos rangos de tamaño en las partículas que el viento transporta en suspensión. Por un lado las partículas más finas, de menos de 0,01 mm de diámetro, forman un manto de polvo troposférico que se mueve como un aerosol y permanece en suspensión hasta que cae atrapado por gotas de lluvia. Por otro lado, la mayoría del material movido por tormentas está en forma de partículas de tamaño limo (0,01 a 0,05 de diámetro), cuyo transporte en suspensión es mucho más corto y que cuando se depositan se denominan loess.

El loess es un depósito limoso, homogéneo, no estratificado y sin consolidar, que puede cubrir por entero la topografía preexistente. Menos visible que las dunas de arena, el loess cubre, sin embargo, grandes áreas de la superficie. El espesor y el tamaño medio del loess varía inversamente con la distancia de su fuente (Pye, 1984). Los loess conocidos de mayor espesor alcanzan los 335 m y cubren unos 300.000 km^2 de la Meseta del loess en China (Derbyshire, 1983). En Europa y en America los espesores del loess pueden superar los 60 m, con espesores medios en torno a 20 a 30 m (Pye, 1984). La mayoría de los depósitos de loess europeos y norteamericanos parecen haber sido formados por vientos que afectaron a depósitos glaciales durante el Pleistoceno (Derbyshire, 1983), y se cree que el loess de China ha sido originado en los desiertos de Asia central (Goudie, 1978; Pye, 1984). Los mayores desiertos del mundo también parecen haber producido cantidades significativas de loess.

La mayoría de las partículas de arena entre 0,5 y 0,06 mm se mueven por saltación, recorriendo una cierta distancia en trayectorias balísticas, cayendo después e impactando sobre la superficie. A velocidades altas la saltación es un proceso más o menos continuo y se desarrolla

como una capa difusa de partículas justo sobre la superficie; de hecho, el 90% de las partículas arenosas se mueven como máximo a 65 cm de la superficie, con una media entre 10-23 cm (Bagnold, 1941). Con vientos y turbulencias más fuertes pueden alcanzar, sin embargo, hasta 2-3 m de altura y desplazarse a distancias de 10 m o más (Fryberger *et al.*, 1979; Pye y Tsoar, 1990).

La saltación da cuenta del 75 al 80% del transporte de sedimentos en los ambientes áridos. Las partículas de más de 0,5 mm (normalmente de 1 a 6 mm) se mueven, sin embargo, por rodadura o tracción (Bagnold, 1941; Sharp, 1966). Cuando las partículas en saltación golpean estas partículas mayores y más pesadas, no tienen bastante energía para ponerlas en el aire, pero les transmiten la suficiente energía para poder desplazarlos ligeramente sobre la superficie. De esta manera, partículas de hasta 200 veces la masa de las partículas en saltación pueden moverse lentamente por el viento. Hasta un 25% de la arena es movida por este proceso (Bagnold, 1941).

Las características granulométricas, mineralógicas y morfoscópicas de las partículas arenosas suelen cambiar en el sentido de transporte eólico. Así, en las arenas eólicas de la cuenca del Duero a medida que se alejan del área fuente, en la dirección de transporte eólico, disminuye el tamaño de grano (la fracción de 0,5-0,2 mm aumenta del 45 al 65%), las partículas subredondeadas y redondeadas se incrementan con respecto a las subangulares, y la proporción de granos de cuarzo aumenta frente a feldespatos y fragmentos de roca (García-Hidalgo *et al.*, 2002).

SEDIMENTACIÓN

Los factores básicos, necesarios para la acumulación de arena, dependen del tipo de ambiente eólico. En los desiertos cálidos, como ya se ha mencionado, bastan un suministro adecuado de arena y la existencia de vientos lo suficientemente fuertes y persistentes para moverla. En este caso, los factores topográficos, aunque considerados normalmente menores (McKee, 1983), pueden tener una importancia local relativa (McKee, 1979; Pye y Tsoar, 1990), existiendo una relación directa entre las zonas de acumulación de arenas eólicas y las zonas deprimidas (Wilson, 1973; Cooke y Warren, 1973; Fryberger y Ahlbrandt, 1979). En los desiertos templados o fríos, sin embargo, los factores anteriores pueden no ser suficientes, existiendo también otros factores que facilitan el desarrollo de acumulaciones eólicas; tales como una orientación de la topografía favorable, es decir que este abierta en la dirección de los vientos dominantes (Pye, 1993; Livingstone y Warren, 1996), y la existencia de un nivel freático suficientemente alto para controlar la sedimentación y preservación de las arenas eólicas (Kocurek y Havholm, 1993; Crabaugh y Kocurek, 1993).

En los sistemas eólicos se pueden identificar dos subambientes deposicionales principales: los mantos de arena *(sand sheet)* y las dunas más las áreas interdunares. Los mantos de arena suelen ocupar los márgenes del sistema y algunas áreas intermedias, mientras que las dunas y sus áreas interdunares adyacentes se combinan para formar campos de dunas (figura 3.2).

Mantos de arena, mantos arenosos o mantos eólicos *(sand sheets)*

Son acumulaciones de arena de morfología irregular, fundamentalmente planas, que cubren como un manto las irregularidades de la topografía original. Los mantos arenosos comprenden hasta un 40% de la sedimentación en los ambientes eólicos (Fryberger y Goudie, 1981). La superficie de los mantos arenosos parece ser una llanura prácticamente plana casi sin rasgos distintivos; en ellos, normalmente no se desarrollan dunas (Tsoar, 1983; Kocurek y Nielson, 1986). En muchas zonas, la superficie de los mantos arenosos está cubierta por una serie de

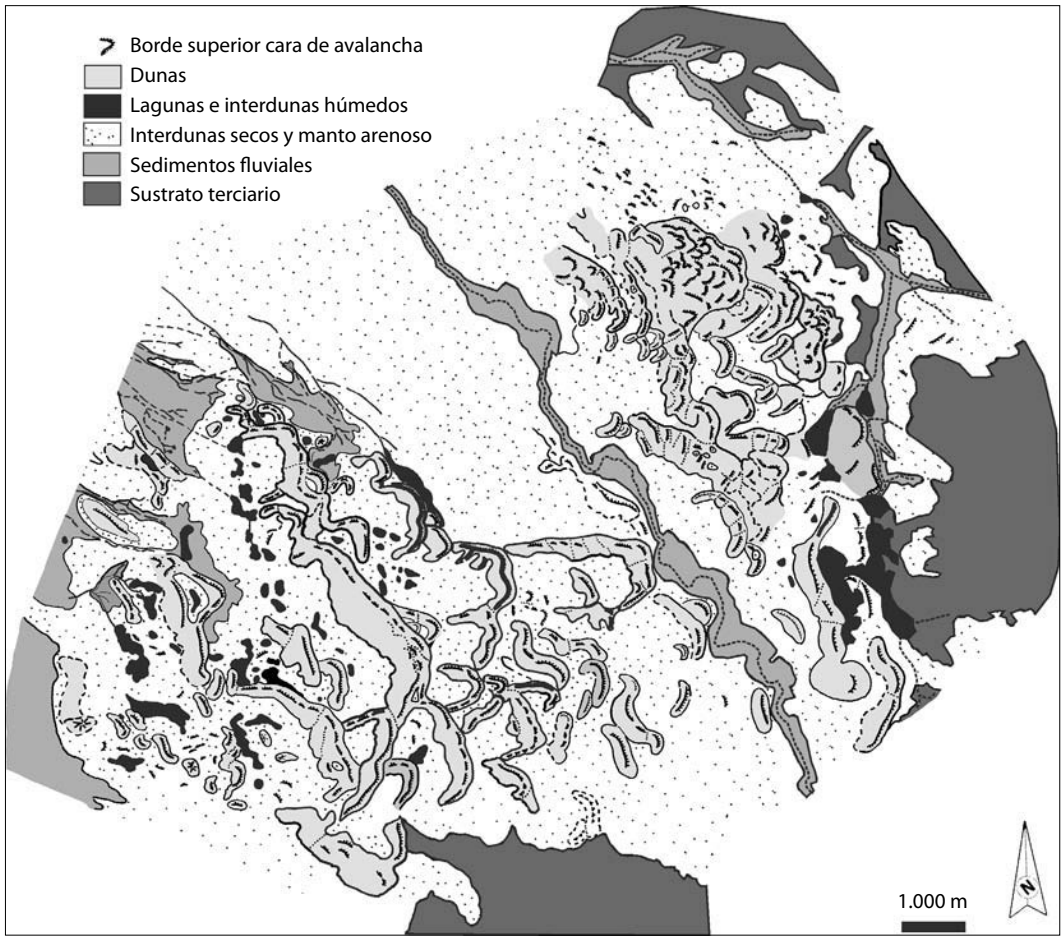


Figura 3.2. Campo de dunas de Lastras de Cuellar-Sanchonuño (Segovia, sur de la Cuenca del Duero), basado en interpretación de fotografías aéreas (vuelo de 1956) en el que se diferencian los diferentes ambientes deposicionales de una sistema eólico húmedo reciente y las morfologías dunares (basado en García-Hidalgo *et al.*, 2002). El campo de dunas está bordeado por un manto eólico (punteado) y se reconocen dunas (parabólicas y transversas principalmente), así como áreas interdunares secas y sobre todo húmedas con pequeñas lagunas ocasionales (denominadas localmente «bodones», negro). El sistema eólico se apoya sobre un sustrato terciario que aflora en los márgenes del sistema (gris oscuro) y sobre sedimentos fluviales más antiguos (situados sobre todo al oeste, gris medio) que deben ser, en parte, área fuente de las arenas eólicas. Todo el conjunto está cortado por el río Cega que, actualmente, discurre encajado sobre la llanura del manto eólico.

ondulaciones suaves (3 m por km), con morfología monticular sin el desarrollo de caras de avalancha, que recuerdan a dunas en domo o *zibars* (Ahlbrandt y Fryberger, 1982; García-Hidalgo *et al.*, 2002). Aunque no existen dunas, los sedimentos superficiales de los mantos son claramente móviles.

El manto eólico suele estar compuesto por una laminación constituida por alternancias de láminas de arena de grano muy fino a medio, separadas por láminas milimétricas de arena gruesa a muy gruesa (figura 3.3a). Ocasionalmente, en sistemas húmedos, las arenas pueden presentar cementaciones por óxidos e hidróxidos de hierro, con coloraciones amarillas y rojizas de origen de diagenético que se atribuyen a cambios en el nivel freático (figura 3.3b) (Pye, 1983; García-Hidalgo *et al.*, 2002).

Las estructuras sedimentarias dominantes son la estratificación paralela planar o cruzada de bajo ángulo (< 5°) (figura 3.3a y b); las primeras se interpretan como originadas por alternancias de ripples eólicos planos y ripples granulares. Las segundas pueden representar las terminaciones de las dunas en domo (Ahlbrandt y Fryberger, 1982; Nielson y Kocurek, 1986; Lancaster, 1993; García-Hidalgo *et al.*, 2002). También son comunes las estructuras de adhe-

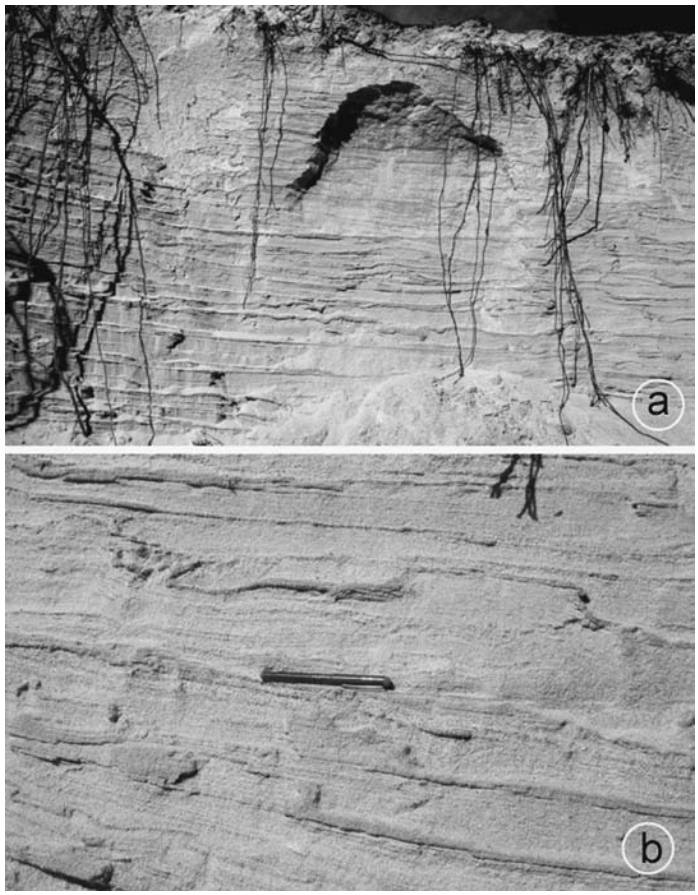


Figura 3.3. Aspecto general y estructuras sedimentarias características de las zonas de manto arenoso («sand sheet») en las proximidades de Aguilafuente (Segovia): *a*) en general son arenas de grano fino a grueso con laminaciones paralelas y abundante bioturbación por raíces; *b*) detalle de la anterior (bolígrafo como escala), las láminas más oscuras y en ligero resalte son arenas rojizas, ricas en óxidos de hierro que se interpretan como originados por cambios diagenéticos postdeposicionales, relacionados con variaciones del nivel freático (García-Hidalgo *et al.*, 2002).

sión. En los sistema eólicos húmedos la existencia de huellas de raíces es relativamente común y, por consiguiente, las arenas inmediatamente debajo de la superficie (de 0,3-0,5 m de profundidad) no presentan estructuras sedimentarias (figuras 3.3a y 3.7) (Ahlbrandt y Fryberger, 1982; Langford y Chan, 1993; García-Hidalgo *et al.*, 2002).

Los mantos arenosos se pueden formar bajo diferentes condiciones (Kocurek y Nielson, 1986); entre otras cabe destacar la existencia de sedimentos de tamaño relativamente grueso (el tamaño medio de las partículas móviles en el manto de Selima es 1,5 mm), también cuando el aporte de arena y su disponibilidad son limitados. En algunas áreas, la presencia de vegetación, un nivel freático cerca de la superficie, o incluso inundaciones periódicas debido a la presencia de sistemas fluviales próximos restringen el movimiento de la arena, impide el crecimiento de las dunas y favorece el desarrollo de mantos (Kocurek y Nielson, 1986). Por último, algunos mantos arenosos pueden ser incluso los restos erosionados de sistemas dunares. Normalmente los mantos crecen por acreción vertical lenta y por extensión lateral, que puede ser más rápida que la acreción, pero presentan una escasa o nula tendencia a la migración lateral. Los mantos arenosos son una facies de transición importante en los sistemas eólicos, situándose entre los sistemas de dunas-interdunas y los depósitos fluviales o lacustres adyacentes (figura 3.2). Las estructuras sedimentarias y el tamaño de grano permiten la distinción entre las arenas fluviales y las eólicas, normalmente las arenas fluviales presentan estratificación cruzada de surco y las eólicas no. La existencia niveles de grano grueso o muy grueso con niveles de cantos intercalados sugieren un origen fluvial (García-Hidalgo *et al.*, 2002).

Los mantos de arena presentan espesores totales que varían desde unos centímetros hasta varios metros. Muchos mantos arenosos son depósitos locales que se extienden sólo unos pocos kilómetros cuadrados alrededor de los sistemas y campos de dunas (figura 3.2), mientras que otros se extienden miles kilómetros cuadrados y pueden estar cubiertos por campos de dunas aislados (Fryberger *et al.*, 1979); así, uno de los mantos de arena más grande de la Tierra es el manto arenoso de Selima (60.000 km^2), al sur de Egipto y norte de Sudán, que es descrito como absolutamente llano en algunos lugares, aunque pueden existir dunas activas moviéndose por encima de él (Haynes, 1982).

Ripples, Dunas y Draas

La arena que es transportada en saltación produce depósitos cuya superficie superior es ondulada, presentado tamaños variables. Por su longitud de onda y altura se reconocen tres categorías (Wilson, 1972): ripples (hasta 3 m de longitud de onda y 0,2 m de altura), dunas (hasta 300 m de longitud de onda y 30 m de altura) y draas (hasta 3.000 m de longitud de

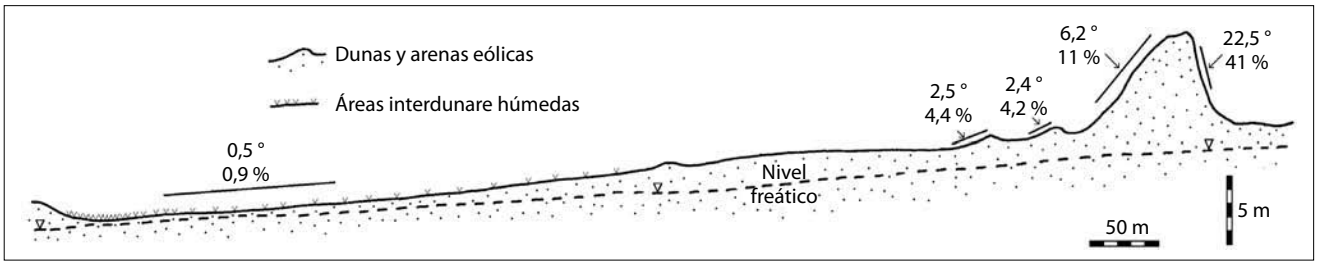


Figura 3.4. Sección de una duna y zona interdunar húmeda en el campo de dunas de Cantalejo (Segovia); se puede apreciar la baja pendiente del sistema con pequeñas dunas en la parte trasera de la duna principal y la posición del nivel freático. El frente de la duna está ligeramente erosionado y por ello su pendiente es relativamente baja (22,5º).

onda y 200 m de altura), aunque la distinción entre estos dos últimos tipos no está totalmente aceptada. De todas ellas la morfología eólica más característica son las dunas. Éstas presentan una cara de barlovento suave, con pendientes máximas de 10° a 20°, y caras de avalancha mucho más inclinadas, cuya pendiente refleja el ángulo de reposo de la arena suelta (30°-34°) (figura 3.4). La altura mínima de una cara de avalancha se considera que está aproximadamente en torno a 30 cm (Bagnold, 1941). El borde de la duna es la cima de su cara de avalancha que puede, o no, coincidir con su cresta (el punto más alto de la misma) (Livingstone y Warren, 1996).

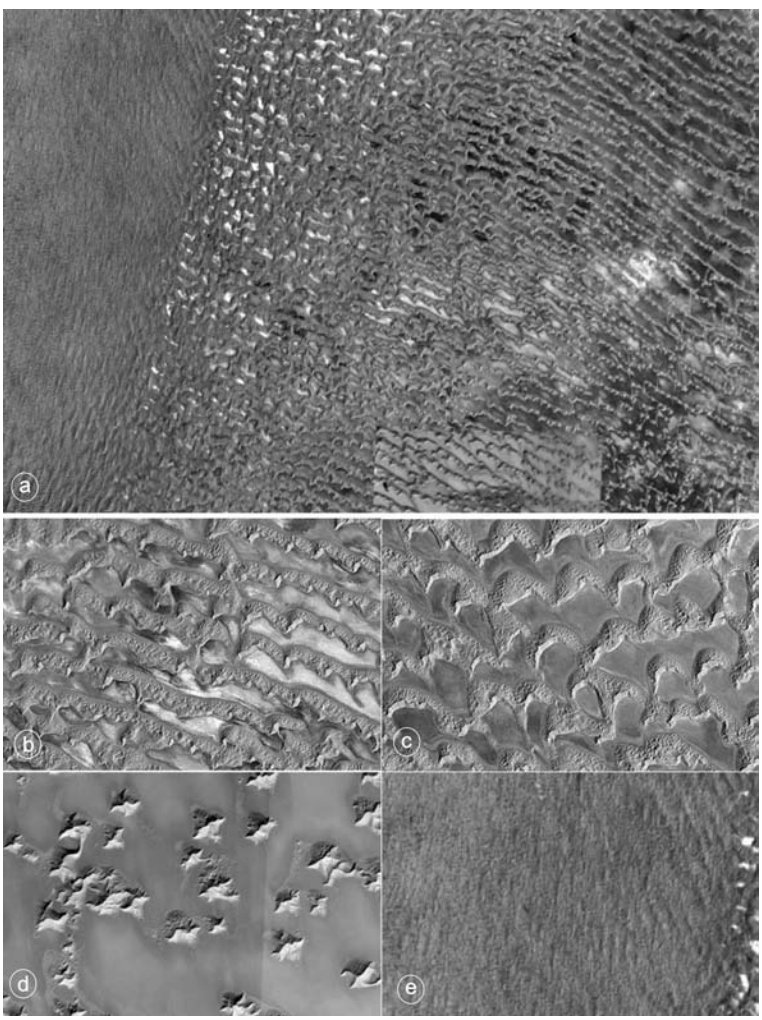


Figura 3.5. Campo de dunas y dunas en la región de Rub al-Khali («Media luna vacía»), Arabia Saudí, mostrando importantes variaciones en las morfologías dunares dentro de un mismo campo de dunas: *a*) vista general del campo de dunas (el ancho de la imagen tiene aproximadamente unos 120 km); *b*) crestas transversas barjanoides (parte superior derecha de la imagen principal); *c*) barjanes (centro izquierda de la imagen principal); *d*) dunas en estrella (parte inferior de la imagen principal); *e*) dunas lineales (izquierda de la imagen principal).

La clasificación de las dunas se basa en factores muy variados; aunque los elementos más empleados para su clasificación son la morfología general de la propia duna y la posición de sus caras de avalancha (lineales, transversas, barjanes, parabólicas o en estrella son los tipos más comunes; figura 3.5).

Las dunas pueden aparecer como elementos aislados, pero es más normal que se desarrollen en grupos denominados campos de dunas (figuras 3.2 y 3.5a), los más pequeños y ergs, los más extensos. El centro de un erg o de un campo de dunas suele estar compuesto por dunas de morfologías similares, repetidas; mientras que en sus márgenes, sin embargo, es común la presencia de morfologías más variadas. Un mismo campo de dunas puede también presentar diversos tipos de dunas de acuerdo con el patrón de circulación local de vientos (figura 3.5a), de manera que existen frecuentes transiciones entre morfologías y tipos de dunas (figura 3.5). Por otro lado, dentro de un campo de dunas, las dunas individuales están separadas por áreas interdunares, cuya forma y extensión están relacionadas con el tipo de dunas. En áreas con lluvias ocasionales,

la base de las dunas puede guardar suficiente humedad para mantener una cierta vegetación en las zonas interdunares adyacentes, e incluso una cierta humedad puede aflorar alrededor del perímetro de la duna.

Asumiendo un aporte constante de arena desde una fuente a barlovento, cualquier acumulación de arena que tenga de 4 a 6 m de longitud puede desarrollar una duna. La resistencia aerodinámica a la saltación es el factor primario que contribuye a la formación de la duna (Bagnold, 1941). A medida que el montículo arenoso va creciendo, el punto de máxima sedimentación de arena en la cara de sotavento se desplaza hacia la cima del montículo, originando un incremento de la pendiente en dicha cara, frente a la zona de barlovento. El aumento de la pendiente y el crecimiento de la duna fuerzan al viento a desplazarse por encima de la cresta, en vez de moverse a lo largo de la cara del sotavento. Los partículas arenosas que viajan en saltación, sin embargo, caen desde la cresta y aumentan la pendiente de la cara de sotavento hasta que alcanza el ángulo de reposo de la arena seca, momento en el cual es la fuerza de la gravedad la que puede tirar de la arena situada en la cresta pendiente abajo, tanto en forma de avalanchas aisladas, como de desplazamiento de bloques enteros de arena. Este movimiento de arena por desprendimientos en lugar de por saltación o tracción motiva el nombre de «cara de avalancha» para los frentes de dunas activos (Bagnold, 1941).

La cara de avalancha es una eficaz trampa de arena, e incluso con vientos fuertes existe una sombra al viento casi perfecta a lo largo de ella. La velocidad de avance de las dunas está directamente relacionada con la velocidad de movimiento de la arena en la cresta de la duna e inversamente relacionada con la altura de la cara de avalancha, es decir cuando las dunas crecen en altura su movimiento de avance se ralentiza (Bagnold, 1941). En general, los vientos fuertes tienden a hacer crecer las dunas en altura, mientras los vientos más débiles extienden su longitud a expensas de su altura (Cooke y Warren, 1973).

La estructura sedimentaria dominante en el interior de las dunas es la estratificación cruzada de gran escala, normalmente planar (figura 3.6a y b), aunque en algunos casos puede llegar a ser de surco. Esta diferencia probablemente es originada por la morfología original de la duna; dunas de crestas rectas originan estratificación cruzada planar y dunas con crestas sinuosas la estratificación cruzada de surco (Walker, 1986). La terminación basal de la estratificación cruzada suele ser en forma de cuña o asintóticas (figura 3.6a).

La estratificación cruzada en las dunas se origina principalmente por tres tipos de mecanismos (Collinson, 1986): laminación de ripples, laminación de caída de partículas *(grainfall)* y laminación de flujo de arena *(sand-flow),* que pueden superponerse unos a otros. La primera se forma por el movimiento de ripples sobre la cara de avalancha en condiciones de acreción neta, en este caso cuando el ángulo de migración es menor que la pendiente de barlovento de los ripples se origina una laminación tabular bien definida que no desarrolla laminación cruzada interna como podría esperarse, esta sólo se desarrolla en ocasiones cuando el ángulo de migración es mayor que la pendiente de los ripples. El segundo tipo es una laminación paralela mal definida con contactos gradacionales entre láminas adyacentes, normalmente se desarrolla en la parte superior de la cara de avalancha. El tercer tipo se origina por el movimiento en masa de la arena que se sedimenta con fuertes pendientes en la cara de avalancha; estos desplazamientos en masa pueden originar ocasionales estructuras eslumpizadas si la arena tiene algo de humedad (figura 3.6b).

El buzamiento máximo de los foresets suele ser de unos 30 a 35°, que es el ángulo de reposo de la arena (figura 3.6b). Lo más común, sin embargo, es que los buzamientos sean menores de esa medida (25-28°) (figura 3.6a), porque en muchos casos la laminación es originada por caídas de partículas (Walker y Harms, 1972). De todas formas existe una cierta variabilidad dentro de un mismo tipo de dunas y entre ellas; Ahlbrandt y Fryberger (1982) señalan que las dunas de tipo barján presentan buzamientos de unos 22° (variando entre 10-35°), las

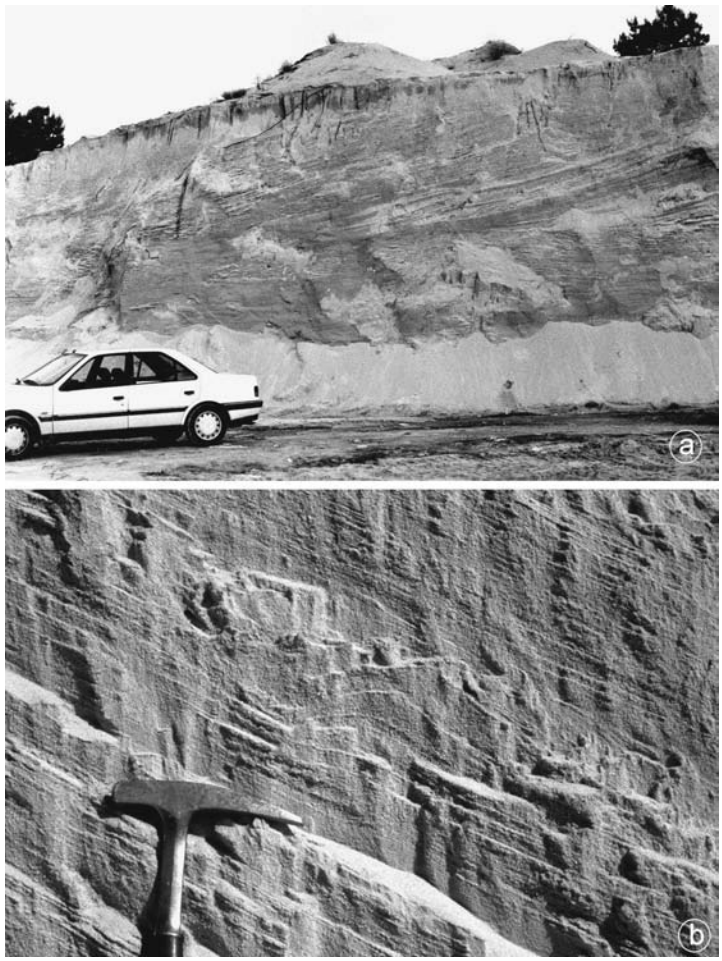


Figura 3.6. Secciones de dunas: *a*) sección de una duna parabólica en el campo de dunas de Mudrián, la estratificación cruzada presenta una tendencia asintótica hacia la base y descansa sobre una superficie erosiva mayor dentro del sistema eólico (la figura 3.7 es una fotointerpretación completa de esta duna a lo largo de toda la cantera). La sección de la cantera no es totalmente perpendicular a la dirección de avance de la duna y por ello el buzamiento de las láminas es inferior al que podría esperarse; *b*) sección de una duna parabólica en el campo de dunas de Sanchonuño, aquí la sección es perpendicular al frente de avance y muestra un buzamiento de las láminas mucho mayor, se pueden observar también estructuras de eslumpizamiento originadas por desplazamientos en masa de parte de la cara de avalancha.

transversas buzamientos de unos 24° (15-35°), mientras que las dunas de tipo blowout son las de menor buzamiento (16°, con variación entre 5-35°, aunque su máximo está desplazado hacia los buzamientos menores dentro de ese rango).

En la mayoría de los sistemas de dunas la tasa de agradación del sistema es pequeña comparada con su tasa de migración, de forma que las dunas cuando se mueven truncan la parte superior de las formas precedentes y sólo las partes basales se conservan en forma de sets de estratificación cruzada, generándose una serie de superficies erosivas (figuras 3.6a y 3.7). Se pueden reconocer tres tipos u órdenes de superficies erosivas. Las superficies de menor orden suelen aparecen dentro de sets individuales y presentan una inclinación menor que los foresets principales, desapareciendo lateralmente; siendo comunes en la parte alta de los sets. Se suelen interpretar como superficies de reactivación del sistema tras épocas cortas de parada en la sedimentación y serían similares a las superficies de reactivación en barras arenosas de sistemas fluviales o mareales. Por otro lado, existen superficies de segundo orden que se caracterizan por ser planares, aunque inclinadas en la dirección del transporte y bastante extensas, aunque en secciones perpendiculares a la anterior son normalmente cóncavas con una geometría de surco. Su forma localmente cóncava puede reflejar la naturaleza sinuosa de las dunas transversas, siendo superficies de sobreimposición de un tren de dunas sobre otro precedente. Por último, existen superficies de primer orden que son muy extensas y de muy baja inclinación que limitan cuerpos mayores dentro del sistema (figura 3.7); estas superficies representan una discontinuidad mucho mayor y han sido

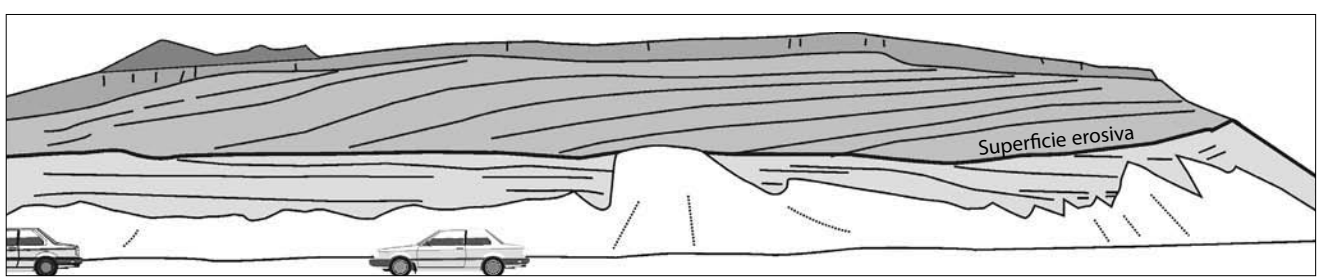


Figura 3.7. Fotointerpretación de las estructuras internas de dunas parabólicas y superficies erosivas en el campo de dunas de Mudrián (Segovia). Se puede reconocer la presencia de una superficie erosiva mayor que afecta a todo este campo de dunas y que por correlación de los episodios interdunares húmedos parece reconocerse en los campo de dunas de toda esta región (véase García-Hidalgo *et al*., 2002 y 2007 para más detalles) por lo que es considerada como una supersuperficie mayor. La parte superior de la duna más reciente presenta una estructura masiva por la abundante bioturbación producida por raíces.

denominadas «supersuperficies» (Kocurek y Havholm, 1993); su origen se atribuye normalmente a grandes etapas de deflación (erosión) y de movimiento de todo el sistema eólico, que parecen desarrollarse principalmente en relación con cambios climáticos que afectan a todo el sistema deposicional (Collison, 1986; Kocurek y Havholm, 1993; García-Hidalgo *et al.*, 2002).

Las dunas son generalmente móviles, pero puede anclarse a obstáculos topográficos o vegetación. Las dunas así fijadas no cambian de posición, pero sus superficies siguen siendo móviles. Las dunas estabilizadas, sin embargo, son inmovilizadas por cementación o por vegetación después de que se hayan formado, y por consiguiente sus superficies están inmóviles y las propias dunas tampoco cambian de posición.

Áreas interdunares

Las áreas interdunares se desarrollan entre las dunas individuales, dentro de los campos de dunas, y varían en tamaño desde unos pocos a decenas de km^2 (figuras 3.2 y 3.5). Todas las áreas interdunares son zonas relativamente planas (figura 3.8a) y se caracterizan por su estratificación relativamente horizontal (< 10°; figura 3.8b y c) (Ahlbrandt y Fryberger, 1982), en marcado contraste con la estratificación cruzada de las dunas adyacentes.

Las áreas interdunares se suelen clasificar por la importancia relativa del agua en el proceso sedimentario (Ahlbrandt y Fryberger, 1982). Esto es particularmente útil donde las aguas superficiales y subterráneas tienen un papel importante en el control de la sedimentación. Se reconocen así áreas interdunares erosivas, secas o húmedas. Hay que mencionar, sin embargo, que esta aproximación no puede estar basada únicamente en la apariencia de la superficie interdunar en un momento particular, puesto que las condiciones sedimentarias a menudo cambian rápidamente con el tiempo y con su situación dentro del campo de dunas. Por ello, es importante examinar cortes, canteras o trincheras en las áreas interdunares para poder entender su registro, en lugar de hace una asignación basada en la apariencia de la superficie en un momento dado que puede ser bastante engañosa.

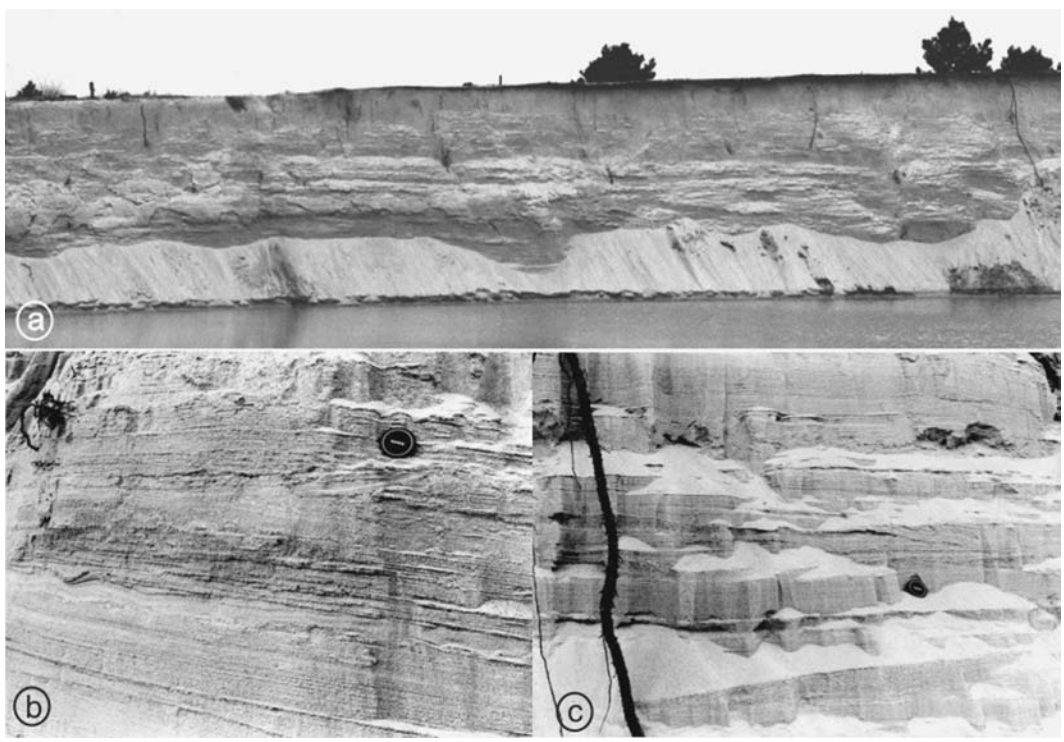


Figura 3.8. Aspecto general y detalles de las áreas interdunares del campo de dunas de Sanchonuño (Segovia): *a*) aspecto general de los sedimentos en los que predominan las arenas con estratificación paralela horizontal o estratificación cruzada planar de bajo ángulo; *b*) detalle mostrando la presencia de ripples de grano grueso, el tamaño de grano no es homogéneo entre láminas con pequeñas superficies erosivas asociadas a ellas (bajo la tapa del objetivo, que sirve como escala); *c*) detalle mostrando la estratificación horizontal relativamente homogénea, así como estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo.

Áreas interdunares erosivas: muchas áreas interdunares son en parte erosivas y en parte deposicionales. Cuando el viento arrastra las partículas origina una superficie erosiva que puede ser enterrada por el desplazamiento de la siguiente duna situada hacia barlovento. Estas son superficies que se caracterizan por ser algo onduladas. Estas áreas pueden presentar también crestas y surcos que pueden quedar preservados en el registro estratigráfico, así como lags de materiales más gruesos que quedan por la deflación de los sedimentos finos.

Áreas interdunares secas: cuando las áreas interdunares están secas y presentan un sustrato arenoso, tienen muchas de las mismas características que los mantos de arena (compárese las figuras 3.8 y 3.3). Las formas sedimentarias dominantes son los ripples eólicos con crestas relativamente planas, aunque también pueden existir pequeñas dunas, que presentan sólo unas decenas de cm de altura y son mucho más pequeñas que las dunas adyacentes. En corte predominaría, pues, la laminación paralela, con la presencia de pequeños sets de laminaciones cruzadas originadas por ripples granulares de grano más grueso.

Áreas interdunares húmedas: Si existe humedad cerca de la superficie, las áreas interdunares pueden contener vegetación y cuando el nivel freático está próximo a la superficie pueden contener en ocasiones pequeños lagos semipermanentes que pueden presentar una escorrentía difusa (figura 3.2); estos lagos pueden ser salados y las áreas interdunares pueden contener sedimentos arcillosos o evaporitas. La presencia de humedad cerca de la superficie facilita el desarrollo de estructuras de adhesión (figura 3.8b) (Ahlbrandt y Fryberger, 1982). La existencia de una cierta escorrentía superficial en algunos casos origina la presencia de canales de pequeño tamaño, ripples de corriente y *rill marks*. En general estas áreas se caracterizan por la presencia de sedimentos arenosos ricos en arcillas o en materia orgánica y es frecuente la bioturbación por raíces.

La preservación potencial de estos sedimentos interdunares es bastante alta, puesto que quedan normalmente cubiertos por el movimiento de las dunas, lo que incrementa las oportunidades de preservación en el registro estratigráfico. Como los sedimentos interdunares ocupan una posición sensible en la columna estratigráfica, y tienen un potencial alto de preservación, son de gran interés por lo que pueden revelar sobre las condiciones deposicionales pasadas.

TIPOS DE SISTEMAS EÓLICOS

Existen tres tipos básicos de sistemas eólicas (Kocurek y Havholm, 1993): secos *(dry),* húmedos *(wet)* y estabilizados *(stabilized)*.

Los sistemas eólicos secos son los característicos de los desiertos tropicales y están relacionados con la existencia de un nivel freático profundo o incluso ausente, de forma que la humedad no tiene influencia sobre la sedimentación, la cual tiene lugar debido exclusivamente a causas relacionadas con la disminución de la velocidad del viento. Están compuestos por dunas y áreas interdunares secas o erosivas; la relación entre agradación y desplazamiento lateral de todo el sistema será el factor clave para la preservación de las áreas interdunares como tal o para el desarrollo de superficies de erosión. Para que exista sedimentación es necesario que disminuya la tasa de transporte de arena y/o que decrezca su concentración con el tiempo. En los casos en los que existe un flujo constante de arena y la mayoría del sedimento se mueva mediante dunas, la disminución de la velocidad del viento en el sentido de avance de las dunas es la causa más probable para que disminuya la tasa de transporte y se produzca sedimentación neta, sin necesidad de un cambio en el tamaño de las dunas. Esta disminución de velocidad puede deberse a causas topográficas, por ejemplo por expansión del flujo cuando llega a una zona deprimida, o a causas generales, como por un cambio en el patrón de circulación atmosférico.

En general, en estos sistemas la sedimentación no comienza hasta que las áreas interdunares han sido eliminadas, por lo que su registro estratigráfico se caracteriza por la ausencia de estos

subambientes (Kocurek y Havholm, 1993). Predominan sets de estratificación cruzada separados por superficies erosivas que representan el nivel de truncación originado por la migración de las dunas. Las superficies de erosión pueden ser onduladas porque en estos sistemas el sustrato no está estabilizado y pueden existir pequeñas diferencias en la profundidad de erosión.

Los sistemas eólicos húmedos están caracterizados por un nivel freático poco profundo, con una franja capilar que se localiza o está cerca de la superficie deposicional. Los sistemas eólicos húmedos son característicos de áreas costeras como los de Guerrero Negro en México (Fryberger *et al.*, 1990), Padre Island en Estados Unidos (Kocurek *et al.*, 1992), o la arenisca Entrada del Jurásico de Estados Unidos (Crabaugh y Kocurek, 1993), en la que el nivel freático está afectado por variaciones del nivel del mar. También son típicos de los desiertos fríos; así muchos campo de dunas europeos y norteamericanos como en Hungría (Borsy, 1993) y las Sand Hills en Estados Unidos (Ahlbrandt y Fryberger, 1982), son probablemente sistemas eólicos húmedos relacionados con condiciones periglaciales de latitudes altas donde prevalecieron condiciones áridas durante el desarrollo del sistema eólico (Livingstone y Warren, 1996). La acumulación de arena y la agradación del sistema están relacionadas con ascensos relativos del nivel freático (Crabaugh y Kocurek, 1993). Este ascenso puede estar originado por cambios climáticos, por variaciones del nivel del mar, o por subsidencia de la cuenca sedimentaria cuando el nivel freático permanece estático (Kocurek y Havholm, 1993). Por el contrario, la erosión y desplazamiento lateral del sistema pueden estar relacionados con caídas del nivel freático, originadas por causas opuestas a las anteriormente mencionadas.

En los sistemas húmedos, a diferencia de los secos, puede tener lugar sedimentación tanto en forma de dunas como en las áreas interdunares (figura 3.9). En el registro estratigráfico la

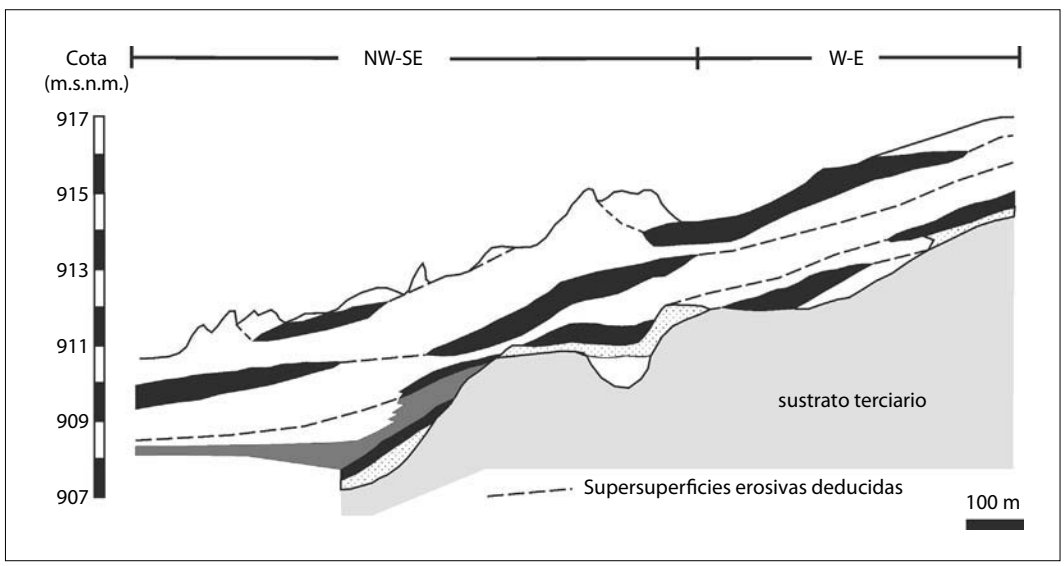


Figura 3.9. Interpretación del sistema eólico en el campo de dunas de Cantalejo (Segovia) basado en datos de sondeos manuales (modificado de García-Hidalgo *et al*., 2002 y 2007). Se reconoce una alternancia de arenas de tonos claros que se interpretan como originadas por migración de dunas, y arenas oscuras ricas en materia orgánica y con mayor contenido en arcillas y limos que se interpretan como originadas en ambientes interdunares húmedos. La distribución de facies sugiere que las áreas interdunares deben ser cuerpos lenticulares, cuya morfología se debe al mecanismo de migración y acumulación de los sistemas eólicos (ver Kocurek y Havholm, 1993). Las dataciones de los niveles orgánicos (García-Hidalgo *et al*., 2007) indica la presencia de varios niveles superpuestos que deben estar separados por superficies erosivas mayores, alguna de las cuales se puede correlacionar a lo largo de toda la región (ver figuras 3.6 y 3.7). En un sistema deposicional antiguo esta podría ser la distribución de facies esperada: acumulaciones de cuerpos arenosos con grandes estratificaciones cruzadas (blanco), representando los sistemas de dunas (separados unos de otros por supersuperficies mayores, líneas de trazos); con algunas intercalaciones dispersas de niveles arenosos o arenoso-arcillosos, lenticulares (negro, gris o con puntos), representando subambientes eólicos menores (áreas interdunares secas o húmedas), o incluso otros ambientes relacionados (fluviales efímeros, lacustres, etc.).

presencia de ambos tipos de subambientes caracterizan estos sistemas, compuestos por sets de estratificación cruzada de gran tamaño, alternando con sets en los que predomina la laminación paralela, con niveles arcillosos o ricos en materia orgánica, como los que previsiblemente se han desarrollado en buena parte del sistema eólico en el sur de la cuenca del Duero (García-Hidalgo *et al.*, 2002).

Los sistemas eólicos estabilizados son aquellos en los que algún tipo de factor estabiliza periódica o continuamente el sustrato, mientras que el sistema permanece en general activo (Kocurek y Havholm, 1993). Los factores que pueden dar estabilidad al sistema son muy variados e incluyen vegetación, cementaciones, lags de cantos o incluso la humedad; en este caso el límite con los sistemas húmedos es difuso. Como la sedimentación puede ser irregular y discontinua, estos sistemas se caracterizan por la existencia de sets amalgamados con numerosas superficies erosivas. En el registro estratigráfico pueden ser difíciles de distinguir puesto que se deberían caracterizar por el hecho de que la estabilización debe ser contemporánea con la sedimentación y no deberse a un evento posterior.

SISTEMAS EÓLICOS ANTIGUOS

El reconocimiento de sistemas eólicos antiguos puede llegar a ser bastante problemático y posiblemente, dada su relativa abundancia actual, pueden no estar suficientemente reconocidos en medios antiguos. En la actualidad, la distribución de subambientes eólicos puede llegar a ser muy variable espacialmente, dependiendo de factores como la topografía, la dirección de los vientos dominantes en relación con esa topografía, la presencia de un nivel freático o no y, en su caso, la existencia de una red de drenaje, etc. Incluso dentro de un campo de dunas la distribución de los tipos morfológicos de dunas es también relativamente impredecible.

La variabilidad de estos factores hace que no exista ni una secuencia vertical de facies, ni un modelo simple de sistemas eólicos (Walker y Middleton, 1979; Collinson, 1986), aunque en líneas generales las zonas centrales de los campos de dunas tienden a presentar las dunas de mayor tamaño y complejidad, así como el mayor espesor de sedimentos eólicos; en estas zonas centrales, las áreas interdunares son escasas y el nivel freático, caso de existir, suele estar también a mayor profundidad. Hacia el exterior la cobertera de arena puede ya ser incompleta, las dunas suelen estar ya más separadas unas de otras con un desarrollo mayor de las áreas interdunares, que pueden ser secas o húmedas en función de la posición del nivel freático. Aun más hacia el exterior del sistema, la cobertera de arena eólica puede ya ser discontinua, con dunas más escasas y de menor tamaño, predominado los sedimentos de manto eólico. Esta última es una zona de indentación con otros ambientes deposicionales, tanto continentales, como marinos; siendo lo más normal en estas áreas marginales que las facies eólicas estén interestratificadas o se interdigiten con sedimentos fluviales y de abanicos aluviales o se puedan situar a techo de secuencias regresivas marinas (Walker y Middleton, 1979).

Aunque no totalmente diagnósticas, el reconocimiento e identificación de ambientes eólicos antiguos debería estar basado en la evaluación de un amplio rango de las propiedades del sedimento que indiquen un origen eólico del mismo. Se deben considerar al menos tres niveles, desde microescala, donde son importantes los elementos texturales del sedimento y las estructuras sedimentarias que presentan, todos ellos controlados por los mecanismos de erosión, transporte y sedimentación eólica; a mesoescala, en la que son importantes la cantidad y distribución de los tipos básicos de estratificación, lo que está controlado por procesos a escala local, como la formación de dunas o de áreas interdunares; y, finalmente a macroescala en la que se ponen de manifiesto las relaciones espaciales y genéticas entre diferentes subambientes dentro del ambiente eólico, o incluso la relación con otros ambientes sedimentarios.

Se han usado diversas propiedades del sedimento para sugerir que una arenisca es de origen eólico. En primer lugar, la existencia de un alto grado de selección en el tamaño de grano (medio a fino), de una alta redondez y esfericidad de las partículas (Collinson, 1986) y la presencia superficies pulidas de los granos, la ausencia de arcillas y micas son criterios también favorables. Las dunas suelen presentar menor tamaño de grano y una mayor selección en la dirección del viento dominante, lo que se pone de manifiesto en algunas unidades antiguas, como en la arenisca Cedar Mesa (Langford y Chan, 1993). La existencia de niveles de grano más grueso en sedimentos interdunares, incluyendo o no ventifactos, es un hecho que se pone de manifiesto en series antiguas, como en el Pérmico de Escocia (Clemmensen y Abrahamsem, 1983). Los criterios puramente texturales, sin embargo, pueden ser algo ambiguos si las arenas eólicas han sido retrabajadas por ríos o corrientes (en las playas), o cuando existe sólo un ligero retrabajamiento eólico de sedimentos fluviales o marinos someros.

Por otro lado, también a pequeña escala, la presencia esporádica de vertebrados terrestres, bioturbación por raíces y/o huellas de pisadas de vertebrados, junto con la ausencia de fósiles y bioturbación marina, son indicadores claros de un medio no marino. En cuanto a las estructuras sedimentarias, un criterio importante es la presencia de tipos especiales de laminación dentro de los cuerpos de estratificación cruzada (Hunter, 1977, Clemmensen y Abrahamsen, 1983). De los varios tipos reconocidos (láminas de *grainfall* o de *sand-flow*), es la presencia de laminación de ripples, especialmente si sus formas son de bajo relieve (índice alto) el mejor diagnóstico de sedimentación eólica (Collinson, 1986); además de la presencia de algunos tipos de estructuras de deformación y depósitos de lag de grano grueso en las facies interdunares (Bigarella, 1972). Por último, la presencia de características menores que suelen estar asociadas a estas facies como impresión de gotas de lluvia, presencia de huellas de retracción y de horizontes edáficos; todos los cuales sugieren un ambiente de depósito subaéreo.

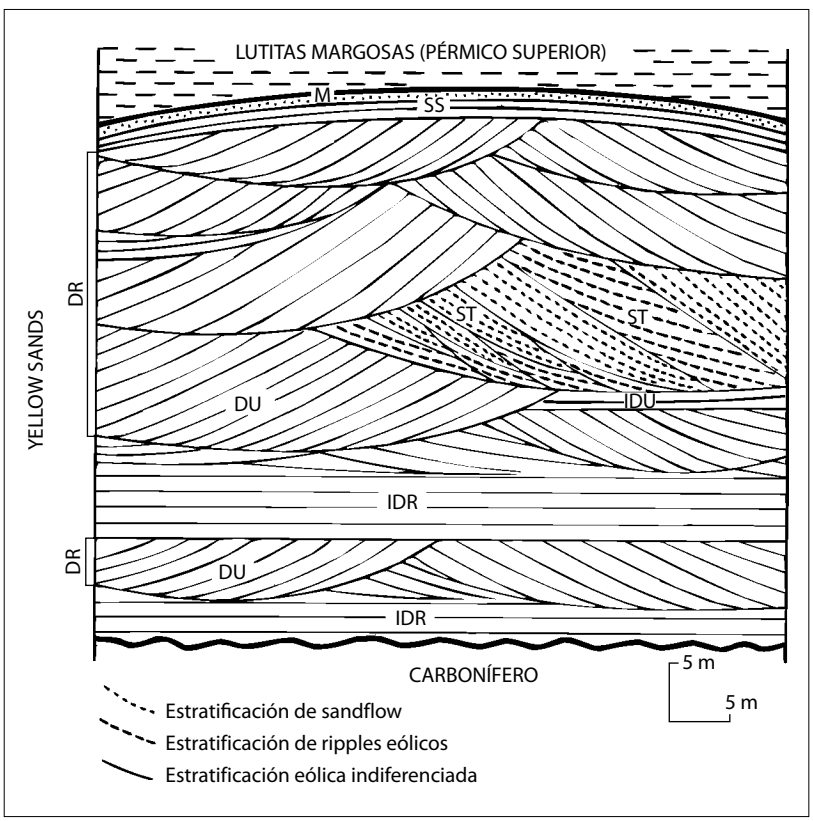


Figura 3.10. Corte interpretado de un draa en las Yellow Sands del Pérmico de Inglaterra, mostrando la arquitectura de los sedimentos eólicos. DR, estratificación cruzada de dunas tipo draa; IDR, depósitos interdraa; DU, Dunas; IDU, depósitos interdunares; SS, manto eólico; M, arenas eólicas retrabajadas (modificado de Chrintz y Clemmensen, 1993). La figura 3.12 es la reconstrucción tridimensional de los ambientes deposicionales de esta unidad y la figura 3.13 es su interpretación paleogeográfica.

A media escala la interpretación de un cuerpo arenoso como originado mediante la migración de dunas eólicas, se basa en la forma general de esos cuerpos y en la geometría de las superficies internas. En el primer caso, los cuerpos de arenas eólicas suelen aparecer bien como cuerpos lenticulares aislados, descansando sobre un sustrato relativamente plano y cubiertos por depósitos no eólicos, como en las Yellow Sands del Pérmico de Inglaterra (figura 3.10) (Clemmensen y Abrahamsen, 1983), o bien como cuerpos tabulares dentro de los cuales pueden aparecer sedimentos interdunares, como en el caso de la arenisca Entrada del Jurásico de Estados Unidos (figura 3.11), siendo estos últimos los más abundantes en el registro estratigráfico.

En ambos casos, las areniscas eólicas presentan una organización interna carac-

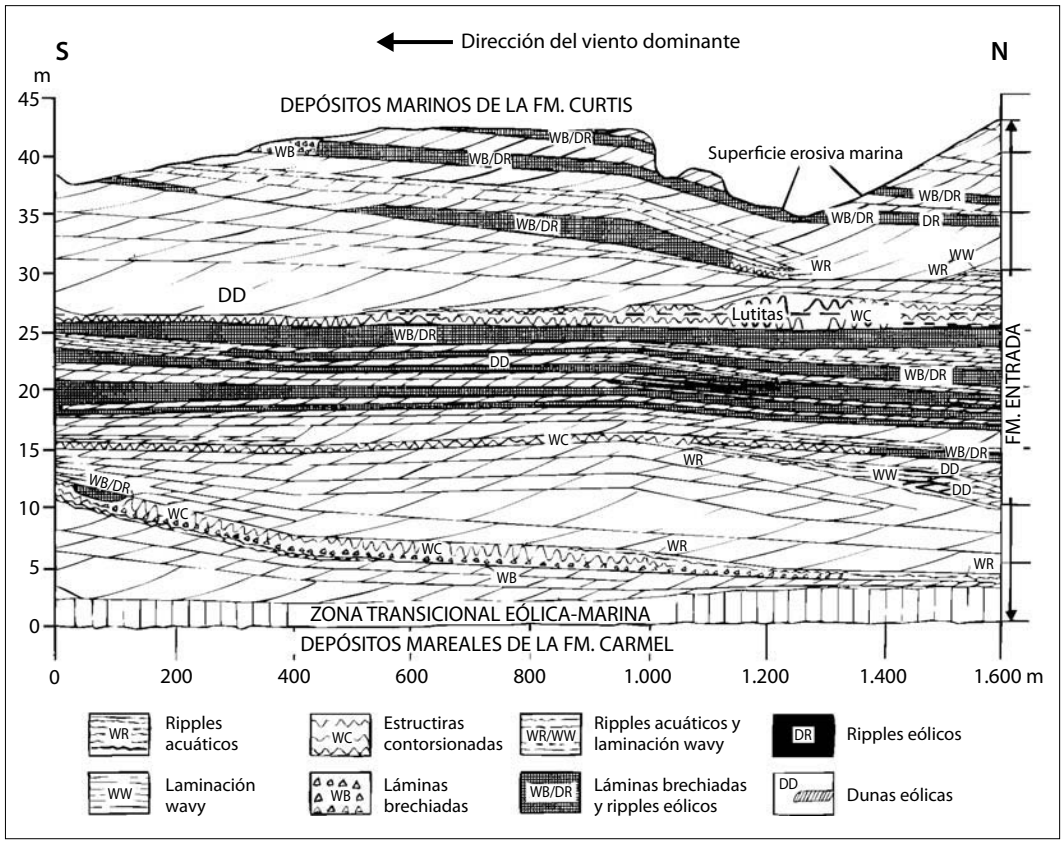


Figura 3.11. Distribución de facies en la arenisca Entrada (Jurásico, Estados Unidos) en una orientación paralela a la dirección del viento dominante (modificado de Kocurek, 1981), compárese con la figura 3.9.

terística de sus cuerpos menores y superficies sedimentarias (figuras 3.10 y 3.11). Las areniscas eólicas presentan una estratificación cruzada a media y gran escala, con sets de varios metros de espesor y cosets de de decenas de metros, con inclinación de los foresets próxima al ángulo de reposo de la arena (22 a 35°) (Walker y Middleton, 1979). Sin embargo, la escala, geometría de los sets y ángulo de buzamiento de los foresets, no son de forma aislada elementos diagnósticos de procesos eólicos.

Los tamaños y las formas de las dunas suelen ser, como ya hemos mencionado anteriormente, muy variados (desde pequeños barjanes a grandes draas) (figura 3.12); lo que se traduce en una amplia variedad de morfologías de estratificación cruzada en series antiguas. En general, se puede considerar que las areniscas eólicas se deben hacer más grandes y más complejas hacia el interior de los erg o los campos de dunas, siendo el espesor y buzamiento de los foresets diferentes de otras facies coetáneas, marinas o fluviales, como se pone de manifiesto por ejemplo en la arenisca Entrada del Jurásico de Estados Unidos (Kocurek, 1981). En ocasiones se interpreta que ha quedado conservada la morfología completa de grandes ergs como en las Yellow Sands del Pérmico de Inglaterra, en las que se reconocen crestas de arena de varias decenas de metros de altura y varios kilómetros de anchura, caracterizadas por estratificación cruzada, que se interpretan como draas lineales, separados por corredores de menor extensión con una cobertera de arena mucho más delgada y que se interpretan como áreas interdunares (figuras 3.10, 3.12 y 3.13) (Clemmensen, 1989).

La presencia de sedimentos interpretados como mantos eólicos e interdunares, caracterizados por estratificación paralela y localmente mayor tamaño de grano es común en sedimentos antiguos, como en los ya mencionados sedimentos desérticos del Pérmico de Escocia

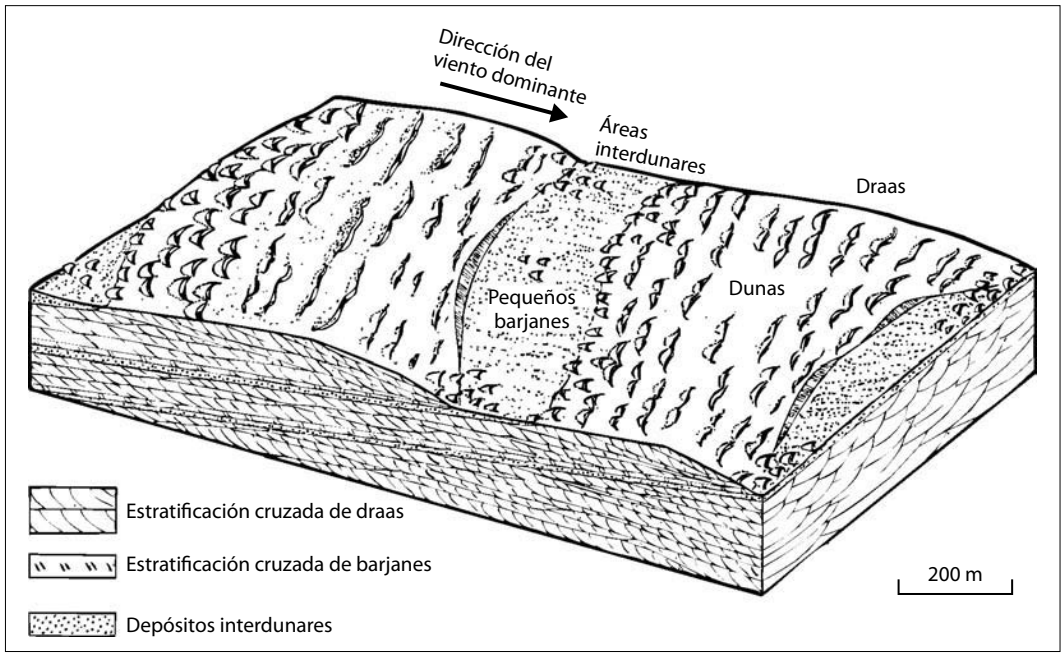
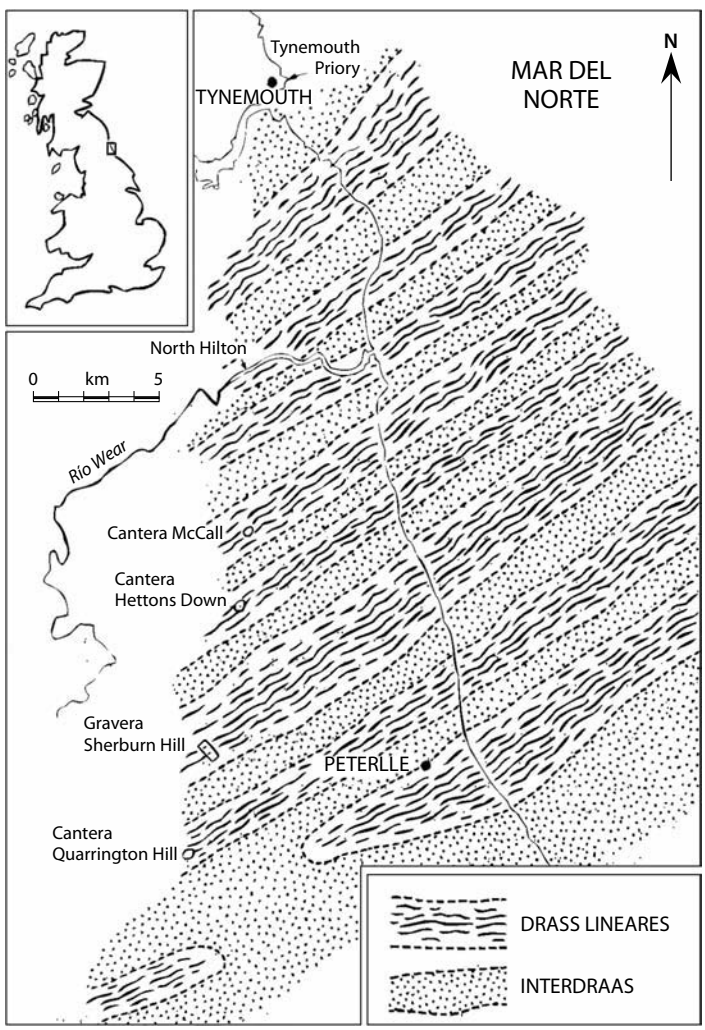


Figura 3.12. Reconstrucción de las zonas con dunas y áreas interdunares en las Yellow Sands (Pérmico, Inglaterra). Modificado de Clemmensen y Abrahamsen, 1983. Véase también las figuras 3.10 y 3.13.



(Clemmensen y Abrahamsen, 1983) o en la arenisca Entrada (Kocurek, 1981) (figuras 3.10 y 3.11), en la que también se pone de manifiesto que los sedimentos interdunares están ausentes de las áreas marginales de los ergs, mientras que son muy abundantes en su interior asociados a sedimentos dunares.

Ya a mayor escala, hay que tener en cuenta que la acumulación y preservación en el registro sedimentario de sedimentos eólicos es un proceso episódico. Existe normalmente más de un período de acumulación que alternan con eventos de no sedimentación. Durante estos últimos períodos se generan en el medio eólico superficies y supersuperficies erosivas a lo largo del área de sedimentación. Existe un rango variable dentro de estas superficies, siendo las de primer orden superficies erosivas muy extensas y de muy baja inclinación, próximas a la horizontal, que limitan cuerpos con estratificación cruzada, que a su vez suelen presentar superficies erosivas de segundo y de tercer orden, las primeras de las cuales tienden a ser planares, pero con mayor inclinación que las primeras. Las supersuperfices de primer orden se suelen interpretar como originadas por caídas

Figura 3.13. Distribución paleogeográfica de los ambientes deposicionales de dunas (draas) e interdunas en las Yellow Sands (Pérmico, Inglaterra). Modificado de Chrintz y Clemmensen, 1989. Véase también las figuras 3.10 y 3.12.

mayores del nivel de base o de los niveles acuíferos regionales, lo que origina una deflación general de todo el sistema eólico (erosión)

Estas superficies fueron reconocidas en primer lugar en la arenisca Cedar Mesa del Pérmico de Estados Unidos (Loope, 1985) y posteriormente en muchas otras unidades de edades diversas (como la arenisca Page del Jurásico también en Estados Unidos, Havholm *et al.*, 1993). Ellas pueden ser usadas para definir un marco genético desde el punto de vista estratigráfico en el que se pueden situar las unidades eólicas dentro de un marco regional amplio, lo que ayuda a su interpretación como sedimentos eólicos.

Finalmente, los sedimentos eólicos suelen estar relacionados lateralmente con otros sedimentos de tipología relativamente variada, siendo los más comunes sedimentos fluviales, costeros áridos *(sebkhas)* o marinos. Así, por ejemplo, la arenisca Entrada se sitúa entre areniscas de origen fluvial y depósitos de sebkha y lutitas marinas (figura 3.11) (Kocurek, 1981), variaciones similares ocurren en muchas otras unidades eólicas, como la arenisca Cedar Mesa (Langford y Chan, 1993) o en el Pérmico de Escocia (Clemmensen y Abrahamsen, 1983).

BIBLIOGRAFÍA

Ahlbrandt, T. S. y Fryberger, S. G. (1982): Introduction to aeolian deposits. En P. A. Scholle y D. Spearing (eds.), *Sandstone Depositional Environments*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 31, 11-47.

Anderson, R. S. (1986): Erosion profiles due to particles entrained by wind: Application of an aeolian sediment transport model. *Geological Society of America Bulletin,* 97 (10), 1270-1278.

Bagnold, R. A. (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen. London.

Bigarella, J. J. (1972): Aeolian environments: Their characteristics, recognition and importance. En J. K. Rigby y W. K. Hamblin (eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 16, 12-62.

Borsy, Z. (1993): Blown sand territories in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband,* 90, 1-14.

Brookfield, M. E. (1983): Aeolian sands. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models* (2.ª ed.), *Geoscience Canada Reprint Series,* 1, 91-103.

Chrintz, T. y Clemmensen, L. B. (1993): Draa reconstruction, the Permian Yellow Sands, northeast England. En K. Pye y N. Lancaster, (eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 16, 151-161.

Clemmensen, L. B. (1989): Preservation of interdraa and draa plinth deposits by the lateral migration of large linear draas (Lower Permian Yellow Sands, northeast England). *Sedimentary Geology,* 65, 139-151.

Clemmensen, L. B. y Abrahamsem, K. (1983): Aeolian stratification and facies associations in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. *Sedimentology,* 30, 311-339.

Collinson, J. D. (1986): Deserts. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies* (2.ª ed.). Blackwell Scientific Publications, 95-112.

Cooke, R. y Warren, A. (1973): *Geomorphology in Deserts*. London, B. T. Batsford, Ltd.

Crabaugh, M. y Kocurek, G. (1993): Entrada sandstone: an example of a wet aeolian system. En K. Pye (ed.), *The Dynamics and Environmental context of Aeolian Sedimentary Systems*. *Geological Society of London, Special Publication,* 72, 103-126.

Derbyshire, E. (1983): Origin and characteristics of some Chinese loess at two locations in China. En M. E. Brookfield y T. S. Ahlbrandt (eds.), *Aeolian sediments and landforms. Developments in Sedimentology,* 38, 69-90.

Fryberger, S. G. y Ahlbrandt, T. S. (1979): Mechanisms for the formation of aeolian sand seas. *Zeitschrift fur Geomorphologie,* 23 (4), 440-460.

Fryberger, S. G. y Goudie, A. S. (1981): Progress Report: Arid Geomorphology. *Progress in Physical Geography,* 5 (3), 409-428.

Fryberger, S.; Ahlbrandt, T. y Andrews, S. (1979): Origin, sedimentary features, and significance of low-angle aeolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology,* 49 (3), 733-746.

Fryberger, S. G.; Krystinik, L. F. y Schenk, C. J. (1990): Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. *Sedimentology,* 37 (1), 23-43.

García-Hidalgo, J. F.; Temiño, J. y Segura, M. (2002): Holocene aeolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): Origin and development of an aeolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research,* 72 (1), 30-39.

— (2007): Holocene aeolian development in Central Spain; chronology, regional correlations and causal processes. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2661-2673.

Goudie, A. S. (1978): Arid geomorphology. *Progress in Physical Geography,* 2 (2), 333-338.

Goudie, A. S. y Thomas, D. S. G. (1985): Pans in southern Africa with particular reference to South Africa and Zimbabwe. *Zeitschrift für Geomorphologie,* 29 (1), 1-19.

Havholm, K. G.; Blakey, R. C.; Capps, M.; Jones, L. S.; King, D. D. y Kocurek, G. (1993): Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. En K. Pye y N. Lancaster (eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 16, 87-107.

Haynes, C. V. Jr. (1982): Great Sand Sea and Selima Sand Sheet, Eastern Sahara: geochronology of desertification. *Science,* 217 (4560), 629-633.

Hernández Pacheco, F. (1923): Las arenas voladoras de la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural,* 22, 211-216.

Hunter, R. E. (1977): Basic types of stratification in small dunes. *Sedimentology,* 24, 361-387.

Idso, S. B. (1976): Dust storms. *Scientific American,* 235, 108-114.

Kocurek, G. (1981): Erg reconstruction: the Entrada sandstone (Jurassic) of northwestern Utah and Colorado. *Palageography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 36, 125-153.

Kocurek, G. y Havholm, K. G. (1993): Aeolian sequence stratigraphy -a conceptual framework. En P. Weimer y H. Posamentier (eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy recent developments and applications*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 58, 393-409.

Kocurek, G. y Lancaster, N. (1999): Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology,* 46, 505-515.

Kocurek, G. y Nielson, J. (1986): Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology,* 33, 795-816.

Kocurek, G.; Townsley, M.; Yeh, E.; Sweet, M. y Havholm, K. (1992): Dune and dune-field development stages on Padre Island, Texas: effects of lee airflow and sand saturation levels and implications for interdune deposition. *Journal of Sedimentary Petrology,* 62, 622-635.

Lancaster, N. (1993): Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. En K. Pye y N. Lancaster (eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 16, 71-83.

Langford, R. P. y Chan, M. A. (1993): Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. En K. Pye y N. Lancaster (eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 16, 109-126.

Livingstone, I. y Warren, A. (1996): *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Harlow, Essex, Longman.

Loope, D. B. (1985): Episodic deposition and preservation of aeolian sands: a late Paleozoic example fron southeastern Utah. *Geology,* 13, 73-76.

McCauley, J. F.; Breed, C. S.; Grolier, M. J. y MacKinnon, D. J. (1981): The US dust storm of February 1977. En T. L. Péwé (ed.), *Desert dust: origin, characteristics, and effect on man*. *Geological Society of America, Special Paper,* 186, 123-148.

McKee, E. D. (1979): Introduction to a study of global sand seas, A global study of sand seas. U. S. Geological Survey, *Professional Paper,* 1052, 1-19.

— (1983): Aeolian sand bodies of the World. En M. E. Brookfield y T. S. Ahlbrandt (eds.), *Aeolian Sediments and Landforms*. *Developments in Sedimentology,* 38, 1-25.

Middleton, N. J. (1997): Desert dust. En D. S. G. Thomas (ed.), *Arid zone geomorphology: Process, form and change in drylands,* John Wiley and Sons, Chichester, 413-436.

Nielson, J. y Kocurek, G. (1986): Climbing zibars of the Algodones. *Sedimentary Geology,* 48, 1-15.
Pécsi, M. (1990): Loess is not just the accumulation of dust. En M. Pécsi y D. Lóczy (eds.), *Loess and the palaeoenvironment, Quaternary International,* 7-8, 1-21.
Peterson, J. T. y Junge, C. E. (1971): Source of particulate matter in the atmosphere. En W. Matthews, W. Kellog y G. D. Robinson (eds.), *Man's impact on climate*. MIT Press. Cambridge, Massachusetts, 310-320.
Péwé, T. L. (1974): Geomorphic processes in Polar deserts. En T. L. Smiley y J. H. Zumberge (eds.), *Polar deserts and modern man*, University of Arizona Press, Tucson, 33-52.
— (1981): Dust, an overview. En T. L. Péwé (ed.), *Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. Geological Society of America, Special Paper,* 186, 1-10.
Pye, K. (1983): Early post-depositional modification of aeolian dune sands. En M. E. Brookfield y T. S. Ahlbrandt (eds.), *Aeolian Sediments and Landforms*. *Developments in Sedimentology,* 38, 197-221.
Pye, K. (1984): Loess. *Progress in Physical Geography,* 8 (2), 176-217.
— (1993): Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. En K. Pye y N. Lancaster (eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 16, 23-44.
Pye, K. y Tsoar, H. (1990): *Aeolian sand and sand deposits*. London: Unwin Hyman.
Sharp, R. P. (1963): Wind ripples. *Journal of Geology,* 71 (5), 617-36.
— (1966): Kelso dunes, Mojave desert, California. *Geological Society of America Bulletin,* 77 (10), 1045-1073.
Tsoar, H. (1983): Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune. *Sedimentology,* 30 (4), 567-578.
Walker, R. G. y Middleton, G. V. (1979): Facies models 4: aeolian sands. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models* (1.ª ed.), Geoscience, Canada, 33-41.
Wilson, I. G. (1972): Aeolian bedforms-their development and origin. *Sedimentology,* 19 (3-4), 173-210.
— (1973): Ergs. *Sedimentary Geology,* 10, 77-106.

IV

Los sistemas aluviales

por Alfonso Sopeña* y Yolanda Sánchez-Moya**

INTRODUCCIÓN

Los ríos son esencialmente sistemas de transferencia que recogen y transportan sedimentos hasta las grandes cuencas lacustres o marinas. Una gran parte de las precipitaciones que caen sobre la superficie del Geoide, forma cursos de agua, permanentes, o efímeros, que drenan hacia las zonas más bajas y de menor energía potencial. Muchos de estos cursos de agua alcanzan el nivel 0, que a estos efectos es el nivel del nivel del mar (figura 4.1). En algunas ocasiones la cantidad de agua no es suficiente y los flujos se agotan antes de alcanzar extensiones estables de agua. Es el caso de los abanicos terminales *(terminal fan)* de zonas áridas estudiados, por ejemplo, por Friend (1978).

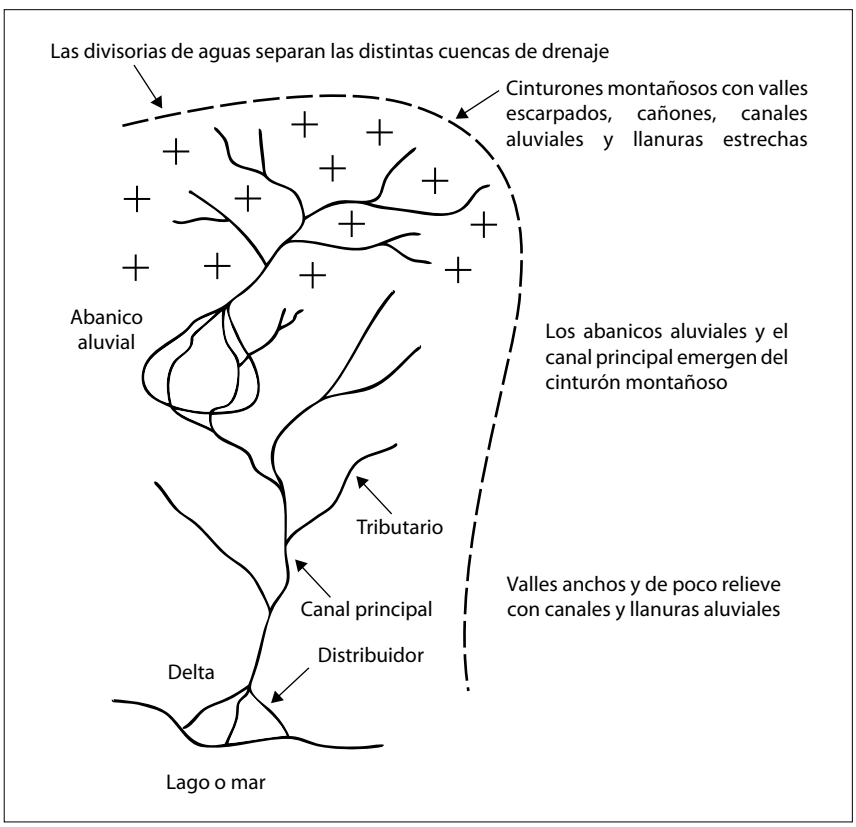


Figura 4.1. Esquema de una red fluvial hipotética. Modificado de Bridge (2003).

El aporte de sedimentos a casi todo el resto de sistemas sedimentarios, está controlado por los ríos y, por tanto, el estudio detallado de las redes de drenaje y de los sistemas fluviales proporciona gran cantidad de información sobre la evolución geológica y geomorfológica de una región. Además, en determinados contextos en los que la subsidencia favorece la acumulación de sedimentos, los depósitos fluviales, pueden ser el mayor o incluso el componente dominante del relleno de una cuenca (p. ej., llanuras costeras subsidentes, cuencas de antepaís, fases iniciales del relleno en cuencas de tipo *rift,* etc.). Volúmenes muy considerables de sedimentos pueden acumularse en poco tiempo.

Se puede afirmar de forma esquemática que los sistemas fluviales son sistemas regidos por la gravedad, en los que una masa de agua se desplaza pendiente abajo creando un flujo uni-

* Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. José Antonio Nováis, 2. Universidad Complutense, 28040 Madrid. E-mail: sopena@geo.ucm.es.

** Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. José Antonio Nováis, 2. Universidad Complutense, 28040 Madrid. E-mail: yol@geo.ucm.es.

direccional. La mayor parte de la energía potencial del sistema se transforma en energía cinética de forma que el flujo producido actúa sobre la superficie modificándola. Si el lecho es cohesivo, por efecto de la erosión se forman gargantas y cañones y la sedimentación sólo tiene lugar en zonas muy localizadas de flujo inefectivo como remansos, desembocaduras de canales laterales, sombras de obstáculos rocosos, etc. (Baker y Kochel, 1988; Benito *et al.,* 2003).

Si el lecho no es cohesivo, la superficie de la interfase agua-sedimento sufre modificaciones sustanciales para conseguir un equilibrio con las condiciones hidrodinámicas. El resultado es un canal o sistema de canales por los que circula la mayor parte del flujo durante la mayor parte del año y una llanura de inundación que solo recibe aporte de agua y sedimento en los momentos de crecida, es decir, cuando se produce un aumento de caudal como consecuencia de las lluvias importantes. En la mayoría de los climas, las crecidas tienen carácter estacional. Durante estos períodos, el canal no puede evacuar todo el caudal que recibe, se desborda y el flujo circula por la llanura de inundación de forma no confinada.

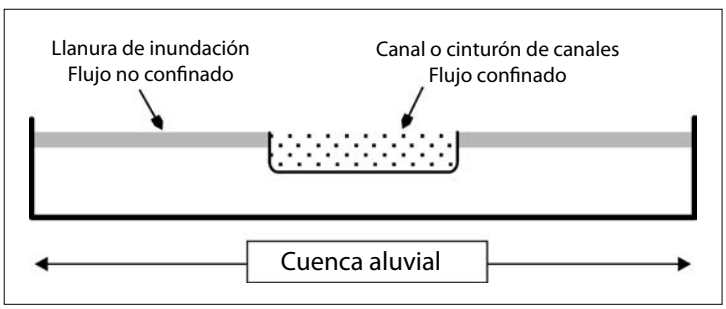


Figura 4.2. Simplificación de los elementos esenciales que operan en una cuenca aluvial. El relleno de la cuenca se produce por el apilamiento de las facies de canal o del cinturón de canales y de los sedimentos aportados por los sucesivos derrames sobre la llanura de inundación en los momentos de crecida del río.

Los sistemas fluviales operan en el tiempo y en el espacio. En síntesis, el resultado del proceso es un depósito de canal o de un cinturón de canales amalgamados, y un depósito de llanura de inundación. Por tanto, el elemento o celdilla fundamental a considerar siempre en cualquier modelo de sedimentación fluvial será el expresado de forma esquemática en la figura 4.2. Este sencillo esbozo es, sin embargo, el que se ha utilizado y se utiliza como punto de partida para cualquier intento de modelización del apilamiento de secuencias y relleno de cuencas por sedimentos aluviales.

Para el propósito de este libro, en el que interesa de forma esencial el relleno de las cuencas sedimentarias y por tanto, las facies y secuencias depositadas por la actividad fluvial, importa recordar el concepto establecido por Schumm *et al.* (2000), para quien «los ríos aluviales son aquellos que fluyen a través de sedimentos que han sido erosionados y depositados por ríos». Es decir, no hay una afectación significativa por constricción rocosa o por antiguas terrazas. Por tanto, su morfología es consecuencia del balance entre el poder erosivo de la corriente, la resistencia del lecho aluvial y los materiales de las orillas. De esta forma, los cambios en la forma de un canal ocurren porque varía el caudal, la carga, el tipo de sedimentos transportado o la pendiente del cauce. Precisamente, este es el caso en el que se producen la mayoría de las secuencias que los sedimentólogos y estratígrafos estudian en el relleno de las cuencas que contienen sedimentos depositados por ríos.

CLASIFICACIONES DE LOS SISTEMAS ALUVIALES

En las clasificaciones de los sistemas aluviales, se han diferenciado tradicionalmente dos tendencias según la escuela y el tipo de trabajo de los autores que las han realizado. La primera ha sido manejada, sobre todo, por geomorfólogos e ingenieros hidráulicos y se basa principalmente en la geometría del canal. Utiliza la medida de algún de parámetro físico para determinar la cualidad del canal (sinuosidad, índice de entrelazamiento o *braiding* en inglés, etc.).

La segunda tendencia tiene en cuenta la geometría de los depósitos aluviales y, por tanto, atiende a las formas de los cuerpos sedimentarios que generan estos sistemas, a su tamaño de grano y a su disposición espacial. Es decir, a lo que se ha llamado por algunos autores arquitectura fluvial.

En las primeras clasificaciones que emplean la geometría de los canales, por ejemplo las de Leopold y Wolman (1957), se reconocen tres tipos de canales: rectos, entrelazados o trenzados *(braided)* y meandriformes. Esta separación ha sido ampliamente utilizada, aunque en la actualidad se admite que existen otros tipos intermedios, o incluso diferentes y algunos autores descartan establecer clasificaciones de este tipo. Bridge y Demicco (2008), reconociendo las dificultades que presenta otra forma de clasificar los ríos, establecen que el modelo de canal debería ser sólo definido por medio de dos parámetros cuantificables: el grado de división del canal alrededor de las barras o de las islas y la sinuosidad de los segmentos del canal considerado para establecer la clasificación.

Según Miall (1977) y Rust (1978), los cuatro tipos básicos de canales fluviales son: rectos, entrelazados, meandriformes y anastomosados (figura 4.3). Los dos criterios utilizados en esta clasificación son también la sinuosidad y el índice de entrelazamiento *(braiding)*.

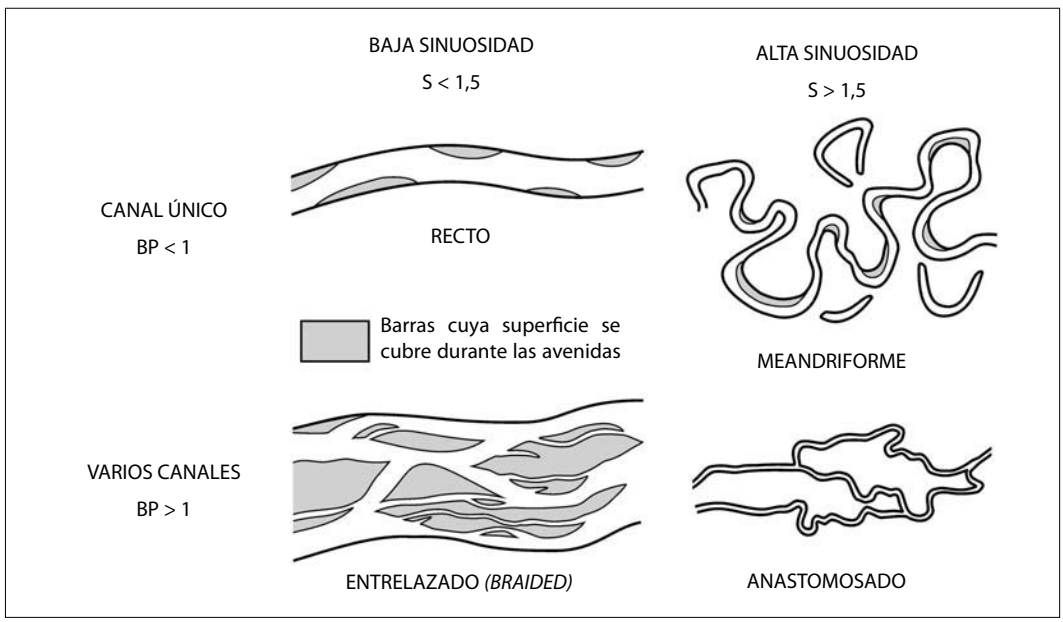


Figura 4.3. Principales tipos de ríos según el número de canales, el índice de entrelazamiento o *braiding* y el grado de sinuosidad. Modificado de Miall (1977).

Aunque estos índices se tratan con mayor detalle en los capítulos siguientes se definen aquí a modo de introducción. La sinuosidad (S) es el cociente entre la longitud del canal y la distancia entre dos puntos homólogos, medida en línea recta a lo largo del valle fluvial (figura 4.4a). Algunos autores como Friend y Sinha (1993), emplean la longitud de la línea media del canal para definir la sinuosidad. Existen además otras alternativas que se explican en el capítulo correspondiente.

El índice de entrelazamiento (BP en la figura 4.4b), se establece en función del número de canales activos o barras e islas presentes a lo largo de un transecto dado, en el cinturón de canales de un río. Su cálculo es complejo y varía según el criterio de los diferentes investigadores. El detalle se deja también para el capítulo siguiente, donde se trata con mayor amplitud y se explican los tipos más empleados en la actualidad. En la figura 4.4b puede verse de forma gráfica un ejemplo de la relación entre la sinuosidad total, el índice de entrelazamiento y la sinuosidad media de los canales.

También se ha demostrado que existe una relación entre la carga que transporta el canal y su geometría (Wilson, 1973). En general, los ríos que llevan de forma preferente carga en

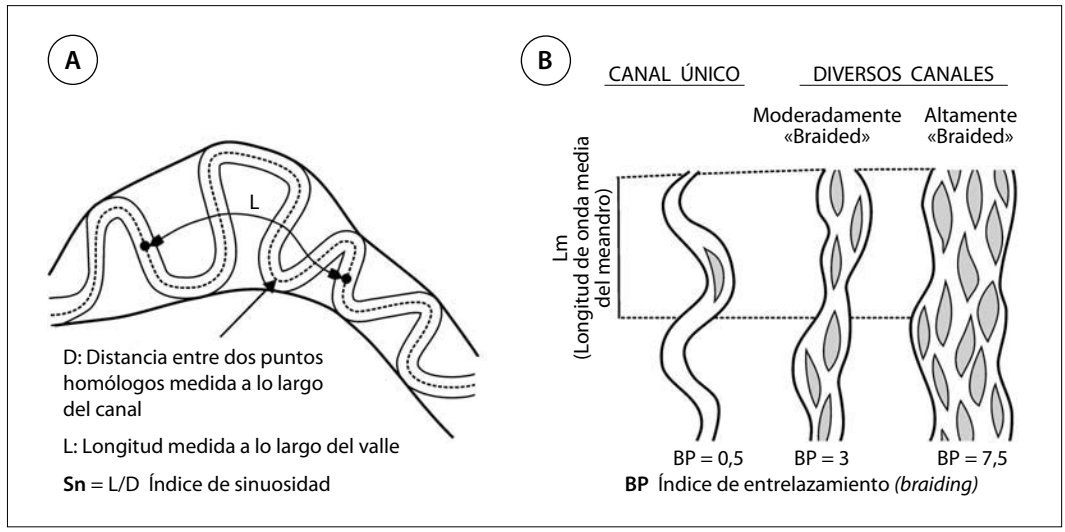


Figura 4.4. a) Determinación de la sinuosidad de un río para un tramo dado; b) Ejemplo de parámetro de entrelazamiento *(braiding)* según Rust (1978).

suspensión son más estrechos, profundos y sinuosos. Por el contrario, los que arrastran materiales gruesos son anchos y someros (figura 4.5).

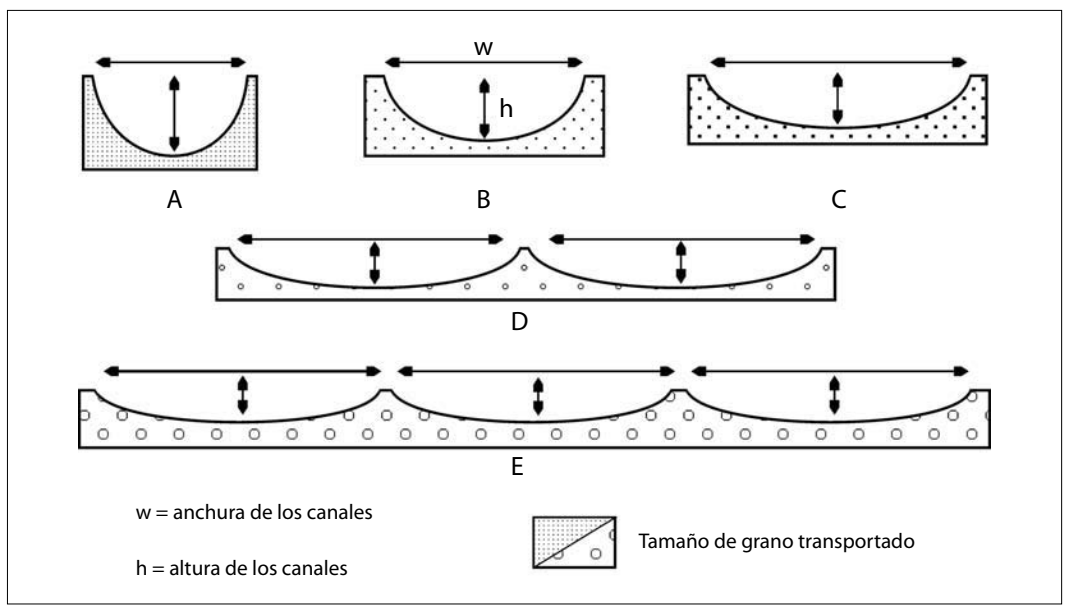


Figura 4.5. Variación en las secciones de los perfiles de los canales según el tipo de carga transportada. El tamaño de grano aumenta gradualmente desde A hasta E. Modificado de Wilson (1973).

Schumm (1981, 1985), en función de la proporción de carga de fondo, de la relación anchura/profundidad, de la pendiente y de la movilidad del sistema, estableció una clasificación distinguiendo tres tipos básicos (figura 4.6): carga en suspensión, carga mixta y carga de fondo. Los más estables son los canales que transportan carga en suspensión y los menos estables los que transportan carga de fondo. Además, como ya había señalado Wilson (1973), los canales son más estrechos y profundos cuando llevan carga en suspensión o mixta, mientras que los más amplios y someros son los sistemas que transportan carga de fondo.

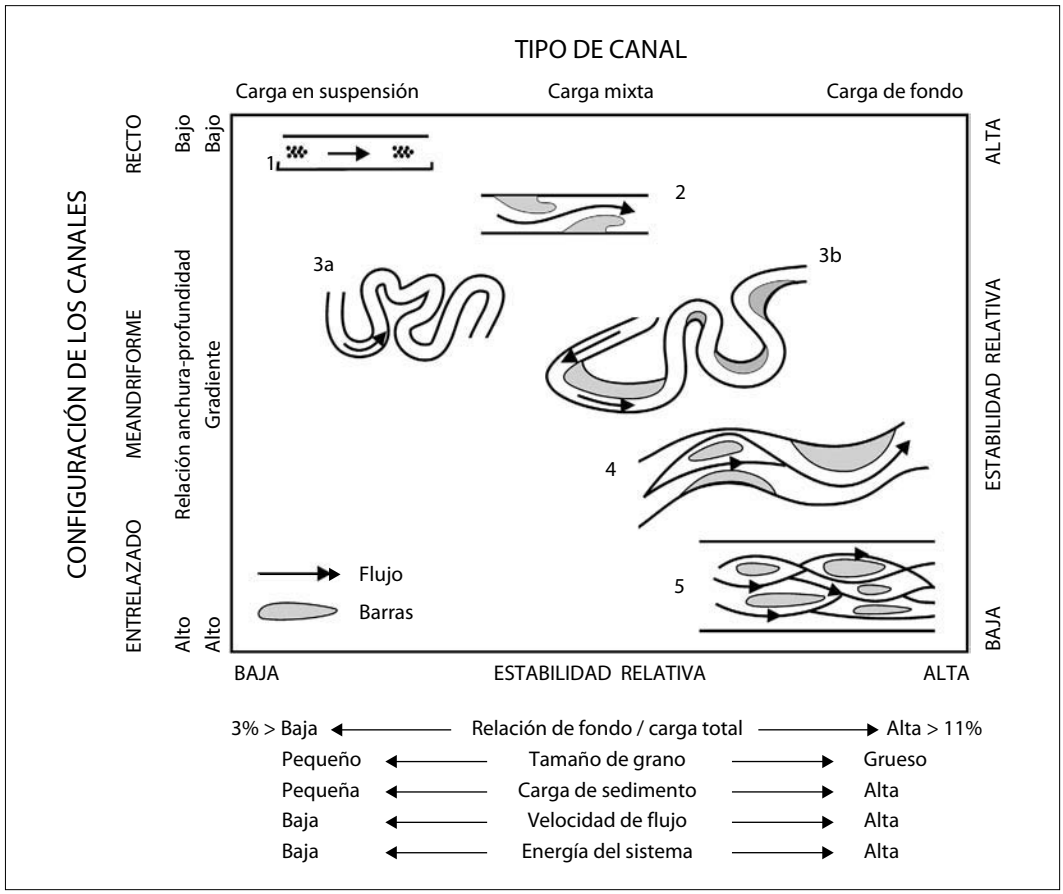


Figura 4.6. Clasificación de Schumm (1981 y 1985).

Por último, un tipo de sistema que aparece también en algunas clasificaciones es el llamado *anabranching* en la bibliografía escrita en inglés. Se prefiere no traducirlo de momento, puesto que no existe un término preciso en español y crearía más confusión. Fue introducido para los canales que engloban islas con una anchura superior a tres veces la anchura del canal en aguas medias. Sin embargo, Nanson y Knighton (1996), consideran que este tipo de sistemas son una categoría superior que engloba a los ríos anastomosados y que debe definirse como un sistema de canales múltiples caracterizado por islas vegetadas o por otro tipo de islas estables que dividen el flujo en los momentos de máximo caudal o próximo a él. Es decir, se caracterizan por la estabilidad de las orillas y por el grado de exposición de las islas durante los estadios de canal lleno *(bankfull)*.

En resumen, de este tipo de clasificaciones se desprenden dos conclusiones de interés. La primera es que, en términos generales, los canales que transportan sobre todo carga en suspensión son más estrechos, profundos y de mayor sinuosidad. Por ejemplo, en la figura 4.7 se ha representado el cociente entre la profundidad con el canal lleno *(bankfull)* y la anchura de 104 ríos actuales (Leader, 1973). Se observa con claridad que para una profundidad determinada, los canales más estrechos son también más sinuosos y los más anchos son, en general, más someros. La explicación es sencilla. El grado de cohesión de las orillas depende de la vegetación, pero sobre todo, del tipo de material del que estén formadas. Las granulometrías más finas dan mayor estabilidad a los laterales de un cauce.

La segunda conclusión es que existe un *continuum* entre los distintos tipos de ríos y, por tanto, en ninguna clasificación deberían establecerse límites rigurosos para separarlos. No todos

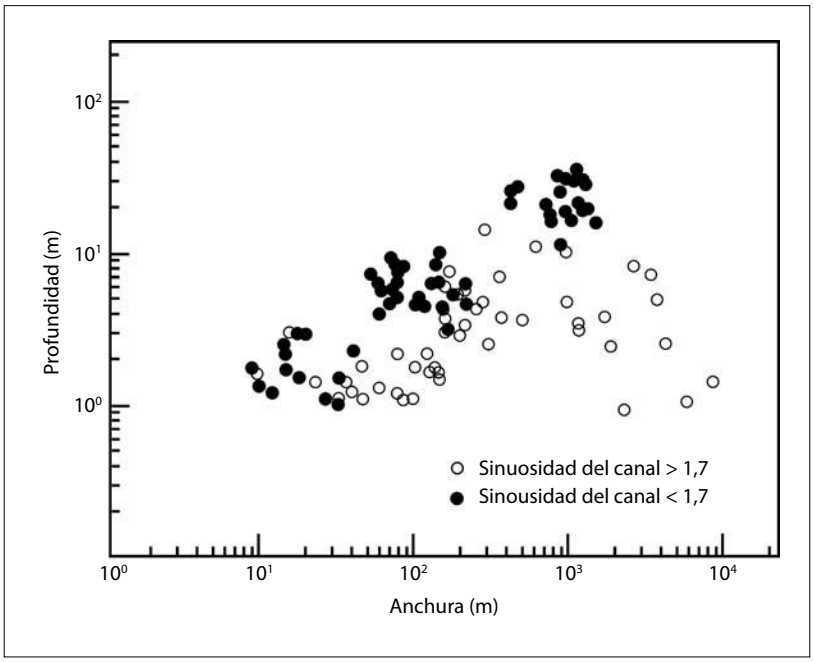


Figura 4.7. Relación profundidad/anchura a canal lleno para 104 ríos actuales. Modificado de Leeder (1973).

ellos se presentan con igual frecuencia en la naturaleza y antes de atribuir un río a un hábito determinado, debe tenerse en cuenta el momento del ciclo hidrológico en el que se encuentra. Puede clasificarse de forma errónea si no se tienen observaciones durante un lapso de tiempo suficiente.

Al segundo tipo de clasificaciones, que tienen en cuenta la geometría de los depósitos aluviales, pertenece la de Friend *et al.* (1979) y Friend (1983). En este último trabajo, partiendo de la relación que existe entre la carga y la forma del canal, establece una clasificación de las facies fluviales, teniendo en cuenta el tamaño del grano y el medio de transporte. El reconocimiento de canales en los afloramientos de series antiguas depositadas por ríos, es de gran importancia. Un canal se define como una depresión alargada con márgenes concretos, entre los que la corriente del río está restringida durante la mayor parte del año. Los depósitos de canal, deben ser macroformas de escala, desde métrica, a kilométrica. Según los siguientes tipos de canales y su comportamiento, se tienen los modelos de arquitectura fluvial de la figura 4.8:

1. Corriente no canalizada *(sheet flood)*.
2. Canal fijo. El canal varía dentro de un margen discreto.
3. Canal o canales móviles. Los canales ocupan posiciones muy diferentes a lo largo del tiempo.

Esta clasificación es puramente descriptiva y gran parte de los criterios que se emplean en ella pueden ser estimados con facilidad cuando se trabaja en el campo en series antiguas. En este caso, es importante destacar, que las causas por las que no es posible identificar los canales en los afloramientos, pueden ser variadas. Por ejemplo, las corrientes que dieron lugar al depósito no fueron de tipo canalizado, hubo reelaboración y amalgama de unos canales sobre otros, los perímetros de los canales son de muy bajo ángulo, los sedimentos son demasiado uniformes, hay mala exposición de los cuerpos sedimentarios, la escala de los canales es mucho mayor que la longitud de los afloramientos, etc.

Un tipo de clasificaciones intermedias en las que se consideran la forma de los canales y la geometría de los cuerpos sedimentarios, es la de Galloway (1981). Para este autor, existen numerosos ejemplos de sistemas fluviales fósiles que guardan poca semejanza con los análogos modernos descritos en la literatura. Su clasificación está basada en la de Schumm (1963) y relaciona la geometría, la composición y la organización interna de los sedimentos, con los diferentes tipos de sistemas en función de la carga transportada. Galloway (1981), considera la totalidad de los sedimentos del cinturón de canales para la definición del tipo de canal y propone una clasificación para la interpretación y descripción de los sistemas fósiles (figura 4.9).

Siguiendo esta línea y a pesar de la dificultad que supone incluir un número de variables grande, Orton y Reading (1993) proponen una clasificación (figura 4.10), basada en los tra-

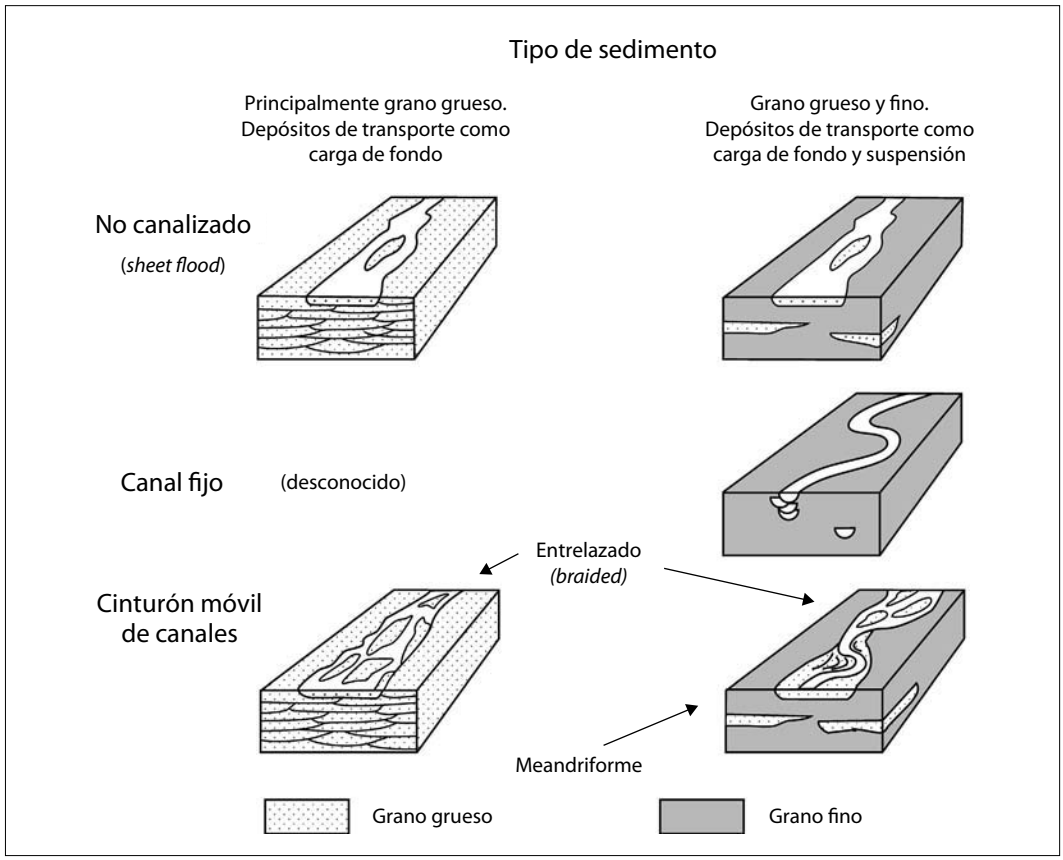


Figura 4.8. Diferentes tipos de arquitectura fluvial según Friend (1983).

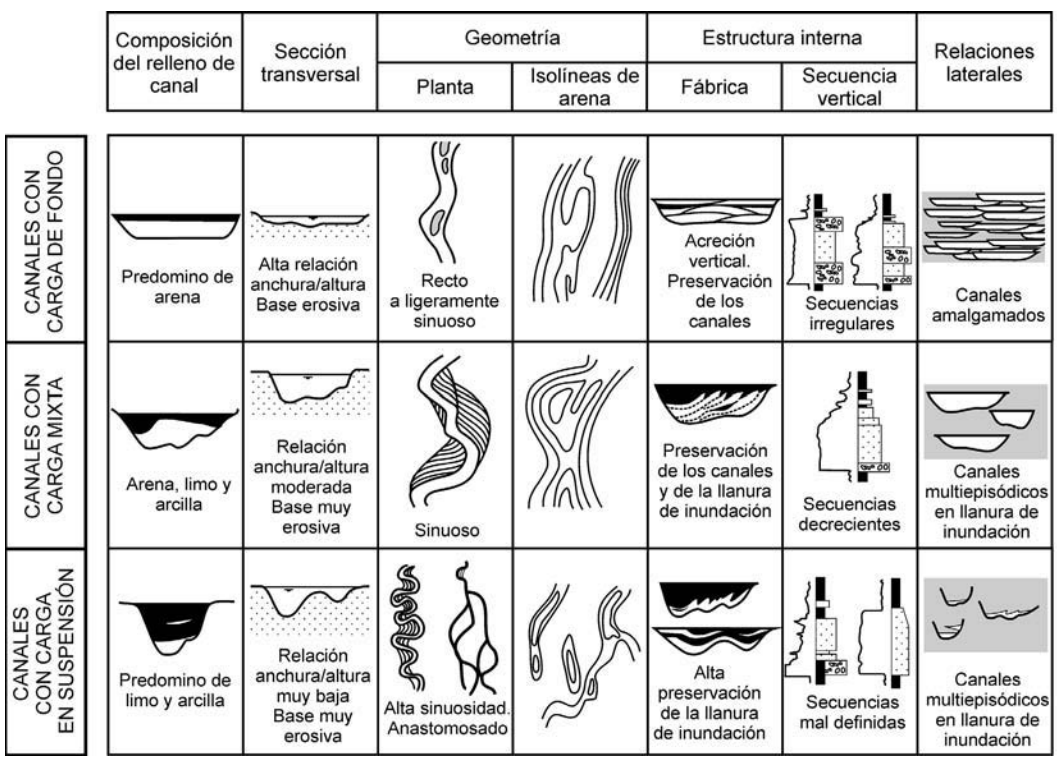


Figura 4.9. Clasificación de Galloway (1981) para diferentes estilos fluviales.

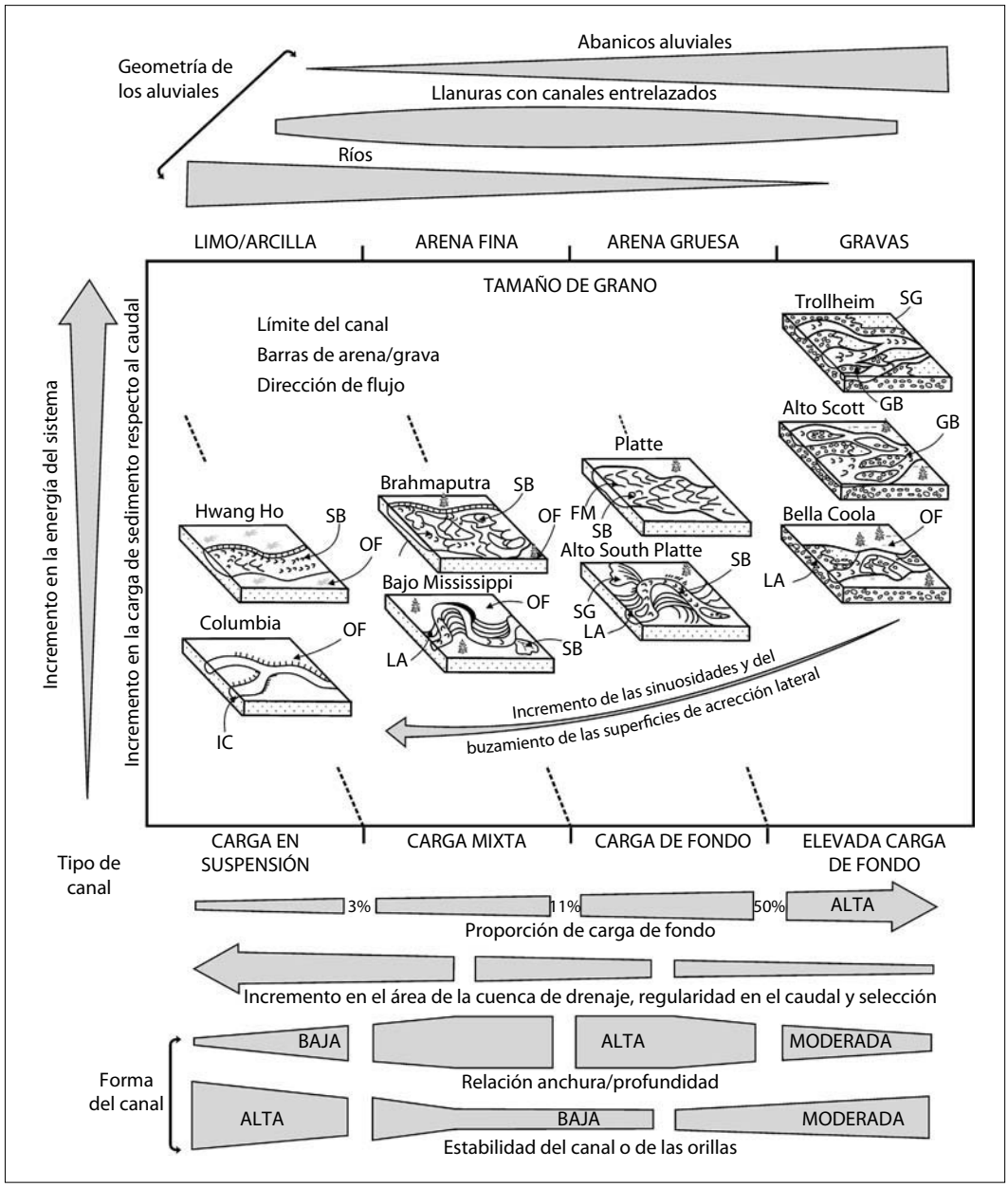


Figura 4.10. Clasificación de Orton y Reading (1993). Elementos arquitecturales: GB, Barras y formas de gravas; SB, Formas de fondo arenosas; FM, Macroformas con cara de avalancha; LA, Acreción lateral; SG, Flujos de gravedad; OF, Finos de llanura de inundación; IC, Canales aislados. Los sistemas fluviales empleados como ejemplo (Miall, 1981) se han situado en el gráfico de forma aproximada.

bajos de Schumm (1981), Ferguson (1987) y Miall (1981, 1985). La diferencia con otras clasificaciones es notable y sobre todo, por el primer tipo propuesto: canales con elevada de carga de fondo. Son canales caracterizados por flujos efímeros con descargas muy variables, en abanicos aluviales dominados por procesos de arroyada. La clasificación de Orton y Reading (1993) es, por tanto, la única donde se incluyen de forma explícita los abanicos aluviales. Debido a su morfología y a sus características particulares, los abanicos aluviales siempre se tratan de forma separada. Aunque están bien definidos (Bates y Jackson 1987; Miall 1990, 1992), su relación con los sistemas entrelazados *(braided)* es estrecha y se han confundido con bastante frecuencia con otros sistemas (Blair y MacPherson 1994). La característica propia de

los abanicos es, además de su forma, la presencia de depósitos de transporte en masa, (*debris* y *mud flow*). La diferenciación de otros depósitos aluviales ha sido objeto de numerosas polémicas con tratamientos muy distintos (Stanistreet y McCarthy, 1993; Blair y McPherson, 1994).

Otra aproximación diferente a la clasificación de los sistemas fluviales es la de Miall (1985), quien popularizó el término de arquitectura fluvial y de una serie de elementos básicos, cuya combinación en diferentes proporciones serviría para describir cualquier depósito de este tipo. El término arquitectura se usa para detallar la geometría en tres dimensiones del relleno de una cuenca y en el caso de las cuencas con depósitos aluviales, sobre todo, para definir la geometría de los cuerpos de conglomerados y arenas, y de sus relaciones espaciales con los sedimentos más finos de llanura de inundación.

Según Miall (1985, 1996) la arquitectura fluvial de una cuenca se construye siempre con una serie de elementos básicos que se combinan entre sí dando distintos tipos de modelos, según la variación de los controles alocíclicos y autocíclicos a que esté sometido el sistema. Estos elementos, se definen por el tamaño de grano, por su composición y secuencia interna y, sobre todo, por la geometría externa que presentan. El detalle de cada uno de ellos puede variar, pero la arquitectura de todos los depósitos fluviales está compuesta por proporciones variables de todos o algunos de estos elementos.

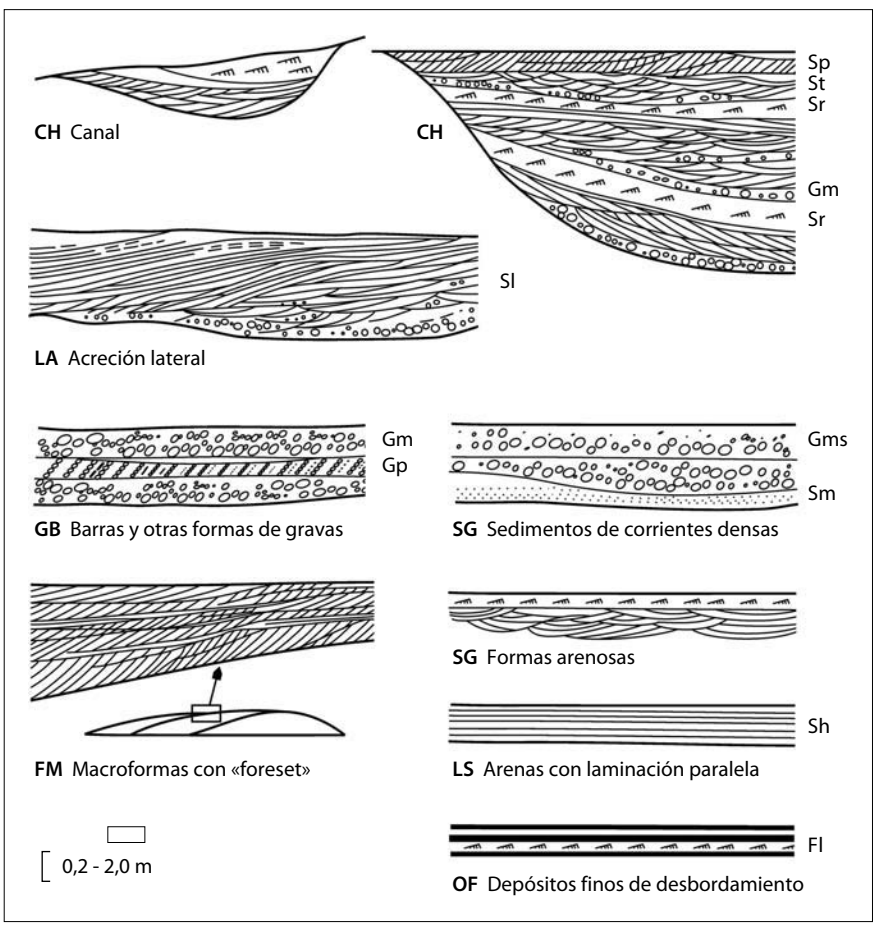


Figura 4.11. Elementos básicos o arquitecturales de Miall (1985). Facies: Fl, Arenas y lutitas con laminación y pequeños *ripples;* Gm, Gravas masivas; Gms, Gravas soportadas por la matriz; Gp, Gravas con estratificación cruzada planar; Sh, Arenas con laminación horizontal; Sl, Arenas con laminación cruzada de bajo ángulo (< 15º); Sm, Arenas masivas o con granoselección positiva; Sp, Arenas con estratificación cruzada planar; Sr, Arenas con estratificación cruzada debida a *ripples;* St, Arenas con estratificación cruzada de surco.

Miall (1985) describió ocho elementos básicos (figura 4.11): canal, acreción lateral, sedimentos de corrientes densas, barras y formas de gravas, macroformas que desarrollan caras de avalancha importantes, formas arenosas, arenas con laminación paralela, y depósitos de granulometría fina de desbordamiento. En trabajos posteriores (Miall, 1988, 1996), revisó estos mismos elementos incluyendo uno nuevo, las depresiones erosivas *(scour hollow)*. La jerarquización de estos elementos básicos (figura 4.12) y el reconocimiento de sus relaciones, son esenciales para la correcta interpretación de las series aluviales. Su combinación, da lugar a diferentes tipos de sistemas aluviales. Algunos se describirán en el capítulo siguiente.

Los elementos arquitecturales y la metodología propuesta por Miall (1985 y 1996), han sido objeto de fuerte controversia. Bridge (1993, 2003) criticó estos métodos propuestos para la normalización de la descripción, clasificación e interpretación de los depósitos aluviales. En opinión de este autor, cualquier clasificación debe basarse en paráme-

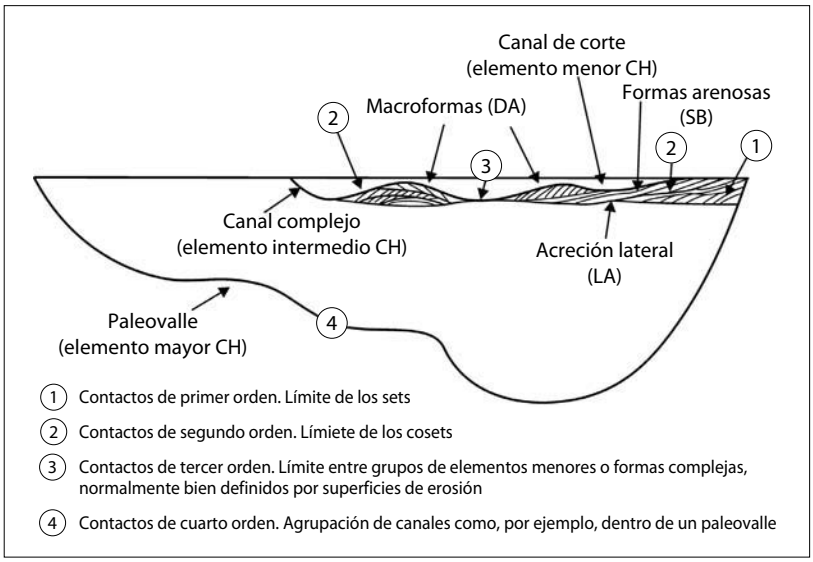


Figura 4.12. Jerarquización de los diferentes elementos en la arquitectura fluvial. Modificado de Miall (1985).

tros fácilmente mensurables que permitan definir clases mutuamente excluyentes. Además los términos utilizados para referirse a estas clases deben ser explícitos. Considera que las clasificaciones de Rust (1978) y Miall (1992, 1996) no cumplen estos requisitos. Según Bridge (1993) la metodología de trabajo en series fluviales basada en las facies y elementos arquitecturales propuesta por Miall es incorrecta. Los principales defectos son la proliferación de términos y sus siglas, su carácter mecanicista y la poca precisión ya que se mezclan términos descriptivos e interpretativos. Considera un grave defecto que los elementos arquitecturales estén representados gráficamente por una sola sección y en dos dimensiones Si bien algunas de las críticas tienen justificación, también es cierto que la metodología de los elementos arquitecturales no es mecanicista, aunque su aplicación pueda serlo. Ha tenido la virtud de sistematizar las observaciones y de separar las descripciones de las interpretaciones. El mismo Miall (1996) además, señala la necesidad de definir de forma objetiva las litofacies, los elementos y las jerarquías de las superficies, y de establecer, en su caso, nuevos elementos que reflejen las características del sistema a estudiar.

Las aparentes diferencias entre estas escuelas, no son tan grandes en realidad. Bridge y otros investigadores estudian sobre todo medios sedimentarios recientes y dedican un gran esfuerzo al avance del conocimiento de las condiciones hidráulicas en las que se generan y evolucionan las diferentes formas y facies fluviales. Miall y otros investigadores que siguen líneas más o menos próximas, estudian, sobre todo, series antiguas donde existen dificultades para encontrar relaciones sencillas entre los elementos morfológicos observables en los sistemas aluviales actuales y la geometría de los elementos arquitecturales de los sistemas aluviales fósiles. Los problemas a resolver y los métodos de trabajo son distintos, adaptados al tipo estudio y complementarios pero ambos muy útiles para el avance del conocimiento de la geología de los sedimentos depositados por ríos.

DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado a Amparo Ramos, autora del capítulo en la anterior edición del libro y fallecida en 1995.

BIBLIOGRAFÍA

Baker, V. R. y Kochel, R. C. (1988): Flood sedimentation in bedrock fluvial systems. En V. R. Baker, R. C. Kochel y P. C. Patton (eds.), *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, 123-137.

Bates, R. L. y Jackson, J. A. (eds.) (1987): *Glossary of Geology* (3.ª ed.), Am. Geol. Inst., Alexandria.

Benito, G.; Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2003): Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sediment. Geol.,* 160, 285-286.

Blair, T. C. y McPherson, J. G. (1994): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *J. Sediment. Res.,* 64A, 451-490.

Bridge, J. S. (1993): The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), *Braided Rivers*. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.,* 75, 13-71.

— (2003). *Rivers and Floodplains*. Blackwell, Oxford.

Bridge, J. S. y Demicco, R. V. (2008): *Earth Suface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambrigde University Press, Cambridge.

Ferguson, R. I. (1987): Hydraulic and sedimentary controls of channel pattern. En K. S. Richards (ed.), *River channels-Environment and process*. Blackwell, Oxford, 129-158.

Friend, P. F. (1978): Distinctive features of some ancient river systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 531-542.

— (1983): Toward the field classification of alluvial architecture or sequence. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and Ancient fluvial systems*. *IAS, Sp. Publ.,* 6, 345-354.

Friend, P. F. y Sinha, R. (1993): Braiding and meandering parameters. En J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), *Braided Rivers*. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.,* 75, 105-111.

Friend, P. F.; Slater, M. y Williams, R. (1979): Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro basin, Spain. *Geol. Soc. London,* 136, 39-46.

Galloway, W. E. (1981): Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. *Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ.,* 31, 127-155.

Leeder, M. R. (1973): Fluviatile fining-upward cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geol. Mag.,* 110, 265-276.

Leopold, L. B. y Wolman, M. G. (1957): River channel patterns: braided, meandering and straight. *US Geol. Sur., Prof. Paper,* 262B, 9-85.

Miall, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.,* 13, 1-62.

— (1981): Analysis of fluvial depositional systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Education Course Note Series,* 20.

— (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.,* 22, 261-308.

— (1988): Facies architecture in clastic sedimentary basins. En K. L. Kleinspehn y C. Paola (eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer Verlag, Berlin. 67-81.

— (1990): *Principles of sedimentary basin analysis* (2.ª ed.), Springer, Berlin.

— (1992): Alluvial deposits. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Assoc. Canada, 119-142.

— (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, New York.

Nanson G. C. y Knighton, A. D. (1996): Anabranching Rivers: Their Cause, Character and Classification. *Earth Surf. Proc. Land.,* 21, 217-239.

Orton, G. J. y Reading, H. G. (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology,* 40, 475-512.

Rust, B. R. (1978): A classification of alluvial channel systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 187-198.

Schumm, S. A. (1963): Sinuosity of alluvial channels on the Great Plains. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 74, 1089-1100.

— (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ.,* 31, 19-29.

— (1985): Patterns of alluvial rivers. *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.,* 13, 5-27.

Schumm, S. A.; Dumont, J. F. y Holbrook, J. M. (2000): *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge.

Stanistreet, I. G. y McCarthy, T. S. (1993): The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sediment. Geol.,* 85, 115-133.

Wilson, I. G. (1973): Equilibrium Cross-section of meandering and braided Rivers. *Nature,* 241, 393-394.

V

Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos

por Ferran Colombo*

INTRODUCCIÓN

Los abanicos aluviales constituyen unos cuerpos muy característicos con morfología conoidal en planta y corresponden a una acumulación sedimentaria de materiales detríticos. Se hallan localizados generalmente en una zona donde se produce una ruptura significativa de pendiente y acostumbran a estar constituidos por materiales clásticos de granulometría gruesa, que muestran paleocorrientes dispersivas radiales. Los parámetros geomórficos principales se describen en el apartado de los modelos y secuencias deposicionales de los abanicos aluviales de este libro. Aquí sólo se hace referencia a los tipos de flujos y procesos responsables del transporte y acumulación de los sedimentos en los abanicos aluviales.

Los ejemplos de abanicos funcionales en la actualidad muestran que generalmente se han constituido al pie de un relieve montañoso que actúa como área fuente del material clástico de granulometria gruesa y muy gruesa (Blissenbach, 1954). Cuando el flujo que circula por un canal principal que se halla encajado en el relieve montañoso incide en la zona de ruptura de pendiente, surge del macizo y pierde bruscamente su confinamiento, los materiales detríticos se acumulan bruscamente, produciéndose una dispersión radial del flujo principal. La pérdida del confinamiento implica un decrecimiento muy rápido de la velocidad, de la competencia y de la capacidad portante del flujo, de manera que éste tiende a depositar los materiales clásticos acarreados. La deposición rápida implica un mal desarrollo de fábricas y texturas sedimentarias específicas, de manera que los sedimentos clásticos generalmente muy angulosos, están muy mal seleccionados y muestran una dispersión radial incipiente a partir del lugar donde se efectúa la pérdida del encajamiento del canal principal del abanico.

La mayoría de los materiales terrígenos gruesos han sido transportados mediante flujos de diverso tipo y depositados a partir de la zona de la pérdida del encajamiento del canal principal del abanico. Además, los abanicos desarrollados en zonas en las que la ruptura de pendiente es muy brusca y acusada, como los situados al pie de un cantil *(cliff),* muestran facies clásticas muy desordenadas que sugieren algún estadio inicial de acumulación mediante el concurso de episodios de caída aérea *(fall)* que llegan a constituir canchales (*scree, tartera*) adosados al cantil.

Los responsables de la constitución de los abanicos aluviales, son diversos tipos de flujos que acarrean sedimentos y algunos episodios de caídas *(fall)* que aportan materiales clásticos mediante el desplome inicial de un cantil recién constituido.

* Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. E-mail: colombo@ub.edu.

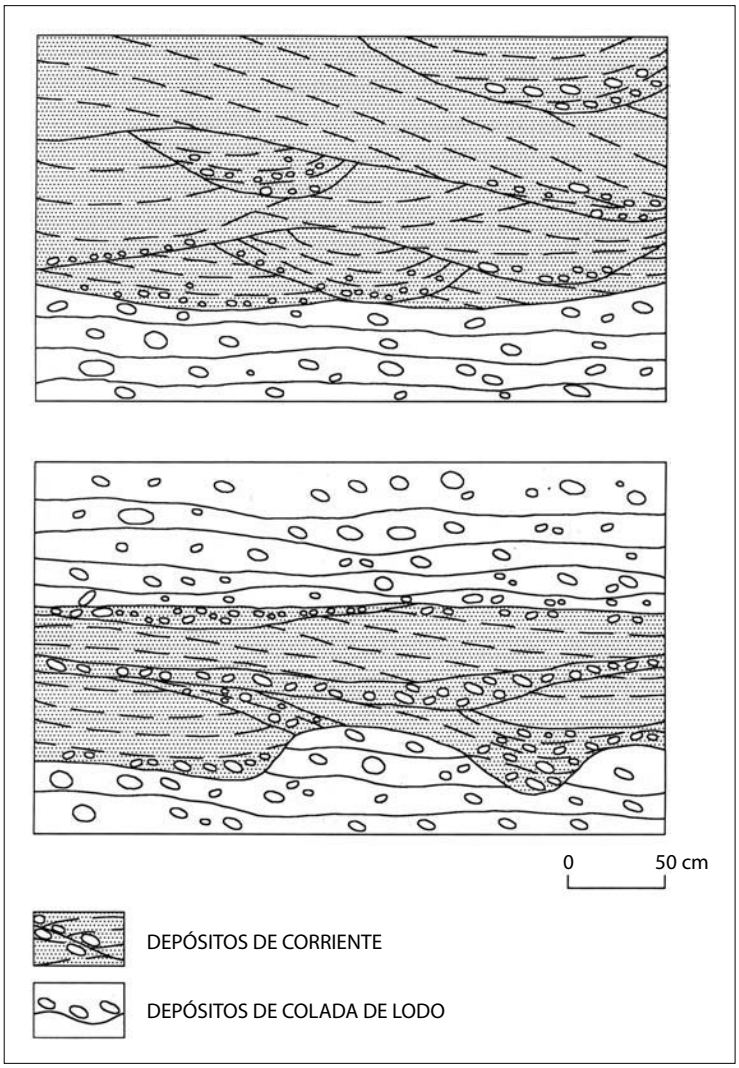


Figura 5.1. Depósitos masivos (colada de lodo, *debris flow*) y depósitos tractivos (de corriente, *water-laid*) en un abanico de baja eficacia de transporte. Modificado de Blissenbach, 1954.

Procesos y depósitos sedimentarios

Se hace necesario discriminar los principales procesos sedimentarios responsables de la edificación de los cuerpos deposicionales correspondientes a los abanicos aluviales. Hay que tener en cuenta que al haber sido estudiados en primer término los abanicos de pequeño tamaño, situados actualmente en zonas climáticas áridas y semiáridas, se tomó como modelo al conjunto de procesos y depósitos que se generaron en esas condiciones. Así, se propuso el modelo de los abanicos aluviales de medio árido caracterizados por su pequeño tamaño, morfología radial casi perfecta y por estar constituidos predominantemente por la acumulación de diversos episodios de coladas de fango y de detritos (figuras 5.1 y 5.2). Estos corresponden a flujos masivos con comportamiento no newtoniano. También hay que considerar la presencia algunas intercalaciones (Bull, 1972) de materiales depositados mediante flujos acuosos *(water-laid deposits)* que en determinados casos muestran extensiones considerables.

Por otro lado, existen otros abanicos aluviales que han sido generados predominantemente mediante el concurso de corrientes acuosas, tractivas, que son capaces de transportar gran cantidad de sedimentos, con la particularidad de que éstos han sido acarreados por flujos acuosos con comportamiento newtoniano (Pye, 1994). Por comparación con los ejemplos (modelos) actuales, estos abanicos han sido clasificados como abanicos

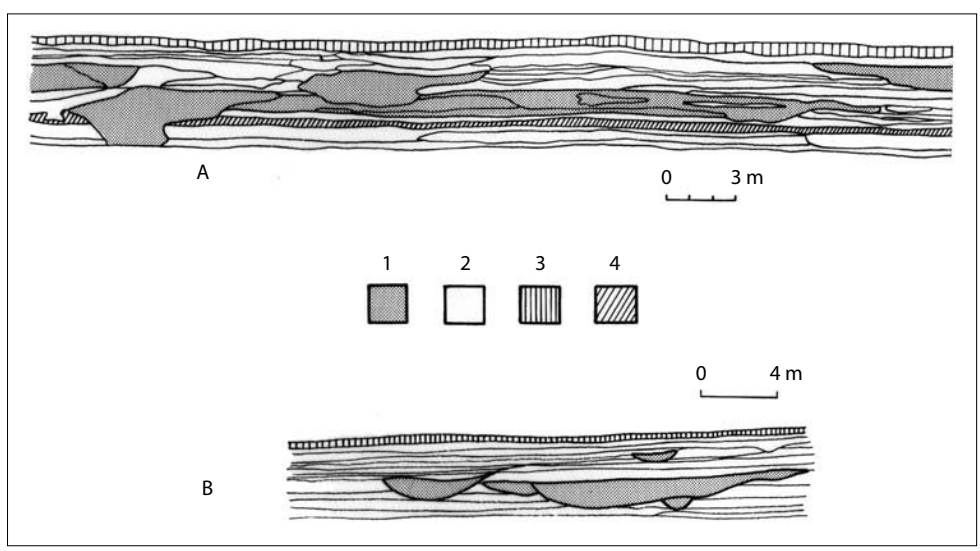


Figura 5.2. Relaciones geométricas entre diversos tipos de depósitos en un abanico aluvial. 1) materiales tractivos *(water-laid).* 2) depósitos masivos *(debris flow).* 3) areniscas eólicas. 4) niveles edáficos desarrollados sobre los materiales eólicos. Modificado de Wasson, 1977.

correspondientes a un medio climático húmedo con aportes acuosos más importantes que en el modelo precedente y que además sean continuados en el tiempo, es decir perennes o semiperennes. Esto proporciona unos materiales sedimentarios en los que sus facies específicas indican un transporte eminentemente acuoso que predomina sobre el transporte en masa.

Estos dos tipos de abanicos, considerados durante bastante tiempo como los dos modelos extremos de una variedad más amplia, no son considerados como una panacea en la actualidad, ya que es bastante difícil distinguir, sólo por algunos tipos de facies, cuando se trata de depósitos originados por abanicos aluviales o por otros tipos de sistemas distributivos parecidos, como los ríos trenzados *(braided)* que transportan grandes cantidades de gravas. Se han estudiado las analogías y diferencias entre los abanicos aluviales y los grandes ríos que transportan gravas, y se han propuesto un conjunto de características tanto de facies como de asociaciones de facies y geometrías de los litosomas, que pueden ayudar a diferenciar entre abanicos aluviales y ríos en el registro fósil.

Durante mucho tiempo el ejemplo del río Kosi ha sido citado como uno de los mayores abanicos aluviales activos (Gole y Chitale, 1966), mientras que actualmente y desde un punto de vista eminentemente geomorfológico, se supone que corresponde a un gran sistema distributivo de llanura aluvial (Rust, 1979; Singh *et al.*, 1993) o un río de grandes dimensiones y con gran cantidad de carga tractiva (Blair y McPherson, 1994a). Esto corrobora la idea de que se hace bastante difícil diferenciar, sobre todo en materiales antiguos, los grandes abanicos aluviales depositados mediante el concurso de corrientes acuosas tractivas predominantes, de los sistemas distributivos aluviales de mayor escala. Es lo sucede también, con el ejemplo fósil del Van Horn Sandstone en Texas (McGowen y Groat, 1971), con el del sistema Luna (Hirst, 1983), con el de los abanicos paleógenos de la zona sudpirenaica catalana (Sáez *et al.*, 2007) y con otros ejemplos actuales como el del Okavango (Stanistreet y McCarthy, 1993), el del Ganges (Shukla *et al.*, 2001) o el del Pilcomayo (Iriondo, Colombo y Kröhling, 2000).

Las facies y procesos de transporte característicos de los sistemas fluviales no se tratan específicamente en este trabajo, y aquí sólo se hará referencia a las corrientes hídricas en contexto aluvial que contribuyen al transporte y acumulación de sedimentos en ese contexto. En cambio se realiza, con un cierto detalle, el análisis de las características de los flujos gravitativos de sedimentos. Estos, que corresponden a flujos masivos *(mass flows)* y flujos de detritos *(debris flows),* constituyen unos de los procesos y facies más característicos de algunos tipos de abanicos aluviales.

Corrientes acuosas

En determinados entornos, la mayoría de los materiales de los abanicos aluviales muestran, por lo general, signos evidentes de haber sido transportados mediante el concurso de corrientes hídricas. En los materiales conglomeráticos, la forma bastante redondeada de los clastos, la gradación granulométrica aproximadamente positiva, la presencia en el interior de los bancos de estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo, así como las bases erosivas de la mayoría de estos depósitos, sugieren un transporte mediante corrientes acuosas tractivas. También existen abanicos aluviales constituidos casi predominantemente por materiales arenosos que muestran diversos tipos de estructuras sedimentarias primarias tractivas (Alexander *et al.*, 2001). En la literatura geológica se denomina al conjunto, como *water-laid deposits.*

La presencia de grandes bancos conglomeráticos, generalmente masivos, de gran extensión lateral y con algunas estructuras internas producidas por corrientes tractivas parece implicar una corriente acuosa altamente energética. En algunos casos, además, se supone que la sedimentación fue rápida y en un contexto de poca duración de la corriente tractiva tal como se puede deducir de la mala selección del material terrígeno más grueso junto al deficiente re-

dondeamiento de los clastos. Además la gran extensión lateral sugiere que estas corrientes tractivas sean muy energéticas y no confinadas, de manera que circulen en forma de arroyada *(crecida, creciente)* en manto *(sheet flood)* por unas pendientes con un gradiente elevado y una superficie topográfica relativamente suave. Las características principales corresponden, a materiales transportados mediante corrientes tractivas, con geometría tabular del depósito y contactos basales erosivos. Con la particularidad de que disminuyen de potencia desde las zonas más altas hacia las zonas más bajas del abanico.

También se encuentran depósitos muy densos, con gran cantidad de carga sólida que han sido transportados mediante el concurso de corrientes acuosas tractivas y muy energéticas que también han posibilitado la excavación de algunos cauces preexistentes. En este caso los materiales terrígenos más gruesos alcanzan sectores más lejanos del abanico ya que las condiciones de turbulencia del flujo, favorecidas por su confinamiento, se mantienen activas durante un lapso de tiempo mayor. Corresponden a un tipo especial de depósitos, que corresponden a depósitos de arroyadas confinadas *(stream flood deposits)* y se diferencian de los anteriores por su geometría general que en este caso no es tabular sino con una sección más o menos lenticular *(canaliforme)*. En este caso, además, se produce una profundización del cauce en función de la gran descarga acuosa que debe evacuar y sobre todo del gradiente (pendiente longitudinal) que imposibilita una migración lateral continuada.

Cuando se produce el relleno de uno de estos cauces por parte del sedimento transportado, se puede originar el abandonamiento del mismo por rotura de los diques y avulsión. En la mayoría de los casos estos depósitos tienen tendencia a ser monoepisódicos o pueden corresponder a unos pocos episodios sedimentarios. Prácticamente cada uno de estos episodios correspondería a una descarga única, muy importante y efímera, como algunas avenidas de gran intensidad y corta duración *(flash flood)* generadas por violentas tormentas.

CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES

La movilización y el transporte de los sedimentos granulares mediante concurso de corrientes hidráulicas, se realiza en función de las pendientes topográficas longitudinales de los canales *(gradiente),* de la profundidad y de la velocidad del flujo. La sedimentación se produce cuando las condiciones del flujo disminuyen de tal manera que se detiene el transporte de los sedimentos y estos empiezan a acumularse en función de su granulometría y de su densidad.

Como que los abanicos aluviales acostumbran a mostrar pendientes longitudinales relativamente elevadas, esa inclinación puede condicionar en gran manera el tipo de comportamiento de los flujos que transportan detritos.

Corrientes confinadas

Cuando los flujos son principalmente de tipo hídrico y circulan por un cauce determinado, sus características específicas se mantienen mientras dura el confinamiento. Éstas corresponden a la velocidad de la corriente, al régimen de flujo y a los efectos de fricción *(esfuerzo de cizalla, shear stress)*. Todo eso depende de la interacción de un conjunto de variables entre las que destacan:

1. El gradiente.
2. La profundidad del flujo.
3. La resistencia al flujo causada principalmente, por la rugosidad de los materiales del lecho.

En la ecuación de Manning:

$$U = (R^{2/3} \times S^{1/2})/n \tag{5.1}$$

donde U es la velocidad media en m/seg, R el radio hidráulico en metros, S el gradiente en metros/metro y n el coeficiente de rugosidad de Manning (Chow, 1959), se puede apreciar que la velocidad es función directa del gradiente y del radio hidráulico, y función inversa respecto al coeficiente de rugosidad. La rugosidad (rugosidad superficial) también depende de la granulometría y de la morfología de los materiales granulares que forman el perímetro húmedo del canal (cauce), produciendo un efecto de frenado (retardo) que afecta al flujo. La vegetación, importante en contextos subaéreos, también puede incrementar la rugosidad del canal. Por otro lado, la irregularidad del canal, la variabilidad de su alineación, su forma y tamaño, las irregularidades del fondo, así como las obstrucciones y las variaciones en la descarga acuosa pueden tener gran importancia en los valores de rugosidad calculados para una corriente determinada.

En las corrientes acuosas, los efectos de la gravedad sobre el régimen de flujo quedan reflejados por la relación entre las fuerzas inerciales respecto a las fuerzas gravitativas. Esta relación (French, 1986) corresponde al denominado número de Froude (*Fr*) que se expresa así:

$$Fr = U/(g \times H)^{1/2} \tag{5.2}$$

donde U es la velocidad media en m/seg, g es la constante de la aceleración de la gravedad con valor de 9,8 m/seg^2 y H es la profundidad media del flujo en metros.

Si en la ecuación 5.1, H es substituida por R, resulta que la ecuación se convierte en:

$$U = (H^{2/3} \times S^{1/2})/n \tag{5.3}$$

De manera que para un coeficiente de fricción dado y una profundidad del flujo conocida, la velocidad es proporcional a la raíz cuadrada del gradiente. Así, resulta que la velocidad del flujo, en un abanico con un gradiente de 2° es dos veces mayor que el flujo en un río con la mayor pendiente (0,4°) posible (Blair y McPherson, 1994). Esta diferencia se multiplica por un factor 3 cuando el gradiente del abanico alcanza los 4°, y es del orden de 4 cuando el valor del gradiente alcanza los 6°. Efectuando las substituciones entre las ecuaciones anteriores, resulta:

$$Fr = (H^{1/6} \times S^{1/2})/(n \times g)^{1/2} \tag{5.4}$$

Cuando el valor del número de Froude se iguala a la unidad (valor crítico), el gradiente crítico (*Sc*) para un valor dado del coeficiente de Manning y una profundidad conocida del flujo, se expresa así:

$$Sc = (n^2 \times g)/H^{1/3} \tag{5.5}$$

Ahora bien, como que para los diferentes flujos en los abanicos debe ser válida la ecuación de Manning, n es una variable adimensional y se supone que el flujo debe ser de tipo uniforme y constante, la expresión 5.5 debe ser sólo una aproximación relativamente válida.

Se puede confeccionar un diagrama (Blair y McPherson, 1994) que relacione profundidad del flujo y gradiente, para unos coeficientes de Manning concretos y correspondientes a sedimentos que varían desde tipo arena con clastos hasta gravas de bloques. Los coeficientes de

Manning utilizados en ese diagrama abarcan desde 0,024 hasta 0,040 y que corresponden a las posibilidades tanto teóricas como prácticas que pueden tener los flujos que inciden sobre los sedimentos clásticos ya mencionados. Los coeficientes altos, correspondientes a las corrientes que transportan grandes bloques (Jarrett y Costa, 1986), no han sido incluidos pero su tendencia probablemente sea la misma.

La curva del gradiente crítico para cada valor del coeficiente de rugosidad de Manning (figura 5.3) divide las condiciones de profundidad/gradiente en dos campos bien diferenciados: uno en el que los flujos son turbulentos y supercríticos y las estructuras sedimentarias resultantes corresponden a alto régimen de flujo *(upper flow regime),* y otro, donde los flujos turbulentos son subcríticos y las estructuras sedimentarias son indicativas de bajo régimen de flujo *(lower flow regime)*.

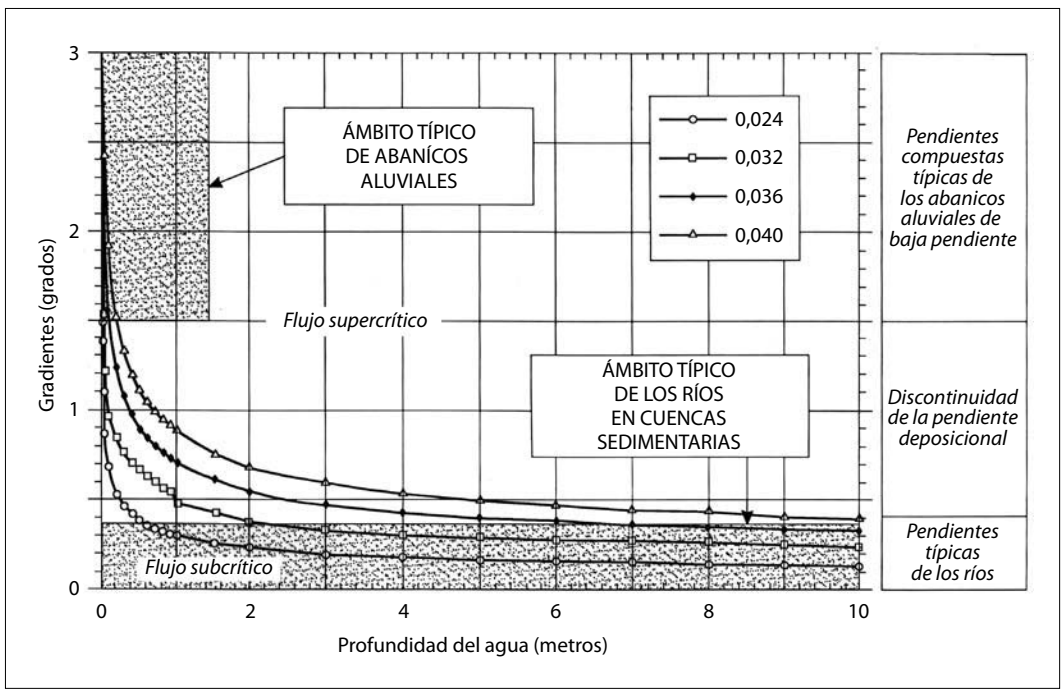


Figura 5.3. Relación entre la profundidad del flujo acuoso y el gradiente crítico (*Sc*) para unos valores dados del coeficiente de rugosidad de Manning y calculados según la expresión 5.5 (ver el texto). Estos valores oscilan entre 0,024 y 0,040. Las condiciones de régimen de flujo rápido (supercrítico) se mantienen para valores relativamente altos de *Sc*. Las condiciones de régimen de flujo tranquilo (subcrítico) están asociadas a valores bajos de *Sc*, mientras que se mantienen para valores altos de la profundidad. En tramado quedan resaltados los ámbitos típicos de los abanicos aluviales y de los ríos, separados por una zona de discontinuidad *(gap)* en el gradiente deposicional natural. Modificado de Blair y McPherson, 1994.

Existe una discontinuidad (ruptura) en las curvas que corresponde a una zona comprendida entre los valores de 1,5° y 0,04° del gradiente. Los abanicos aluviales acostumbran a tener un régimen de flujo coincidente con las condiciones de régimen de flujo alto *(upper flow regime)* mientras que los ríos corresponden a condiciones de régimen de flujo bajo *(lower flow regime)*. La apretada inflexión de las curvas del gradiente crítico, corresponde a una zona donde se produce una discontinuidad *(gap)* natural en los taludes deposicionales. Eso coincide con la zona donde se produce un cambio brusco en las condiciones del flujo y se pasa rápidamente de condiciones de alto a bajo régimen de flujo. La discontinuidad en las curvas se ha utilizado (Blair y McPherson, 1994) para argumentar que no existe una gradación transicional entre los abanicos y los sistemas fluviales a los que vierten. Esto podría ser cierto en algunos estadios de desarrollo de abanicos aluviales semejantes a los que actualmente se sitúan en un

contexto tectónico distensivo, como los ejemplos citados en el Valle de la Muerte (Estados Unidos). Ahora bien, en el margen occidental de las Cadenas Costeras Catalanas (Cabrera, Colombo y Robles, 1985; Colombo y Vergés, 1992) se sitúan grandes abanicos aluviales en un contexto episódicamente compresivo y en los que la acumulación de sedimentos no se efectúa generalmente en condiciones de alto régimen de flujo. Por tanto, la existencia de una discontinuidad *(gap)* en las curvas del gradiente crítico se hace cuando menos dudosa en algunos casos concretos. Se hace un tanto difícil llegar a diferenciar claramente donde terminan los grandes abanicos y donde empiezan los sistemas distributivos fluviales a los que pasan transicionalmente. En algunos casos estudiados en las Cadenas Costeras Catalanas (Colombo, 1980; 1986), se ha podido constatar que en un contexto general compresivo con descargas acuosas importantes y un gran aporte de sedimentos, se puede dar una buena continuidad entre los sistemas aluviales y los fluviales a los que pasan sin solución de continuidad.

Gradiente

La diferencia de pendiente entre los abanicos y los ríos anchos (relación de anchura/profundidad > 10) afecta significativamente al esfuerzo de cizalla o tensión de corte *(shear stress)* del lecho (t_0) de los flujos acuosos en esos ambientes sedimentarios, tiene una relación directa (Costa, 1983) tanto con la pendiente como con la profundidad del flujo según la expresión 5.6:

$$t_0 = p \times H \times S \tag{5.6}$$

donde los parámetros H y S corresponden a la profundidad y al gradiente respectivamente, y p corresponde al peso específico del fluido. Para el agua con una cantidad mínima de material en suspensión, su valor es del orden de 1.000 kg/m^3.

El esfuerzo de cizalla es una variable importante ya que afecta al calibre *(granulometría)* y al volumen *(capacidad)* de los sedimentos granulares que pueden ser transportados por un flujo determinado. Hay que tener en cuenta que en este apartado solo se hace referencia a las características inherentes al tamaño de las partículas sin tener en cuenta la variabilidad respecto a la movilidad inducida por sus características morfológicas y considerando una densidad litológica estándar. Por otro lado las consideraciones sobre la velocidad del flujo y su capacidad para transportar las partículas, difieren en función de que las partículas se encuentren en movimiento o estén asentadas en el fondo.

Los valores críticos de la tensión de corte (esfuerzo de cizalla) mínima para que se pueda iniciar el movimiento de las partículas tipo grava, se pueden interpolar a partir de la curva de Hjulström (Novak, 1981) o se pueden calcular a partir de los trabajos de Costa (1983) donde se emplea la ecuación empírica (5.7):

$$t_0 = 0{,}056 \times d^{1{,}213} \tag{5.7}$$

que combinándola con la ecuación 5.6, resulta (5.8):

$$p \times H \times S = 0{,}056 \times d^{1{,}213} \tag{5.8}$$

Esta expresión se puede utilizar para determinar la tensión de corte de un flujo acuoso, necesaria para mover clastos de varios tamaños (medidos a partir del diámetro intermedio, d).

Así (figura 5.4) parece que la competencia del flujo se incrementa tanto con el gradiente como con la profundidad. Cuando la profundidad es de 1 m, el gráfico indica que el clasto mayor que puede ser movido por ríos con una pendiente del orden de 0,4° corresponde a clastos *(palets, pebbles)* de hasta 6 cm, mientras que clastos más gruesos (15 cm) pueden ser

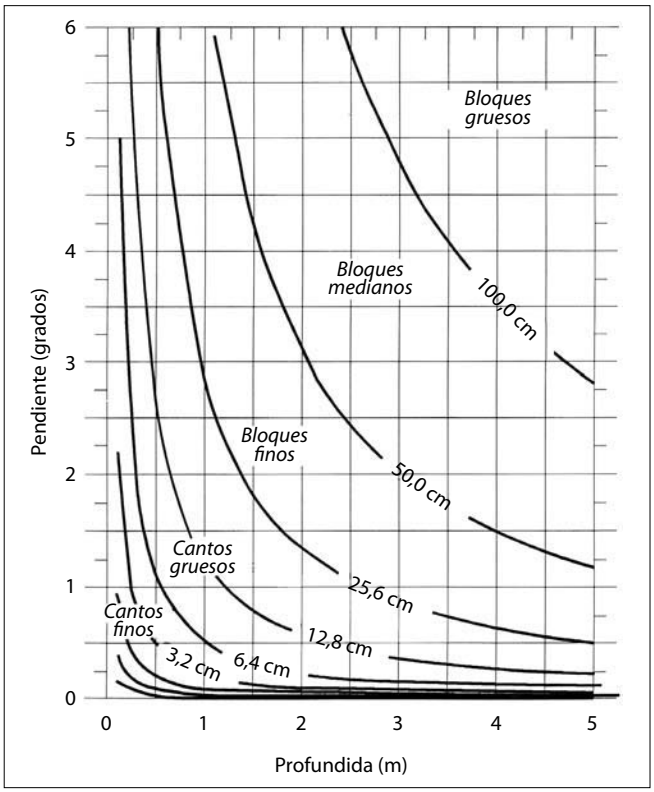


Figura 5.4. Relación entre la pendiente y la profundidad que define condiciones de flujo capaces de transportar clastos de granulometría diferente. A partir de relaciones (Costa, 1983) entre el tamaño del clasto y el esfuerzo de cizalla *(shear stress),* considerando todos los clastos (cantos, *cobbles*, bloques, *boulder*) de la misma densidad y con la misma litología. Modificado de Blair y McPherson, 1994.

acarreados en abanicos con gradiente relativamente bajo (1,5°). Por contra, se necesita una profundidad del orden de 3 m para iniciar el movimiento de clastos *(còdols, cobbles)* gruesos (12,8 cm) en un río con alto gradiente (0,4°), profundidad a la que son movidos los bloques *(blocs, boulder)* gruesos en un abanico aluvial. Así, parece que en los abanicos aluviales se pueden movilizar clastos de tamaño muy grande, dado que la competencia del flujo es mayor que en los ríos con alto gradiente.

Corrientes no confinadas

Los episodios de arroyada en manto *(sheet flood)* se originan cuando los materiales que han sido arrastrados desde el área fuente hasta el abanico, sobrepasan la zona apical y se expanden tanto por pérdida del encajamiento como por la ruptura importante de la pendiente deposicional. Generalmente constituyen depósitos no muy potentes, caracterizados por laminación y estratificación aproximadamente planar y paralela (de 2° a 8°) en un corte paralelo a la superficie del abanico.

Se pueden desarrollar facies con estratificación cruzada inclinada contra corriente que gradualmente se dispone subhorizontal y acaba teniendo una pendiente a favor de corriente. Esto puede corresponder a unos depósitos característicos de condiciones de alto régimen de flujo que sugieren migración de antidunas bajo trenes de ondas estacionarias. Estas se producen repetitivamente, de manera que se inician, se agrandan, migran contracorriente, rompen violentamente, se desintegran aguas abajo y finalmente se disipan con el resto de la arroyada en manto *(sheet flood)*. En algunos casos, se preserva la estratificación cruzada contracorriente con alturas de los conjuntos de láminas, capas *(sets)* del orden de 1 m en las secuencias de episodios de arroyada en manto. Esto implica tanto una disipación gradual de la energía de las ondas estacionarias, como una profundidad relativamente elevada del flujo durante el transporte y la deposición.

En ocasiones aparecen facies correspondientes a lentejones de gravas en alineaciones *(ridges)* convexas y sinuosas, dispuestas perpendicularmente a la pendiente del abanico. Son las alineaciones transversales *(transverse ribs)* y parecen representar episodios no canalizados *(sheet floods)* con baja concentración de sedimento.

La última facies, corresponde a niveles arenosos con clastos o areniscas con laminación paralela en una franja que se acumula distalmente a los episodios no canalizados de gravas.

En algunos casos concretos se han podido estudiar diversos ejemplos (figura 5.5) que corresponden a formas de fondo y estructuras ocasionadas por efectos de las arroyadas en manto de gran intensidad. Las superficies de los abanicos aluviales holocenos en el sudeste de California (Wells *et al.*, 1985) muestran alineaciones estrechas y ampliamente espaciadas en bandas transversales al talud, constituidas por gravas finas y arenas. Corresponden a diversos episodios de arroyada en manto que muestran formas de fondo con longitudes de onda entre 2-6 m y de escala media *(mesobedforms)*. Estas están constituidas por materiales con granulometrías de 2-8 mm y se hallan situadas sobre las superficies inactivas de los abanicos median-

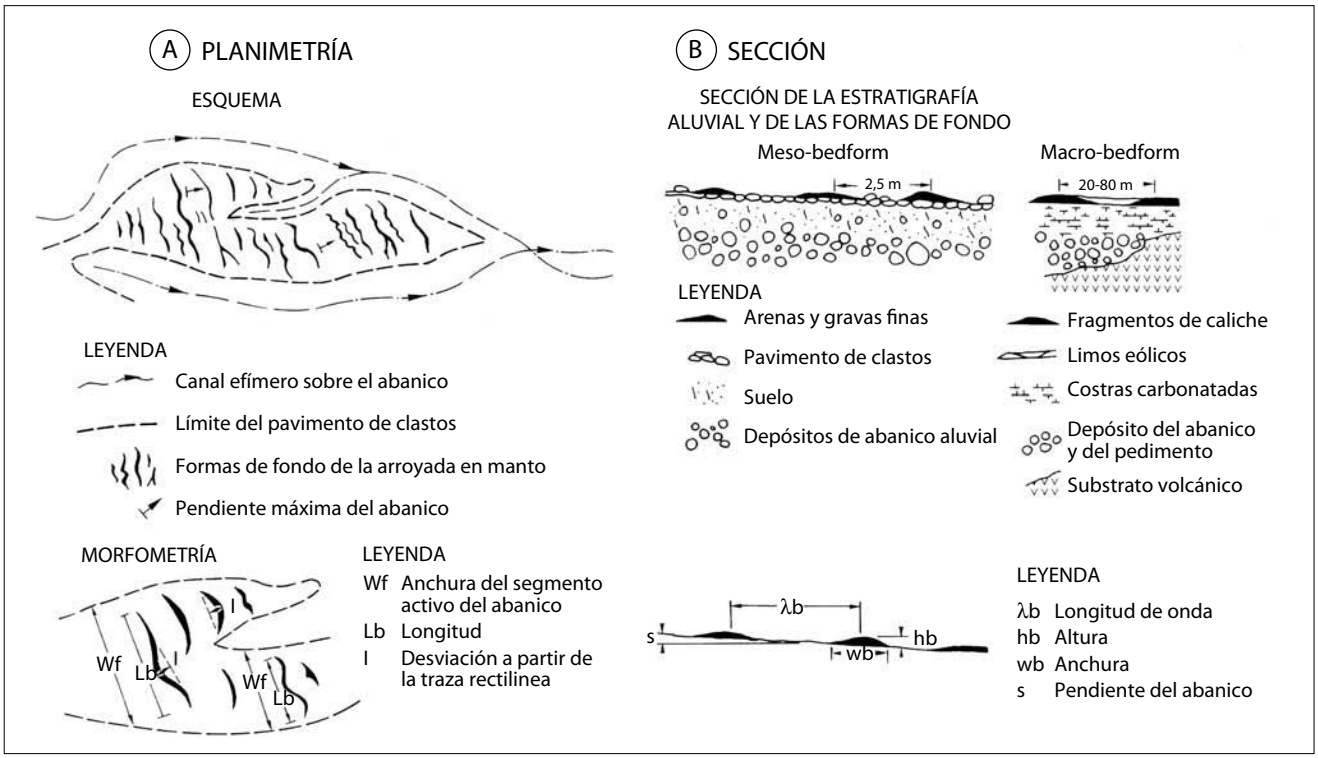


Figura 5.5. Formas de fondo originadas en episodios de arroyada en manto (*sheet flood*): *A*) planimetría y morfología de las meso formas y macro formas de fondo *(bed forms)*. *B*) sección de las diferentes formas de fondo en las que se especifican sus características principales. Modificado de Wells y Dohrenwend, 1985.

te flujos que tendrían velocidades del orden de 30-60 cm/seg. Las formas de fondo de escala media corresponden a acumulaciones de arenas y algunas gravas, casi sin estructura interna aunque algunos clastos pueden mostrar una buena imbricación. Pueden mostrar algunas alineaciones sutiles que sugieren la presencia de canales anchos y poco profundos donde la corriente acuosa se podría mover en condiciones de bajo régimen de flujo dando lugar a formas de fondo menores *(megaripples)*. Esos canales podían ser previos a los grandes episodios de arroyada en manto *(sheet flood)*.

Todo esto se halla desarrollado sobre otras formas de fondo *(bed forms)* mayores, con longitudes de onda entre 20-80 m, desarrolladas sobre una superficie anterior del abanico muy endurecida por suelos carbonatados *(caliches)*. Esas macro formas, que tienen una longitud de onda media del orden de 30 m se hallan constituidas por la acumulación de fragmentos gruesos de los restos del caliche infrayacente. Carecen de estructura interna y los fragmentos son angulosos, sugiriendo un corto trecho de transporte. Corresponden a las irregularidades transversales *(transverse ribs)* generadas en condiciones de alto régimen de flujo por desarrollo de antidunas, ondas estacionarias *(standing waves)* o resaltos hidráulicos migrantes (Wells *et al.*, 1985).

Así, las mesoformas se producirían en episodios iniciales y con bajas descargas acuosas en lugares muy concretos del abanico que favorecerían episodios de baja energía del flujo. Por el contrario las macroformas se producirían durante episodios de alta energía cuando grandes cantidades de agua pudieran fluir a gran velocidad, en condiciones de alto régimen de flujo, sobre la superficie del abanico endurecida por el crecimiento de caliche que a su vez impediría una pérdida importante del flujo por infiltración.

Probablemente el flujo llegara canalizado a la superficie del abanico donde una vez perdido el encajamiento se produciría el desarrollo de estructuras grandes ocasionadas por el descenso del flujo en condiciones de alto régimen (Wells *et al.*, 1985).

Eventos de alta energía

En algunos casos se producen episodios excepcionales *(trombas acuosas)* como los ocasionados por la ruptura de una presa natural o artificial, en la que el flujo muy cargado de materiales terrígenos avanza a gran velocidad y en su parte frontal se comporta como una ola de grandes dimensiones. Las relaciones de estos flujos con el cauce excavado y con la gran cantidad de material transportado, hace que se comporten de una manera muy especial, arrastrando bloques inmensos junto a materiales de las granulometrías más diversas y que no ha tenido ocasión de seleccionar. En el momento de su máxima energía el material se transporta en forma de oleadas *(surges)* que pueden condicionar la existencia de grandes barras deposicionales con unas caras frontales de avalancha muy abruptas y de varios metros de altura, como es el caso del río Rubicon (Scott y Gravlee, 1968).

Avalanchas acuosas

Corresponden a grandes masas acuosas que se movilizan de una forma brusca y repentina (Houston, 2006). Se generan a partir de una fusión súbita de los hielos de los glaciares o los situados en zonas volcánicas de gran altitud (zonas andinas). Usualmente se generan como consecuencia de rupturas de presas *(endicamientos)* naturales o artificiales. Esto implica la súbita remoción de la gran masa de agua que estaba retenida, que va incrementando su velocidad de circulación a medida que desciende a través de los valles estrechos y encajados donde se hallaba situada la presa. A lo largo de la historia reciente se han producido casos espectaculares que han llegado a ocasionar grandes estragos (Costa, 1985, 1991; Costa *et al.*, 1988; Plafker *et al.*, 1978; Fleming *et al.*, 1988).

Así, en la zona del Vaiont, un afluente del río Piave (Italia), se construyó una presa en arco de 270 m de alto que cerró un valle en el que se generó un embalse de 6 km de largo, 500 m de ancho y con una profundidad máxima de 260 m. El embalse contenía casi 200×10^6 m^3 de agua. El día 9 de octubre de 1963 un deslizamiento de la ladera montañosa, a favor de las diaclasas y las discontinuidades naturales, con un volumen de 240×10^6 m^3 de detritos tardó 60 segundos en cegar la parte inferior del embalse. El resultado fue una ola gigantesca de hasta 70 m de altura que saltando por encima de la presa se deslizó a gran velocidad por el valle del Vaiont destruyendo todo a su paso. El proceso duró siete minutos y los daños fueron enormes, arrastrando cuantos obstáculos existían en el valle. La presa quedó casi intacta y actualmente puede visitarse como ejemplo de una mala planificación y gestión.

En Estados Unidos, el caso del río Rubicon (Scott y Gravlee, 1968) es de un tipo similar. Se produjo la rotura de la presa de un embalse, con la particularidad de que los grandes clastos y bloques que constituían el núcleo de la presa de tierra fueron arrastrados a grandes distancias dentro de los valles excavados en las zonas montañosas, llegando a constituir formas de acumulación *(bed forms)* de grandes proporciones (Brennand, 1994). Estas son muy semejantes a las barras longitudinales desarrolladas en los cursos acuosos trenzados pero con clastos de hasta varios metros de diámetro.

Cuando un dique glaciar constituido por una pared de hielo colapsa por adelgazamiento, por erosión cuando el agua sobrepasa el límite superior del aliviadero o cuando se llega a producir un debilitamiento general inducido por un incremento de temperatura y/o de presión del agua de retenida, se genera un reventón o explosión *(glacier burst, jökulhlaup)* que implica la movilización casi instantánea de un enorme volumen acuoso (figura 5.6). Las súbitas roturas de las paredes de hielo de los glaciares que actúan como diques naturales, llegan a producir efectos sedimentarios muy importantes teniendo en cuenta el volumen de agua implicado y la granulometría de los materiales sedimentarios disponibles.

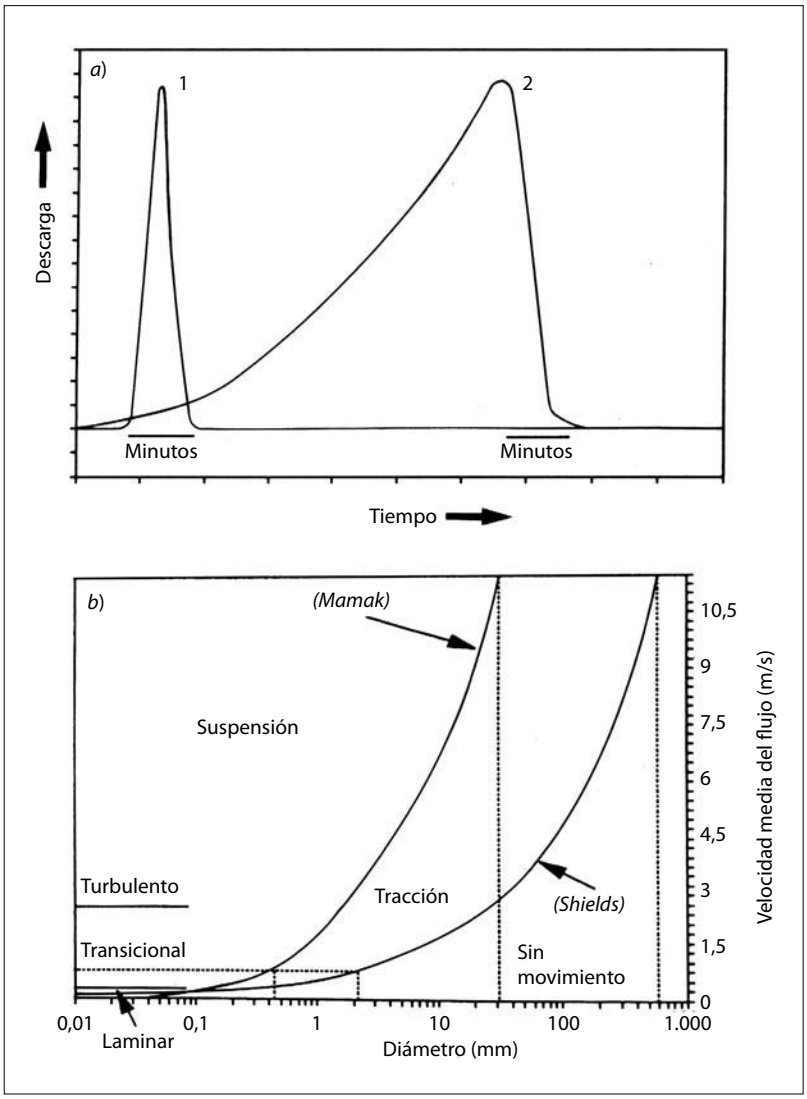


Figura 5.6. Hidrogramas esquemáticos de explosiones acuosas glaciares *(glacier bursts, jökulhlaups)* asociadas a glaciares activos: *a*) 1. Esquema de descarga originada por el vaciamiento súbito de una gran masa acuosa previamente retenida y acumulada tras un dique natural. 2. Ensanchamiento de un conducto principal mediante la captura de conductos menores o cavidades; *b*) Esquema de los campos de estabilidad de las velocidades necesarias para transportar materiales clásticos en aguas de deshielo glacial. Las curvas se han calculado según las ecuaciones de Shields y Mamak. Modificado de Brennand, 1994.

Se han citado picos de la descarga acuosa con volúmenes variables del orden de 7,7 a 12 × 10^6 m^3/seg, con duración estimada del flujo en varios días. Se ha deducido que esto se produjo por colapso y rotura total del dique glacial del Lago Missoula durante el Pleistoceno (O'Connor y Baker, 1992), generando una de las mayores avenidas acuosas conocidas en el Cuaternario reciente. Todo eso implicó un cambio importante de la morfología de los canales de descarga en el sentido de ensancharlos hasta casi 14 km y excavarlos hasta unos 60 m de profundidad (Baker, 1978). Los clastos de gran tamaño (varios metros de diámetro) llegaron a formar barras de más de 30 m de altura y los de menor tamaño llegaron a estar situados hasta unos 120 m por encima del fondo del canal funcional.

Recientemente, se han descrito las características de un flujo correspondiente al colapso de un dique glaciar asociado a un gran lago pleistoceno en las montañas del Altay, situadas en Siberia (Baker, Benito y Rudoy, 1993). Estos flujos generan canales muy anchos (7 km) profundamente excavados (con incisiones de hasta 500 m), barras enormes (situadas hasta 200 m por encima del nivel del río Katun) y gravas en forma de trenes de ondas (dunas, megaripples) gigantes, con longitudes de onda variables entre 80 y 100 m que reflejan eventos rítmicos de gran energía. Corresponde a un flujo gigantesco, con velocidades puntuales muy elevadas, que varían desde 20m/seg en los segmentos subcríticos hasta 45 m/seg en los segmentos supercríticos, en canales con profundidades que varían entre 400 m y 500 m, y con picos de descarga del orden de 18 × 10^6 m^3/seg. El símil podría corresponder a un gran río episódico con un movimiento de traslación extraordinariamente rápido (70-160 km/h).

En la provincia de Mendoza (Argentina), se produjo uno de estos fenómenos de ruptura glaciar en el Valle de Cacheuta en los años treinta (Polanski, 1966). La gran avalancha implicó una crecida de 15 m por encima del valor medio de las aguas del río, que se desplazaba a una velocidad del orden de 20 km/h, con un caudal que alcanzó los 3.000 m^3/seg y duración de varias horas. Los materiales sedimentarios fueron arrastrados hasta unos 150 km de su lugar de origen, donde todavía hoy constituyen un depósito muy característico.

Los abanicos aluviales paleógenos que corresponden a los sectores occidentales de las Cadenas Costeras Catalanas están constituidos predominantemente por tramos de conglomerados

relativamente masivos, con asociaciones poligénicas de clastos. En ese contexto se han identificado diversas intercalaciones conglomeráticas caracterizadas por asociaciones de clastos con litologías monogénicas. Esas intercalaciones muy características muestran, en unos casos, clastos paleozoicos en un entorno dominado por los clastos de origen mesozoico (Colombo, 1994), mientras que en otros casos aparecen intercalaciones de clastos mesozoicos en un contexto en el que predominan los conglomerados con clastos paleozoicos (López Blanco *et al.*, 1994). Las intercalaciones con clastos monogénicos constituyen prácticamente unas anomalías intercaladas en el conjunto de los materiales clásticos que reflejan claramente la composición primaria del área fuente. Esas intercalaciones deben reflejar bruscos cambios en el tipo de aporte sedimentario que se pueden ir repitiendo más o menos esporádicamente. A grandes rasgos se supuso que esos aportes podían reflejar únicamente cambios de tipo tectónico en el área fuente, pero dada la escasez global de esas intercalaciones y su marcado carácter monogénico, la hipótesis tectónica no parecía suficiente como para explicar adecuadamente la aparición de esas intercalaciones. De manera que, si además del contexto tectónico, los otros parámetros que inciden en un sistema sedimentario aluvial permanecen constantes, la única posibilidad plausible parece corresponder a alguna variación hidrológica importante. Actualmente se cree que esos cambios en los aportes sedimentarios podrían corresponder a algunas variaciones bruscas en el área fuente de tipo geomorfológico pero sin descartar totalmente algún tipo de actividad tectónica asociada. Así, por ejemplo, en sectores concretos del área fuente podrían existir algunos desprendimientos en los márgenes de los valles que implicaran la generación de cerramientos *(diques, presas)* naturales. Estos diques irían reteniendo las aguas de escorrentía hasta que éstas empezaran a desbordar y, por tanto, se produjera la brusca ruptura de ese dique *(glacier burst, jökulhlaup)* y los clastos serían arrastrados por corrientes excepcionales, de gran energía y corta duración. Si todo eso se produjera en un sector del área fuente con un tipo predominante de litología, ésta podría llegar a constituir algunos niveles conglomeráticos monogénicos muy mal seleccionados, intercalados dentro del conjunto conglomerático aluvial. Así, la hipótesis tectónica y/o geomórfica parece la más plausible para interpretar esas esporádicas intercalaciones conglomeráticas con características composicionales monogénicas anómalas.

En otros casos, cuando las descargas acuosas son muy importantes *(flash floods)* y ocurren en una zona desértica donde la pluviosidad general es usualmente muy baja, se pueden producir efectos muy particulares sobre los sedimentos clásticos. En esas zonas, la característica falta de vegetación es incapaz de retener la escorrentía acuosa y en cambio acentúa los efectos hidráulicos de las avenidas. Así, en algunos ejemplos actuales de Oriente Medio (Pflüger y Seilacher, 1991) se ha apreciado que existen unas barras con planimetría convexa contracorriente, que rellenan algunos cursos *(ouedis, wadis)* por los que, muy esporádicamente, circulan aguas con gran energía *(flash floods)* y muy corta duración. La observación detallada indica que (figura 5.7) los grandes clastos se disponen imbricados por efecto de la corriente, con la particularidad que llegan a constituir barras gigantes, a modo de dunas *(megaripples)* de bloques. Los clastos usualmente se disponen imbricados a barlovento *(sobrevento, stoss)* de las barras de manera que sus ejes mayores se inclinan corriente arriba y producen una estratificación cruzada muy aparente e inclinada a contra corriente. Así, se generan grandes barras que parecen migrar contra corriente cuando son de tipo solitario. Esto es exactamente lo contrario de lo que sucede usualmente con los megaripples de corriente *(barras)* normales que van migrando a favor de la corriente con una traslación general corriente abajo. La explicación consiste en que los flujos episódicos *(flash floods)* tienen competencia suficiente como para mover un poco los grandes clastos *(bloques)* y ordenarlos mas o menos imbricados contra corriente, para una mayor efectividad hidrodinámica. Por el contrario esos flujos no tienen la duración temporal suficiente como para efectuar una buena selección granulométrica de los materiales clásticos

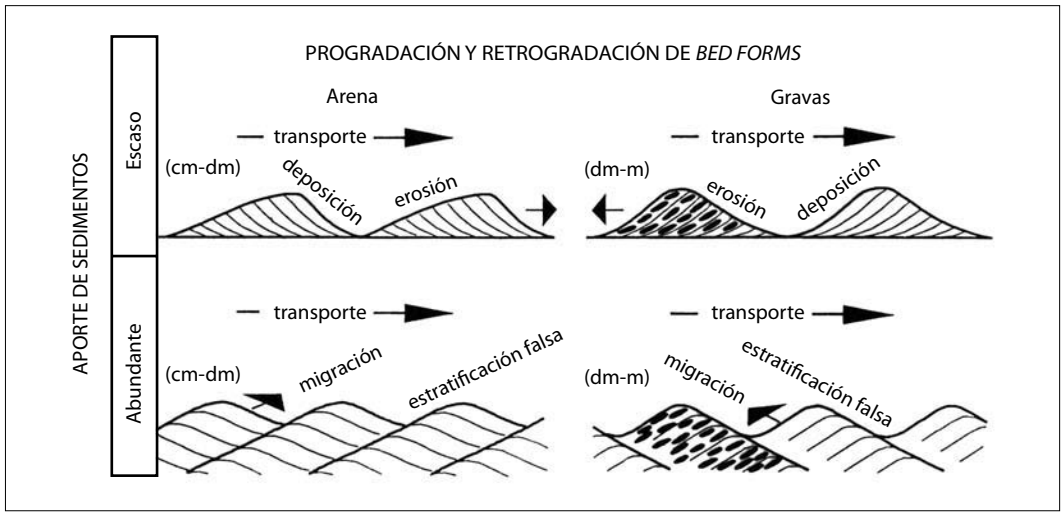


Figura 5.7. Algunas arroyadas en manto *(sheet floods)* generan dunas *(megaripples)* de bloques *(boulder)* que muestran estratificación cruzada e imbricaciones de los clastos mayores, inclinadas contracorriente. Además existe una pseudo estratificación (falsa estratificación) que se halla inclinada a favor de la corriente, sugiriendo una progradación a contracorriente. Esto se produce por la corta duración y la alta intensidad de los procesos acuosos que implican predominantemente una reordenación de los clastos mayores que se disponen en función de una mayor eficiencia hidrodinámica, antes que mediante un transporte significativo. Modificado de Pflüger y Seilacher, 1991.

que han tenido un largo período de remanencia en el fondo seco de los cursos, que a su vez son funcionales muy episódicamente. Cuando existe una gran cantidad de material clástico en remoción, se genera una falsa estratificación cruzada a favor de la corriente como una consecuencia de la migración escalante corriente arriba de las barras individuales (figura 5.7) que han sido generadas en condiciones excepcionales de alta energía de la descarga acuosa.

Cuando los materiales son eminentemente arenosos, predominan los episodios de arroyada en manto *(sheet flood)* en las zonas más altas de los abanicos, que van pasando a cursos con corrientes tractivas y morfología trenzada, desarrollados cuando existen corrientes acuosas lo suficientemente persistentes como para generar pequeños cursos estacionales que tengan una duración prolongada, y sin que se aprecien claras tendencias de jerarquización.

TIPOS DE FLUJOS

En el contexto de los abanicos aluviales hay que resaltar la importancia de unos flujos relativamente poco usuales. Éstos, que tienen una fase continua entre las partículas sólidas (generalmente, agua, aire y, esporádicamente, algún otro gas), se mueven en función de la energía potencial que tenían en su posición de reposo cuando ésta se transforma en energía cinética. Se trata, pues, de unos flujos en los que las partículas no son arrastradas por el fluido en movimiento, sino que se trata de una moción por gravedad y es el conjunto de las partículas en movimiento el que arrastra al fluido encajante, incorporándolo y comportándose el conjunto como un flujo más o menos denso y/o viscoso. Este tipo de flujo *(flujo gravitativo)* ha sido considerado de una gran importancia en la literatura científica actual para poder interpretar algunos depósitos clásticos acumulados en condiciones subacuosas. Aquí se pretende dar una visión sucinta de este tipo de flujos en condiciones subaéreas (Simpson, 1997), que pueden llegar a tener gran importancia en cuanto a la constitución de acumulaciones (abanicos aluviales) de materiales terrígenos.

Para entender los mecanismos de inicio del movimiento, de comportamiento durante el mismo y del acumulo final de materiales, se utilizan algunos símiles naturales que presentan

grandes analogías de comportamiento, como son los aludes nivales. Otros tipos de flujos gravitativos que aportan gran cantidad de materiales pero en unas condiciones muy particulares, son los flujos volcano-sedimentarios. En este caso los elementos clásticos son de origen volcánico, pero los procesos de transporte y de acumulación son muy parecidos a los sedimentarios.

Así se podrá comprender los mecanismos de transporte y deposición sufridos por grandes avalanchas rocosas que en algunos momentos se han comportado fluidamente y que han llegado a constituir depósitos muy gruesos de materiales fragmentados susceptibles de contribuir a la formación de acumulaciones sedimentarias en forma de abanicos aluviales.

Aludes nivales

Este tipo de aludes puede desarrollarse a partir de una caída de nieve en polvo, de nieve en placa o de nieve húmeda, y sus características y comportamiento específico varían mucho según predomine cada uno de esos tres tipos de flujos.

Se desencadena una avalancha nival cuando una gran masa de nieve que se halla acumulada en una pendiente topográfica muy acusada queda muy sobrecargada por efecto de nevadas posteriores, o porque existan pequeños cambios de temperatura o composición interna que ocasionen la aparición de algunas discontinuidades. Entonces esa masa nival, que se halla en una posición muy inestable, sólo necesita de cualquier pequeña vibración para desgajarse y empezar a caer con una velocidad elevada. Hay que resaltar que cuando la masa se halla en situación inestable sólo se necesita una pequeña presión o quizás la vibración del aire para que se rompa su delicada cohesión interna, cayendo de una manera rápida, violenta y generalmente silenciosa para una persona situada en su interior. Eso implicaría una velocidad lineal momentáneamente supersónica, con la particularidad de que un espectador situado fuera del flujo en desplazamiento, se puede apercibir tanto de las intensas ráfagas de viento generadas por la sobrepresión de la avalancha en movimiento como del estruendo así generado.

Caída de nieve en polvo

En este caso la parte inferior de la masa en caída se mantiene a ras del suelo mientras que la parte superior, al ser frenada por el aire encajante que se halla inmóvil, empieza a mostrar signos de vorticidad y a levantarse (Hopfinger, 1983). Cuando la densidad es del orden de 100 kg/m^3 la vorticidad aparece con velocidades lineales del orden de 35-40 km/h. Cuando las pendientes por las que circula el material de caída son iguales o mayores a 30° y las velocidades puntuales alcanzan valores comprendidos entre 60-80 km/h empieza a aparecer el fenómeno del aerosol. Este consiste en la suspensión de partículas sólidas muy finas en el seno del aire. En este caso cuando la velocidad de descenso de las partículas (1-2 m/seg) es menor que la inducida por la vorticidad vertical (debida a la turbulencia), se produce un levantamiento progresivo de la masa nivosa y el conjunto se comporta como un flujo comprensible de idéntica masa específica y en el que la fase continua entre las partículas corresponde al aire. Se han medido variaciones de densidad entre 15 kg/m^3 en la base y 2 kg/m^3 en el techo y velocidades lineales (Rey, 1986) del orden de 300 km/h.

Cuando la avalancha llega con gran velocidad a una zona de ruptura de pendiente importante, como puede ser una zona más o menos plana situada al pie de la vertiente, se produce una brusca disipación de la energía cinética que se traduce en un incremento muy importante de la vorticidad por atrapamiento de aire, y elevación en gran manera de la parte superior de la masa caída. Cuando el flujo es de tipo pulsante, el frenado generado por la incidencia de un flujo rápido en movimiento, sobre otro de baja movilidad, implica la generación de oleadas turbulentas aisladas que ocasionan fenómenos discontinuos de eyección violenta (Clappier

y Castelle, 1991). Cuando el flujo es de tipo relativamente continuo, se produce un fenómeno parecido al de un resalto hidráulico *(resalto nival)* que comporta un frenado de la parte frontal de la avalancha *(alud),* lo que a su vez queda resaltado en su parte media por la existencia de algunas oleadas *(surges)* capaces, entre otras cosas, de cortar los árboles a media altura, y de apilar los materiales de una manera muy compacta al pie del talud de caída.

Caída de nieve en placa

Se trata de nieve endurecida que puede llegar a tener una densidad del orden de 300 kg/m^3 que cuando se halla situada en pendientes comprendidas entre 25° y 45° puede empezar a desgajarse cuando su parte inferior se halla en contacto con una zona de discontinuidad. Una vez empieza a caer, la avalancha va incorporando nieve del substrato y engrosando hasta que la velocidad es lo suficientemente elevada para que se produzca un despegue de la misma. Se va aumentando extraordinariamente de velocidad a medida que se traslada sobre un colchón de aire y a medida, también, que disminuye la fricción sobre el terreno (Valla, 1983).

El aire atrapado debajo se halla a sobrepresión y pugna por abrirse paso a través de la avalancha, originando la ruptura de ésta y posibilitando que las partículas densas se encuentren en suspensión mediante un mecanismo de fluidificación muy similar al descrito para los flujos volcano-sedimentarios. En su vuelo la avalancha puede alcanzar velocidades puntuales del orden de 320 km/h (Cupp, 1982). Cuando la fluidificación es efectiva, la avalancha se comporta como un flujo comprensible, en el que se puede individualizar una cabeza engrosada, un cuerpo y una cola de una manera muy similar a lo que sucede en una colada piroclástica o en un episodio turbidítico. Con la particularidad de que por delante de la cabeza existe una sobrepresión originada por el aire atrapado debajo que pugna por salir. Esta sobrepresión puede llegar a tener valores del orden de 145 tm/m^2 (Cupp, 1982), que implica la posibilidad de efectuar trabajos considerablemente destructivos. Al llegar a una zona de ruptura de pendiente se produce un frenado, un escape hacia arriba muy importante del aire incorporado *(ingestado)* y un incremento de la turbulencia a expensas de la fluidificación. Se produce así un fenómeno similar al del resalto hidráulico.

Caída de nieve húmeda

Se origina cuando existe una nieve saturada en agua que se halla ubicada sobre una superficie sin cohesión interna aparente. Se mueve a partir de pendientes con una inclinación del orden de 25°, con velocidades entre 20 y 60 km/h, pero cuando la nieve se halla muy saturada de agua puede empezar a moverse lentamente a partir de pendientes de 10° de inclinación. Se comporta como una avalancha típicamente de fondo sobre el que ejerce una gran presión. Corresponde a un flujo viscoso altamente denso de tipo Bingham (Martinet, 1991) con la particularidad de que en la zona basal existe una parte altamente cizallada donde se realiza la mayor variación vertical de velocidades mientras que la parte alta no cizallada, que se comporta de una manera rígida *(tapón, plug),* muestra una velocidad constante. Puede arrastrar grandes cantidades de nieve húmeda con densidades del orden de más de 600 kg/m^3 y puede ejercer presiones de varias decenas de toneladas por metro cuadrado (Rey, 1986). Este tipo tiene un comportamiento muy parecido al de los flujos masivos de sedimento *(mass flows),* que pueden ejercer algún trabajo erosivo sobre el substrato cuando su velocidad es elevada (Voitkovsky, 1978; Norem, 1991).

Se ha podido apreciar que algunas avalanchas nivales pueden tener un comportamiento mixto, es decir pueden empezar como una avalancha en placa que se convierte en avalancha en polvo y que al ir descendiendo topográficamente se va transformando poco a poco a medi-

da que la temperatura aumenta, en una avalancha de nieve húmeda. Existe, por tanto, un paso gradual y transicional en los tres tipos diferenciados (Beghin y Hopfinger, 1978; Rey, 1986), que corresponde a una transformación efectiva del flujo a medida que éste se va trasladando. Eso tiene una gran importancia en la comprensión del comportamiento de las avalanchas rocosas que se explican a continuación. La duración de este tipo de flujo, dependiendo de la altura topográfica de partida, se estima en algunos minutos y llegando excepcionalmente hasta 15 minutos.

Avalanchas rocosas

Las avalanchas de este tipo consisten predominantemente en la caída gravitacional de bloques a partir del desmoronamiento de una pendiente topográfica pronunciada e inestable y/o de un cantil *(cliff, cingle)* también inestable. En algunos casos las acumulaciones de grandes cantidades de materiales clásticos de caída libre pueden ser significativas en la evolución de algunos relieves montañosos (Hewitt, Clague y Orwin, 2008). Normalmente, los materiales se acumulan predominantemente al pie de la pendiente pero, en algunos casos, se ha observado que los detritos en su caída pueden recorrer distancias sorprendentemente largas. Así, hay que suponer algún tipo de mecanismo que pueda contribuir al transporte y acumulación de esos materiales en áreas algo alejadas a las de su zona de origen.

Comportamiento dinámico

En algunos casos, cuando se desploma una losa rocosa a partir de un cantil, ésta puede atrapar aire debajo (Shreve, 1966) lo que le proporciona un deslizamiento a alta velocidad, así como una muy baja tasa de fricción sobre el suelo. El proceso de deslizamiento a alta velocidad encima de una masa de aire a sobrepresión (colchón de aire) tiene una duración muy pequeña (entre 1 y 3 minutos), tiempo suficiente como para que el aire confinado y situado en la parte inferior, tienda a desplazarse violentamente hacia arriba contribuyendo a la fragmentación de la losa rocosa (Shreve, 1968). Cuando más impermeables sean los materiales que componen la losa, este proceso se hace más efectivo ya que al mantener el aire atrapado más tiempo en el interior del bloque que se destruye, los fenómenos de suspensión de las partículas por efectos del aire de escape en su movimiento de ascensión se realizan mucho más eficazmente.

Estos procesos no son únicos sino que pueden llegar a repetirse varias veces en una misma zona, como es el caso del Mount Rainier (Washington), donde existen al menos siete episodios de avalancha que han recorrido una distancia *(flecha)* media del orden de unos 6 km en línea recta (Crandell y Fahnestock, 1965).

En el caso de la avalancha del Nevado Huascarán desarrollada en Perú en 1970, además de la avalancha, se produjo un confinamiento de la misma (Browning, 1973) que condicionó su circulación siguiendo valles preexistentes estrechos y profundos que descendían del Huascarán (Plafker y Ericksen, 1978). Esto condicionó velocidades lineales puntuales del orden de 400 km/h que permitieron que la corriente recorriera una distancia de 20 km en tan sólo tres minutos. Por tanto esa avalancha se comportó como un flujo encajado en el que la fase continua entre las partículas era el aire y en unas condiciones de fluidificación excepcionales. En los estadios finales se perdió la fluidificación, lo que junto a la ingestión basal de aguas que circulaban por los torrentes, condicionó la existencia de un flujo masivo que tuvo una velocidad inicial muy alta y que finalmente se detuvo por efectos de fricción basal y lateral. El resultado final y, por tanto, la relación lateral-distal de las facies sedimentarias generadas así lo atestiguan, fue la formación de un flujo masivo a partir de una avalancha rocosa que en sus orígenes se comportaba como un flujo fluidificado.

Otro caso histórico corresponde a la avalancha que se generó en las inmediaciones de la ciudad suiza de Elm en 1881 (Hsü, 1975; Simpson, 1997). Se produjo una caída muy rápida de una gran losa desgajada de un cantil rocoso que, al caer rígidamente, atrapó un colchón de aire basal, que se tradujo en una disgregación importante (parecida a la de una explosión) de esa losa a la vez que un incremento muy importante en su velocidad de desplazamiento. Esta avalancha siguió la línea de máxima pendiente hasta que cayó verticalmente sobre un rellano rocoso plano correspondiente a una antigua cantera abandonada. En ese momento, y según los relatos de los testigos, se produjo la disgregación rocosa en miles de pedazos que salieron despedidos a gran distancia, con una velocidad lineal muy elevada y una dirección y sentido de propagación muy determinados. Se había producido un fenómeno de gran compresión del aire basal (colchón) que originó el estallido de la losa por un fenómeno muy importante de fluidificación (Davies, 1982; Melosh, 1980). Eso, junto a la alta velocidad lineal de los fragmentos de rocas originó un flujo de detritos con un comportamiento fluidificado que recorrió los valles descendentes hasta una distancia muy respetable e inesperada (superior a 2 km) con una velocidad muy elevada (90-350 km/h), causando gran cantidad de daños. Hay algunos factores, además de la gran distancia recorrida que sugieren un comportamiento fluido de la masa de detritos, ya que tenía tendencia a adaptarse a las irregularidades de los valles por los que discurría. Cuando el valle presentaba un brusco cambio de trazado, se observaron restos del flujo de detritos colocados muy altos por lo que se refiere al nivel de la base del valle. Esto parece implicar que cuando ese flujo de detritos chocaba con una pared rocosa, el flujo tendía a ascender frontalmente hasta que por un deslizamiento lateral caía oblicuamente y recobraba el curso principal. Esta es, a nuestro entender, una característica típica de esos flujos que en este caso corresponden a flujos de detritos. Esto además también queda bien explicitado en los relatos de los testigos, al observar que cuando el flujo de detritos se detuvo por su parte frontal, en la superficie aparecieron pequeñas ondas que se deslizaban rápidamente desde la parte posterior del flujo hasta la anterior (Hsü, 1975) sin que éste aparentemente se moviera de una manera efectiva.

El episodio de avalancha rocosa más grande del que se tiene noticia corresponde al de Saidmarreh situado en el sector SW de Irán (Harrison y Falcon, 1937). Se produjo una caída rocosa que afectó a un sector de 15 km de largo por 5 km de ancho y con una altura del orden de 300 m correspondiente al flanco de un gran anticlinal. La avalancha en su caída remontó una pendiente de 600 m de altura y se distribuyó por los valles contiguos hasta una distancia de 20 km del origen. El volumen movido, que se estima en 20 km^3, recubre una extensión de 166 km^2 con un grosor medio de 130 m y una potencia máxima de hasta 300 m. Los extremos lejanos del flujo muestran paredes abruptas de casi 50 m de alto. Todas esas características sugieren que los materiales de la avalancha rocosa se pudieron mover con un comportamiento fluido a la vez que los choques entre las partículas implicarían una presión dispersiva efectiva mientras durase el movimiento de traslación.

Procesos principales

Existen diversos ejemplos relativamente recientes (Costa, 1991; Nicoletti y Sorriso-Valvo, 1991) que inciden sobre la importancia de los condicionantes geomórficos sobre la forma y la movilidad de las avalanchas rocosas.

Así, las avalanchas rocosas corresponden a grandes masas constituidas por detritos generalmente secos, que se pueden mover por distancias de varios kilómetros a lo largo de los taludes de los valles o a través del fondo de los valles preexistentes, con velocidades que alcanzan algunas decenas de metros por segundo. Se pueden movilizar sobre taludes suavemente inclinados que pasan a zonas planas y en algunos casos concretos, que corresponden generalmen-

te a sus porciones más lejanas, llegan a remontar pendientes topográficas contrarias (Hsü, 1975; Hutchinson, 1988).

Al tratarse de masas de caída, éstas se van moviendo cuando la energía potencial se va transformando en cinética y cesan en su moción cuando ésta se va disipando a medida que el flujo se traslada pendiente abajo. La disipación implica una transformación en otras formas de energía tales como energía acústica, energía térmica y energía de deformación no elástica entre otras. Los tipos de depósitos generados que corresponden a acumulaciones muy cercanas a la cicatriz de caída, a impactos perpendiculares respecto a la pared opuesta del valle, a canalización a lo largo del valle y a expansiones en un valle muy ancho o en una llanura no confinada (Nicoletti y Sorriso-Valvo, 1991), sugieren un importante control geomórfico de las avalanchas rocosas. Por otro lado, hay que considerar que las superficies topográficas suaves, la carencia de rugosidades importantes, así como la movilización sobre glaciares (Evans, 1989) contribuyen a una mayor efectividad de circulación de las avalanchas rocosas ya que estas sufren una menor disipación energética.

Acumulación sedimentaria

Como que la existencia de una avalancha rocosa implica necesariamente la movilización de gran cantidad de detritos que se acumulan según unas morfologías concretas, el estudio de éstas permite sugerir algunos procesos de disipación de energía. Así, las morfologías planimétricas características (figura 5.8) corresponden a:

1. Forma en reloj de arena alargado. Se genera cuando la zona de desplome tiene una morfología en anfiteatro que comunica con un estrecho valle en el que los detritos quedan confinados. Estos se mueven canalizados hasta la zona donde el valle se ensancha y ahí se expanden (Sorriso-Valvo, 1988). Como que la movilidad ha sido in-

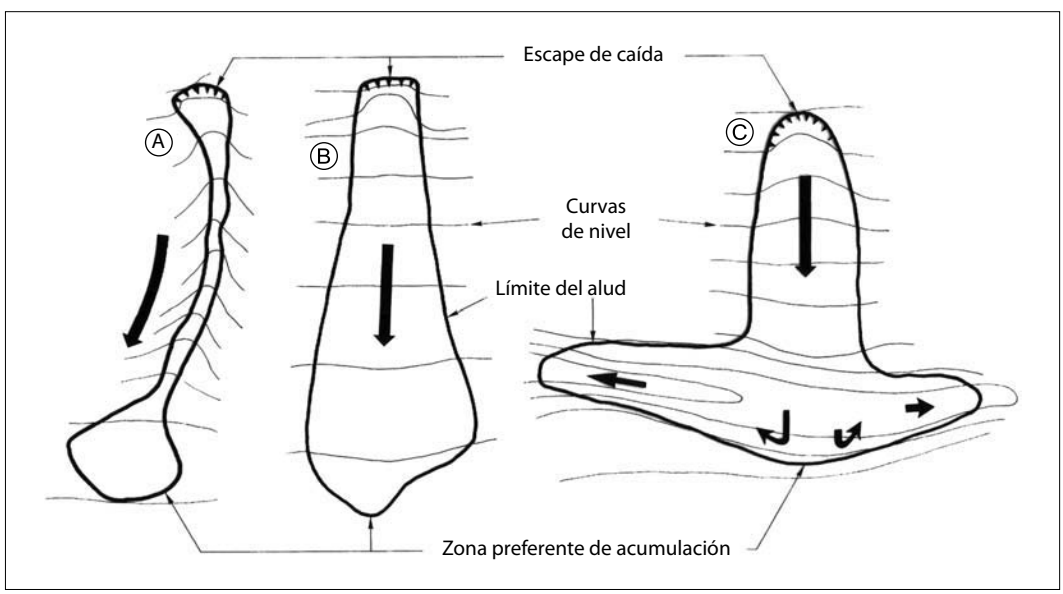


Figura 5.8. Configuraciones planimétricas características de avalanchas rocosas condicionadas por controles geomórficos: *A*) Avalancha rocosa de alta movilidad que aprovecha un valle torrencial previo lo que implica una baja disipación de energía. *B*) Avalancha rocosa de movilidad intermedia y con una moderada disipación de energía. *C*) Avalancha rocosa con unos condicionantes geomórficos que implican una elevada disipación de energía. La avalancha al chocar con la pared contraria del valle principal se diversifica y mientras que una porción mayor desciende por el valle, otra porción menor asciende valle arriba. Las flechas indican el sentido de transporte. Modificado de Nicoletti y Sorriso-Valvo, 1991.

crementada por el confinamiento, la avalancha ha sido controlada por medio de características morfológicas que implican una baja disipación energética. Cuando las avalanchas circulan sobre una superficie helada, la movilización de volúmenes de hasta 100×10^6 m^3 de detritos puede ser factible (Nicoletti, 1989).

2. Forma linguoide o trapezoidal. Se genera cuando la avalancha circula sobre una pendiente ancha y sin confinamientos topográficos importantes. Se detiene cuando llega a un valle más ancho o a una llanura situada al pie. Así, como que la avalancha ha sido controlada por características morfológicas que implican un no confinamiento del flujo, éstas sugieren una moderada disipación energética.
3. Forma en yunque o en T deformada. Se genera cuando la avalancha cruza más o menos ortogonalmente un valle estrecho, e impacta sobre la pendiente contraria. Eso implica una ascensión a contrapendiente y una partición de la avalancha, con la generación de oleadas que se propagan tanto valle arriba como valle abajo, y se acaba distribuyendo a lo largo del valle. Así, la avalancha ha sido controlada por medio de características morfológicas que implican una alta disipación energética.

Recientemente se han citado algunas avalanchas rocosas que tienen un cierto comportamiento fluido y la posibilidad de alcanzar distancias considerables de desplazamiento, ya que la fase continua entre las partículas corresponde a nieve o hielo según los casos. En algunos ejemplos la efectividad de este tipo de transporte puede ser considerable tal y como lo sugiere el desarrollo importante de abanicos aluviales, efectuado a altitudes topográficas del orden de 3.000-4.000 m sobre el nivel del mar, características de la zona andina argentina (La Puna).

Existen avalanchas rocosas que no caen sólo mediante la componente gravitatoria al pie de un cantil, sino que algunas pueden desplazarse horizontalmente hasta distancias inesperadas. Esto se realiza mediante el concurso de mezclas de detritos, aire y/o gas que, con una característica seca, son capaces de moverse horizontalmente mediante el concurso de la flotabilidad de las partículas densas, debida al escape hacia arriba del aire que se halla a sobrepresión y situado por debajo de la avalancha en movimiento. Se trata de un proceso de fluidificación similar al ya descrito para las avalanchas nivales y que también tiene una gran importancia en la moción de los flujos vulcano-sedimentarios.

Se trata, por tanto, de un caso muy particular de los flujos gravitativos de sedimento. Tanto en su comportamiento fluido predominante, como en el momento de la detención muestran un marcado comportamiento fluido. Este es el caso del fenómeno de detención mencionado en la avalancha de Elm (Suiza, 1881). Cuando la parte frontal del flujo se detuvo, y en este caso quizás se podría hablar de la cabeza del flujo, los materiales que le seguían por detrás todavía tenían un vector de velocidad importante en el sentido de la circulación del flujo y, por tanto, pudieron aparecer pequeños planos de cizalla que posibilitaron la transferencia de material hacia la cabeza en forma de pequeñas oleadas. Esto correspondería a algo similar, salvando las distancias, al fenómeno de oleadas *(surging)* bien conocido en los flujos volcano-sedimentarios. Además y para hacer el símil más parecido también se ha citado (Crandell y Fahnestock, 1965) la presencia de ráfagas muy fuertes del viento que precede frontalmente a la avalancha y que en algunos casos son las responsables de la destrucción de edificios antes de la llegada de la avalancha, así como de fenómenos de separación vertical de los materiales de granulometria más fina *(elutriación)* que posibilita la separación del material fino en forma de nube de polvo que acompaña al flujo principal de detritos. Debido a la diferencia de velocidades de propagación los materiales finos se depositan posteriormente dando lugar a una película de polvo muy fino que recubre los materiales del contorno. Esto último tiene una gran semejanza con los flujos volcano-sedimentarios, con las corrientes de turbidez y con las avalanchas nivales.

Todo esto corrobora la idea de que hasta el momento sólo se había fijado la atención en algunos tipos de flujos susceptibles de proporcionar varios tipos de depósitos muy característicos en función de su modo de transporte, clasificándolos en clases muy concretas y muy separadas las unas de las otras. La justificación de la inclusión aquí de lo anteriormente expuesto corresponde a mostrar cómo algunos de los episodios que hasta el momento no habían merecido gran atención (flujos de detritos gravitacionales, nivales, volcano-sedimentarios, etc.), tienen un comportamiento muy parecido entre sí y algunas semejanzas dinámicas con los flujos turbidíticos. La similitud puede alcanzar una gran importancia cuando se trata de estudiar algunos flujos con alta densidad y/o con alta viscosidad que han tenido una gran importancia en la historia sedimentaria de algunos abanicos aluviales, al menos los mejor descritos, y que han entrado a formar parte de la literatura geológica clásica: los desarrollados en áreas en las que se favorece la generación de flujos masivos.

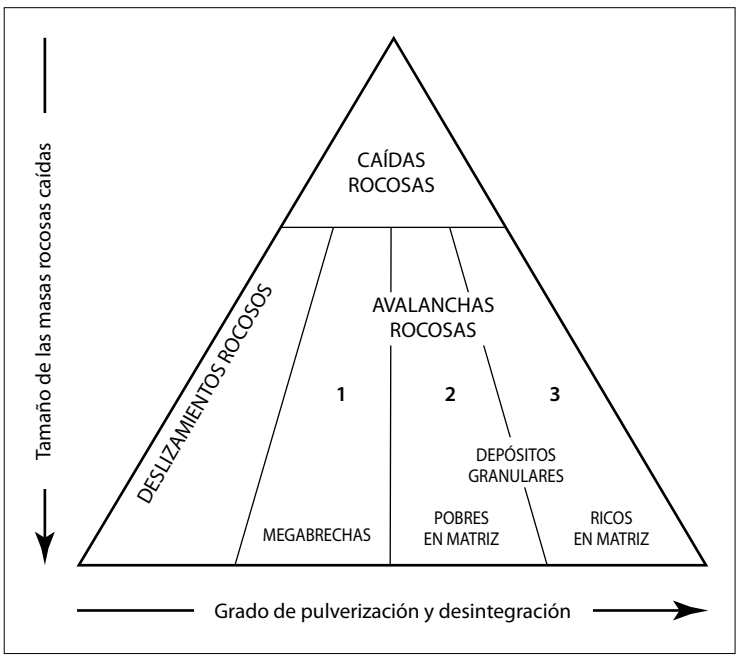


Figura 5.9. Relaciones entre los diversos procesos gravitativos de sedimento originados por el colapso de cantiles *(cliff)* rocosos. Modificado de Blair y McPherson, 1994.

Debido a la caída gravitacional y al tipo de transporte de las partículas (figura 5.9), las fábricas generadas pueden ser identificables en el registro geológico. Así, las partículas muy angulosas y sin desgaste, la fábrica con los clastos soportados por la matriz, la carencia de selección, y los clastos enormes dentro o sobre la masa en movimiento, pueden sugerir un transporte muy energético y de muy corta duración en condiciones caracterizadas por una carencia efectiva del componente acuoso (figura 5.10).



Figura 5.10. Aspecto general de los depósitos de canchal *(scree, tartera)* generados por caída a partir de un cantil *(cliff)* que se desmorona. La persona se halla situada ante el afloramiento de los materiales paleozoicos del substrato, sobre el que se disponen desordenadamente los clastos monogénicos. Hay que notar la mala selección granulométrica característica de los detritos. A la derecha aparecen las primeras intercalaciones marinas eocenas.

Las características que permiten diferenciar entre las caídas rocosas y los flujos de detritos *(debris flow)* son su gran espesor, el gran volumen de materiales clásticos, los grandes bloques acarreados, la carencia de discontinuidades lenticulares *(canaliformes)* y, finalmente, el hecho de que pueden llegar a remontar pendientes topográficas contrarias del orden de hasta 600 m de altura (Selby, 1994), mediante un cierto comportamiento fluido durante el transporte.

Flujos gravitativos de sedimento

Corresponde al conjunto de flujos en los que el movimiento viene proporcionado por una componente gravitatoria. Se trata de flujos de materiales que

se mueven en función de las pendientes topográficas más acusadas, mediante una fase continua (generalmente agua) existente entre las partículas, una fase discontinua correspondiente a los materiales granulares de granulometria mayor, y en el interior de un fluido encajante que se mantiene inmóvil (Middleton y Hampton, 1973). El movimiento empieza a partir de una zona topográficamente inestable y cesa cuando esas condiciones han desaparecido, lo que sucede cuando en su recorrido esos flujos pasan por una zona con una brusca ruptura de pendiente en el sentido de suavizarla. Hay que tener muy en cuenta que ese movimiento sólo se ha debido a condicionantes topográficos y no ha sido el flujo el que ha arrastrado a las partículas sino que son las partículas que en su caída han podido arrastrar alguna porción del fluido encajante incorporándolo al flujo.

Una de las características más importantes que pueden mostrar este tipo de flujos es que en alguno de ellos la viscosidad puede ir variando al variar el esfuerzo de cizalla *(shear stress)*. Esto también sucede cuando se trata de algunos productos de tipo doméstico como las emulsiones de pintura, la sangre, la salsa mayonesa, etc. En estos últimos casos la agitación origina una disminución de la viscosidad que a su vez facilita que puedan fluir más fácilmente (Leeder, 1982). En la naturaleza esto también sucede con la particularidad de que las aceleraciones y desaceleraciones del flujo implican cambios importantes en la viscosidad de forma que ésta influye en gran manera en el comportamiento del flujo. En otros productos, como la salsa mayonesa hecha con auténtico aceite de oliva, la agitación del conjunto implica un aumento de la viscosidad. De manera que en algunos casos naturales, el flujo puede evolucionar desde un flujo poco viscoso que se desplaza rápidamente, a otro que se desplaza muy lentamente y con viscosidad elevada.

Fluidodinámica

En condiciones subaéreas, para comprender esos tipos de flujos se utiliza como símil su comportamiento en condiciones subacuosas. En éstas condiciones se han estudiado los diversos tipos principales de flujos gravitativos de sedimento, que han proporcionado conocimientos suficientes de su comportamiento funcional. Se trata de conocer sus características de funcionamiento en función tanto de sus parámetros hidráulicos como de su comportamiento fluidodinámico específico.

Como que en los flujos gravitativos de sedimento los condicionantes topográficos son muy importantes, hay que tener muy en cuenta los procesos generados. Así, a partir de los taludes más o menos abruptos se producen diversos tipos de avalanchas, entendidas como caídas de materiales así como la movilización de flujos más o menos densos y de tipos diversos.

A partir de una pendiente topográfica abrupta, los materiales se pueden movilizar en forma de avalancha cuando se sobrepasa el valor de rozamiento interno entre las partículas que hasta ese preciso instante se encontraban inmóviles y trabadas entre sí. Cuando existe un fluido intersticial que ayuda en el autosostenimiento de las partículas, estas pueden empezar a caer en función de la pendiente mayor. Usualmente ese proceso se realiza de una manera brusca y muy rápida tanto en condiciones subaéreas como subacuosas, generando acumulaciones de caídas de detritos *(debris falls)* que se acumulan en la zona donde se sitúa la ruptura de pendiente principal, al pie del talud mayor. Las caídas rocosas subaéreas constituyen una acumulación de materiales texturalmente muy inmaduros (clastos angulosos, fragmentos de roca fresca...), mientras que las caídas subacuosas de detritos pueden generar la acumulación de sedimentos retrabajados y, por tanto, con un cierto grado de madurez textural.

Existen otros tipos de procesos de velocidad menor que también contribuyen a la generación de acumulaciones de sedimentos al pie de un talud. Así se produce un movimiento len-

to de reptación *(creeping)* cuando los materiales se empiezan a mover lentamente pendiente abajo con un comportamiento casi plástico debido a la interacción de las diversas partículas individuales y sin generación de superficies de deslizamiento (figura 5.11). Cuando el talud se deforma lentamente puede llegar a moverse casi sin deformación interna como un deslizamiento rígido *(slide)* o con gran deformación y aparición de gran cantidad de discontinuidades internas *(slump)*. Cuando las partículas se van disgregando unas respecto a las otras a medida que se incrementa la velocidad de los materiales que descienden por el talud, muestran características de flujo plástico cuando su comportamiento es no turbulento o de tipo fluido cuando tiene un comportamiento ampliamente turbulento. En la figura 5.11 se engloban esos procesos incluidas las caídas libres con trayectoria balística dentro de la clase genérica de las avalanchas, entendiendo que pueden existir estadios transicionales entre los diversos procesos de transporte referenciados.

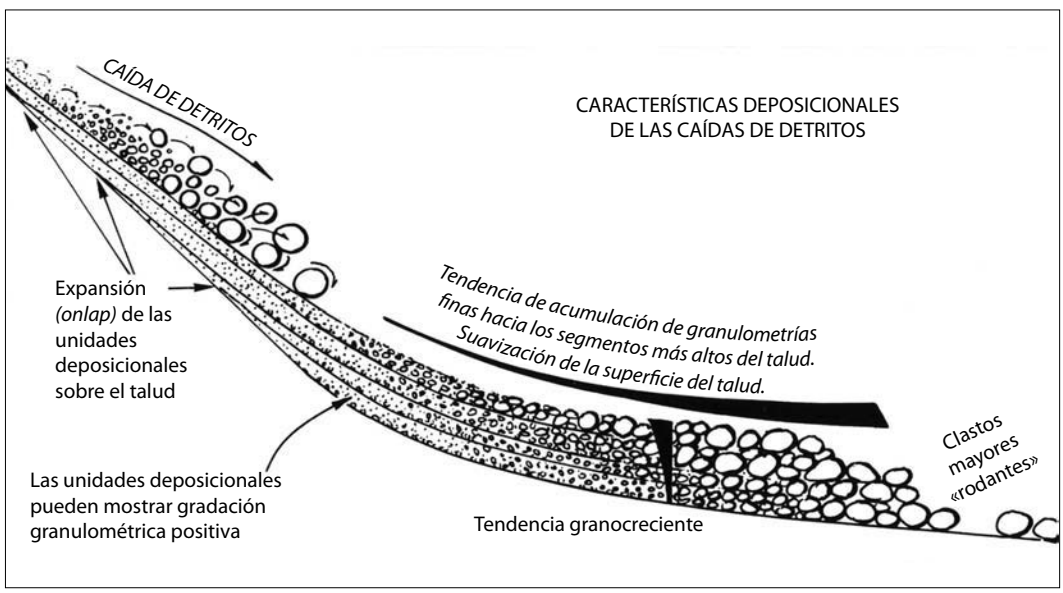


Figura 5.11. Esquema conceptual del comportamiento de las caídas de detritos y de la acumulación de materiales clásticos. Modificado de Nemec, 1990.

Cuando un Flujo Gravitativo de Sedimento (FGS) se ha movilizado en condiciones subacuosas puede suceder:

- Colapsa, pero se puede continuar moviendo como un flujo de detritos *(debris flow)* no cohesivo con un comportamiento friccional o como un flujo deslizante licuefactado, con un comportamiento fluido.
- Incremento importante de la velocidad y, por tanto, pasa gradualmente a una corriente de turbidez.

Hay que tener en cuenta que los flujos de detritos se mueven y alcanzan distancias considerables de transporte sin que sea evidente su comportamiento turbulento.

Procesos principales

Los parámetros específicos que muestran este tipo de flujos, son un tanto particulares por comparación con sus homónimos de tipo hídrico.

Para los fluidos de tipo newtoniano, los parámetros de comportamiento laminar o turbulento quedan controlados por el valor (turbulento cuando $Re > 500$) del número adimensional de Reynolds que corresponde a la relación entre los esfuerzos inerciales y los de viscosidad:

$$Re = (ps \times U \times h)/us \tag{5.9}$$

donde: ps es la densidad del flujo de sedimentos; U es la velocidad media del flujo; h es el grosor del flujo (en algunos casos corresponde al radio hidráulico), y us es la viscosidad aparente del flujo.

Para los flujos gravitativos de sedimento con un comportamiento no newtoniano, la expresión del número de Reynolds (Nemec, 1990) es:

$$Re = (ps \times U^{2-n} \times h^n)/us \tag{5.10}$$

donde n es un índice de comportamiento del flujo que corresponde a sus características viscométricas. Cuando el valor $n = 1$ el flujo tiene un comportamiento newtoniano y cuando ese valor es diferente a la unidad su comportamiento es no newtoniano. El valor $n < 1$ corresponde a los flujos en los que su viscosidad disminuye a medida que son agitados (algo similar a lo que sucede con un bote de pintura doméstica). El valor de $n > 1$ corresponde a los flujos en los que su viscosidad aumenta a medida que son agitados (algo similar a lo que sucede con la salsa mayonesa). En condiciones naturales también existen flujos con ese tipo de comportamiento y que, por tanto, llegaran a proporcionar algunas facies características.

El valor crítico del número de Reynolds para el inicio del comportamiento turbulento en flujos de tipo plástico debe tener un valor mayor que 500 y puede llegar a valores de 50.000 para sedimentos naturales (Middleton y Southard, 1978).

La expresión que corresponde a la relación inversa entre las fuerzas de fricción y las de la gravedad, corresponde al denominado número de Froude. En función del tipo de talud, los flujos pueden llegar a tener unas velocidades elevadas que sobrepasen los valores críticos del número de Froude.

Se conoce que el número de Froude, para flujos newtonianos cumple la relación:

$$Fr = U/(g \times h)^{1/2} \tag{5.11}$$

donde U es la velocidad media del flujo; g es la constante de la aceleración gravitatoria y h corresponde a la profundidad *(espesor)* del flujo. El valor de $Fr = 1$ se considera el valor crítico de un flujo en un canal abierto que separa el estadio de baja velocidad, flujo tranquilo *(subcrítico)* del de alta velocidad, flujo rápido *(supercrítico)*.

En condiciones naturales de traslación de un flujo con una cantidad considerable de carga sólida, la densidad de la mezcla agua-sedimento puede ser variable de manera que los perfiles de velocidad pueden ser también muy variados y difíciles de estimar. De manera que en flujos de alta densidad la formula clásica del número de Froude no es operativa.

Así, para flujos no newtonianos se cumple la relación:

$$Fr = m/(p' \times C \times w \times h(g \times h)^{1/2} \tag{5.13}$$

y la relación:

$$Fr^* = Fr/(\cos B)^{1/2} \tag{5.14}$$

donde p' es el peso especifico de las partículas; C es la concentración de las partículas (fracción sólida); w es la anchura del flujo; B es el ángulo de inclinación de la pendiente, h es la altura del flujo y m es la relación entre la carga sólida *(masa)* y flujo *(descarga)*.

Por analogía con los flujos clásicos se considera que con valores de $Fr^* < 1$ el flujo es subcrítico, y por el contrario con valores de $Fr^* > 1$ el flujo es supercrítico. Ahora bien, en la formulación anterior los valores de relación masa-flujo son medibles, mientras que las concentraciones de partículas no son medibles y, por tanto, sus valores deben ser supuestos. Por tanto, en condiciones de alta densidad (un flujo con una carga tractiva considerable), el comportamiento del flujo (flujo tranquilo-flujo rápido) puede ser supercrítico con valores del número de Froude variables.

Resalto granular

Cuando se trata de flujos gravitativos de sedimento con una densidad bastante alta, el fenómeno del resalto hidráulico se conoce con el nombre de resalto granular y se comporta de una manera similar (figura 5.12). Así, el resalto se genera cuando el régimen de flujo pasa de tipo rápido a tipo tranquilo, se produce una disipación importante de energía, se incrementa la profundidad del flujo tranquilo y se ocasiona un frenado dinámico del conjunto del flujo. Como que el caudal debe ser prácticamente constante, la ecuación de continuidad para un flujo cargado de sedimentos se expresa así:

$$p_1 \times u_1 \times h_1 = p_2 \times u_2 \times h_2 \tag{5.15}$$

Fr, corresponde al número de Froude; los subíndices 1 y 2 corresponden a las regiones anterior y posterior al resalto; p es la densidad, u corresponde a la velocidad y h es la altura (profundidad) del flujo.

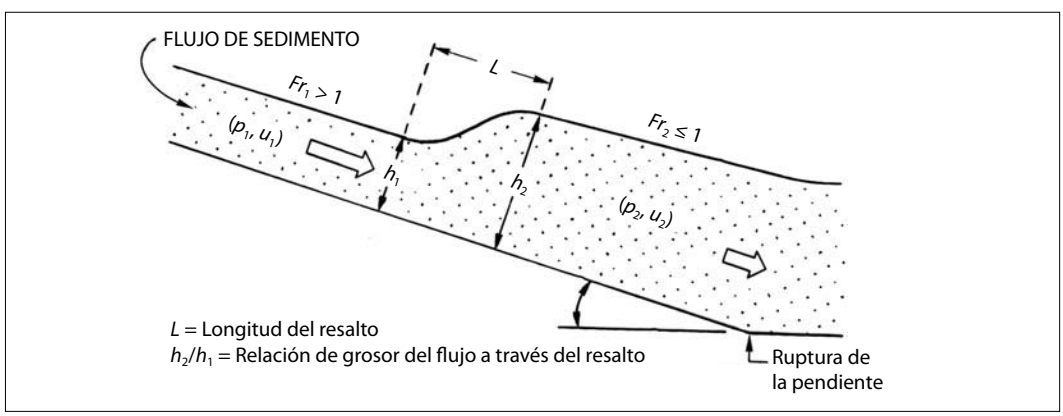


Figura 5.12. Características de un resalto hidráulico *(hydraulic jump),* condicionado por una brusca ruptura de la pendiente topográfica y donde se produce el tránsito de alto régimen de flujo (supercrítico) a bajo régimen de flujo (subcrítico). La longitud de los vectores es directamente proporcional a la velocidad. Véase explicaciones en el texto. Modificado de Nemec, 1990.

Cuando se genera un resalto (por ruptura de la pendiente, o por la existencia de un obstáculo) se pueden acumular sedimentos con estructuras primarias sedimentarias tractivas importantes. Corresponden a conjuntos métricos de láminas *(sets)* inclinadas contra corriente, con un aspecto muy similar a las antidunas pero a muy gran escala.

Como que el resalto es función del ángulo de entrada de la pendiente topográfica, ésta puede controlar sus características generales. Así (figura 5.13), en el caso A el ángulo se aproxi-

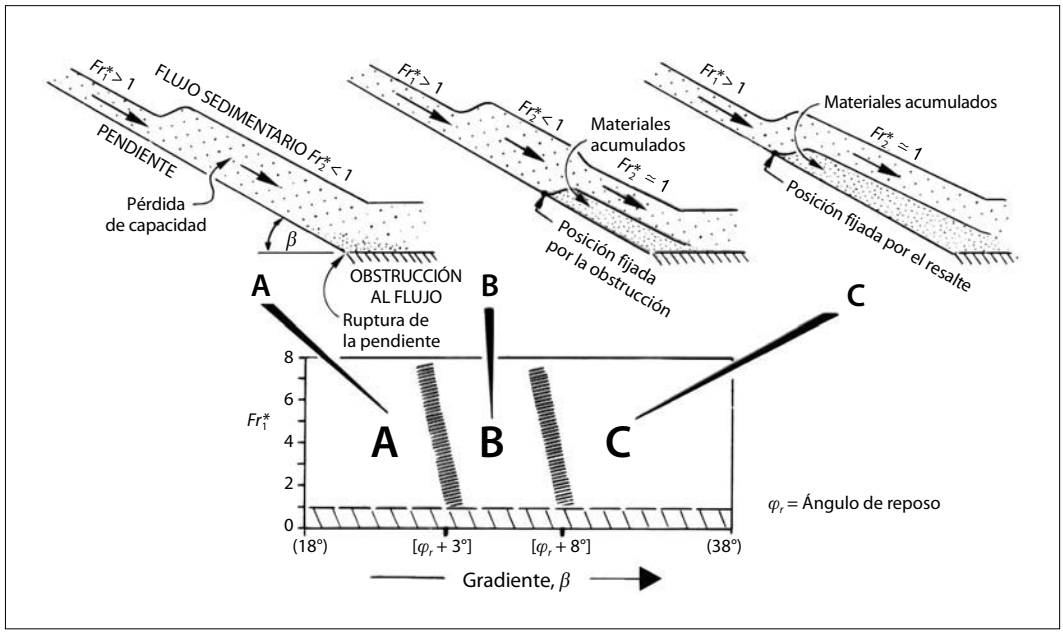


Figura 5.13. Tipos principales de comportamiento de los resaltos granulares en función de la variación del gradiente. *A*) Gradiente similar al ángulo de reposo. *B*) Gradiente ligeramente mayor que el ángulo de reposo. *C*) Gradiente bastante mayor que el ángulo de reposo. Modificado de Brennen *et al*., 1983 en Nemec, 1990.

ma al de reposo, en el caso B el ángulo es ligeramente mayor al de reposo. En el caso C el ángulo es bastante mayor que el de reposo. En este último caso el resalto granular puede migrar aguas arriba rápidamente (y casi sin límite) a medida que el flujo incidente desciende a gran velocidad con una carga elevada.

Se produce un efecto muy parecido al de la generación de antidunas en los flujos hidráulicos newtonianos. A veces sin que exista un obstáculo topográfico al movimiento del flujo, se pueden generar oleadas *(surges)* que pueden prolongarse aguas arriba por distancias considerables y que también se disipan por detrás hacia la parte frontal de la pendiente. El mecanismo exacto no es todavía muy bien conocido.

Mecanismos de transporte

Para que los flujos de este tipo tengan capacidad propia de traslación, a partir del inicio del movimiento efectuado a favor de las pendientes topográficas más acusadas, se necesitan algunos mecanismos que colaboren al arrastre de las partículas que se mueven en el seno de un fluido encajante que generalmente permanece inmóvil.

Comportamiento	Tipo de flujo		Mecanismo de sustentación
Fluido	Fluido fluidal	Corriente de turbidez	Tubulencia del fluido
		Flujo fluidificado	Escape total del fluido de los poros
		Fluido licuefactado	Escape parcial del fluido de los poros
Plástico *(Bingham)*	*Debris flow*	Flujo granular	Presión dispersiva
		Colada de todo o debris flow cohesivo	Soporte de la matriz Densidad de la matriz

Tabla 5.1. Comportamiento de los flujos gravitativos de sedimento, basado en los mecanismos de sustentación (soporte) de las partículas. Modificado de Lowe, 1979.

Para que ello se produzca, se necesita algún mecanismo (Leeder, 1982; Lowe, 1979, 1982; Lowe *et al.*, 1986, 2000; Mulder y Alexander, 2001) que pueda superar los efectos de fricción existentes entre las partículas y que se oponen a su movimiento (tabla 5.1).

Los mecanismos generales son:

1. Colisiones sucesivas entre las partículas, de una manera similar a lo que se conoce con la denominación de rebote

elástico. Al ir impactando entre sí, generan una presión dispersiva que posibilita la suspensión y, por tanto, el transporte de las partículas.

2. Empuje ascensional generado por el escape de fluidos hacia arriba. En este caso existen dos variantes muy parecidas pero que tienen gran cantidad de similitudes. Corresponderían a los flujos fluidificados cuando las partículas se hallan soportadas totalmente por el escape de fluidos, y a los fluidos licuefactados cuando las partículas sólo son soportadas parcialmente por el escape de los fluidos y necesitan algún tipo de turbulencia para continuar suspendidas (flotabilidad).
3. La flotabilidad de las partículas también es efectiva cuando existe una buena turbulencia capaz de soportarlas, y se desarrolla preferentemente en el seno de la mezcla fluido-sedimento cuando ésta puede alcanzar velocidades elevadas de propagación.
4. Las partículas también pueden estar soportadas por una matriz cohesiva que, dependiendo de su densidad y viscosidad, puede proporcionar una flotabilidad completa a las partículas de mayor tamaño, y/o una lubricación de las mismas durante su transporte.

Es evidente que esta clasificación de los principales mecanismos que inciden sobre las partículas cuando éstas inician un movimiento en forma de flujo gravitativo de sedimento, es un tanto teórica. En condiciones reales acostumbra a suceder que un mismo flujo no sólo se comporta de una de esas maneras durante el transporte, sino que puede ir variando su comportamiento a medida que se va trasladando (tabla 5.2). En definitiva, los criterios de clasificación de los flujos gravitativos de sedimento se basan en el diferente comportamiento que muestran las partículas tanto para que se sostengan y se transporten, como para que se asienten y depositen. La predominancia de un tipo u otro de mecanismo de sustentación es de gran utilidad en la clasificación de los flujos gravitativos de sedimento.

Tipo de flujo	Carácter de flujo	
	Laminar	Turbulento
	Corriente de turbidez de baja densidad	
	Resedimentación	
	Flujo fluidizado	Corriente de turbidez de alta densidad
	Flujo licuefactado (resedimentación)	
	Flujo ganular	
	Colada de lodo	

Tabla 5.2. Nomenclatura de los flujos gravitativos de sedimento en función de su tipo de transporte en régimen laminar y/o en régimen turbulento. Modificado de Lowe, 1979.

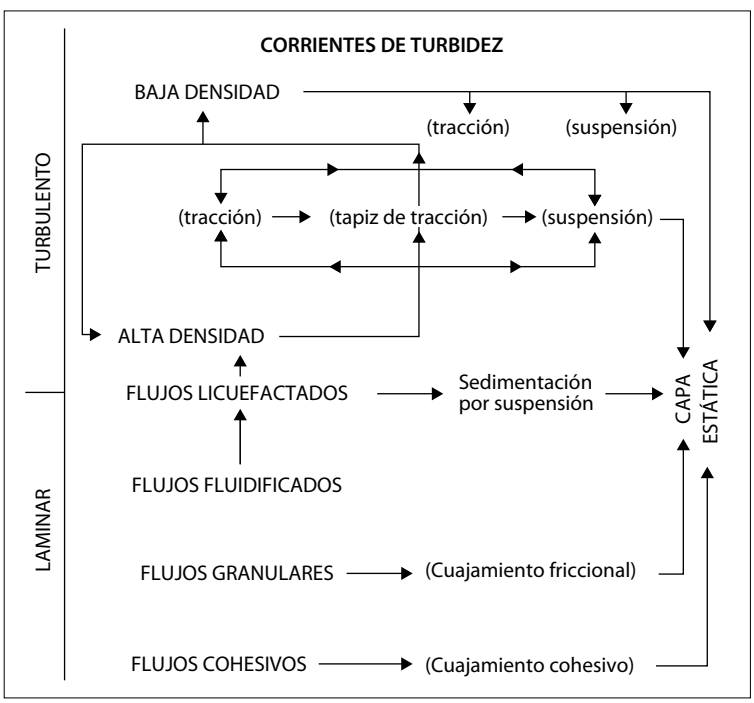


Figura 5.14. Esquema conceptual de las relaciones existentes entre los principales mecanismos de transporte y acumulación de los flujos gravitativos de sedimento. Modificado de Lowe, 1982.

Atendiendo a criterios de viscosidad y densidad relativas, los flujos gravitativos de sedimento varían desde los que tienen una alta densidad y alta viscosidad hasta los que tienen una baja densidad y baja viscosidad (figura 5.14). En este caso los primeros reciben el nombre genérico de flujos de detritos *(debris flows)* y tienen un comportamiento reológico muy característico *(flujos no newtonianos)*. Los segundos tienen un comportamiento fluido, se denominan flujos fluidales *(fluidal flows)* y tienen un comportamiento muy similar al de

los flujos newtonianos (Baas, 2004). Todavía existe un tipo intermedio que corresponde a aquellos flujos con baja viscosidad y alta densidad, que tienen un comportamiento intermedio (Mulder *et al.*, 2003; Pierson, 2005) aunque predominan los caracteres fluidales debido a su baja viscosidad relativa (figura 5.15). Corresponderían, al menos en parte, a los denominados flujos hiperconcentrados *(hyperconcentrated flows)*.

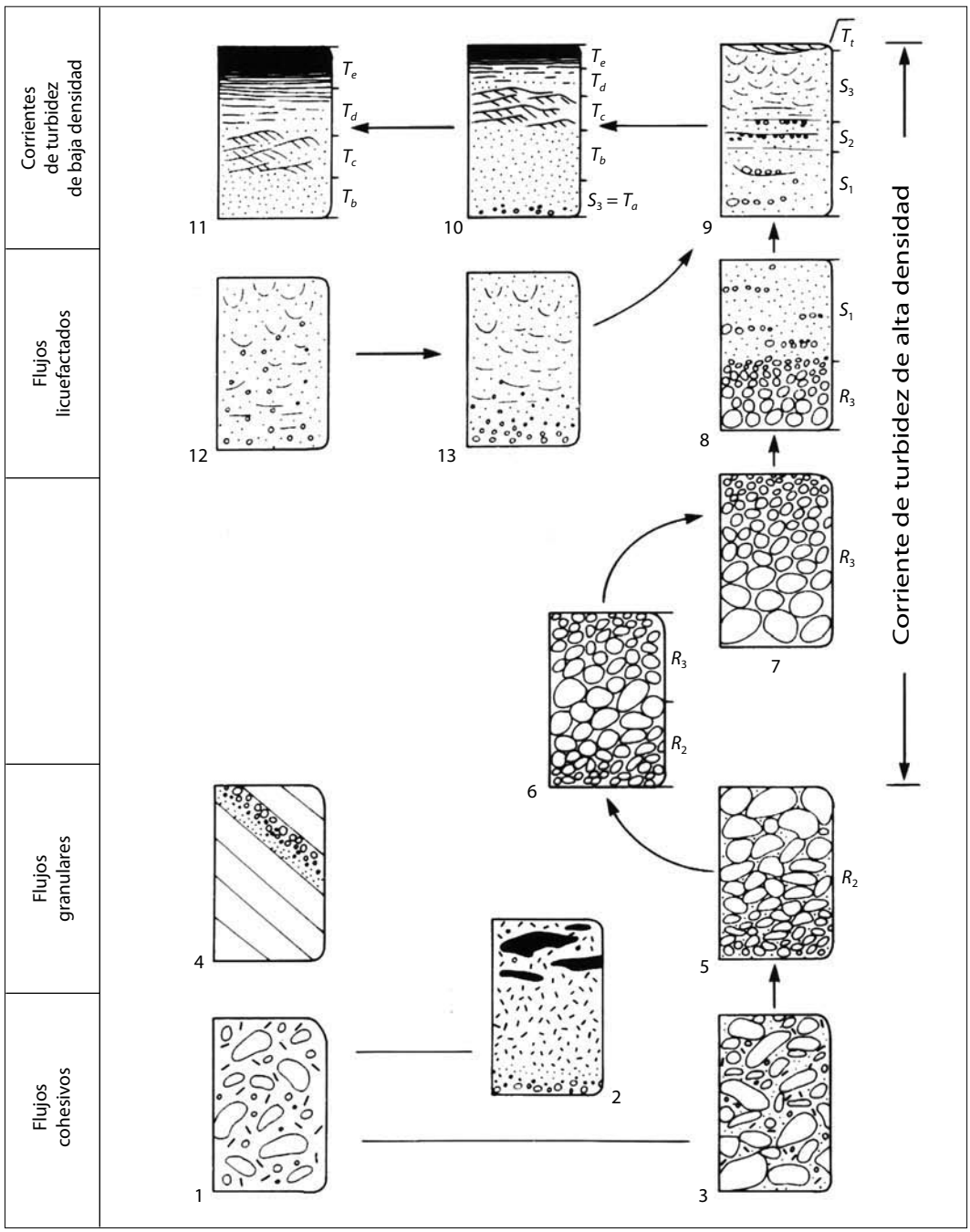


Figura 5.15. Tipos de depósito y fábricas características generadas por los flujos gravitativos de sedimento (1-13). El caso 11 corresponde a sedimentos completamente transportados por un flujo turbulento de tipo newtoniano que genera secuencias de tipo «Bouma» (T_a-T_e). En otros casos (6-13) los flujos son de alta densidad con interacción de los sedimentos de grava (R_2-R_3) o de los tramos arenosos con algunos clastos dispersos (S_1-S_3). Las líneas de conexión son conceptuales. Las uniones sin flecha corresponden a dos casos extremos conocidos, con algunos pasos intermedios supuestos. Las flechas indican los casos extremos de una variación procesual transicional. Modificado de Lowe, 1982.

Estas dos categorías generales, flujos de detritos *(debris flows)* y flujos fluidales *(fluidal flows)* pueden subdividirse todavía más atendiendo la importancia relativa durante el período de transporte, los procesos de sustentación de las partículas. Así, se pueden dividir en:

a) Flujos granulares *(grain flows)*.
b) Flujos fluidizados *(fluidized flows)*.
c) Flujos licuefactados *(liquefied flows)*.
d) Corrientes de turbidez *(turbidity currents)*.
e) Coladas de fango y/o detritos *(mud flows, cohesive debris flows* o *debris flows)*.

Así, el mecanismo iniciador del movimiento de los flujos gravitativos de sedimento corresponde a una vibración, temblor o impacto en una zona de topografía acusada, a partir del cual empiezan a deslizarse los flujos, la detención de éstos también se realiza de una manera un tanto particular y bastante brusca.

En principio existen dos mecanismos principales responsables de la sedimentación en los flujos. Por un lado en los flujos fluidales las partículas tienden a acumularse individualmente a partir de las formas de fondo *(bed forms)* mediante las que se trasladan *(formas tractivas)* o indirectamente por la acumulación de la carga en suspensión. En los flujos plásticos, que se van deformando a medida que se trasladan *(debris flows),* las partículas se depositan en masa por cuajamiento (*engelamiento* o congelación) que se puede deber a un incremento de la fricción entre las partículas *(frictional freezing)*.

Se propone una figura (basada en unos gráficos realizados por Le Fournier, 1981), donde queda reflejado el carácter dominantemente laminar o turbulento de los diferentes tipos de flujos gravitativos de sedimento (figura 5.16). Aquí sólo se trata de los flujos gravitativos de se-

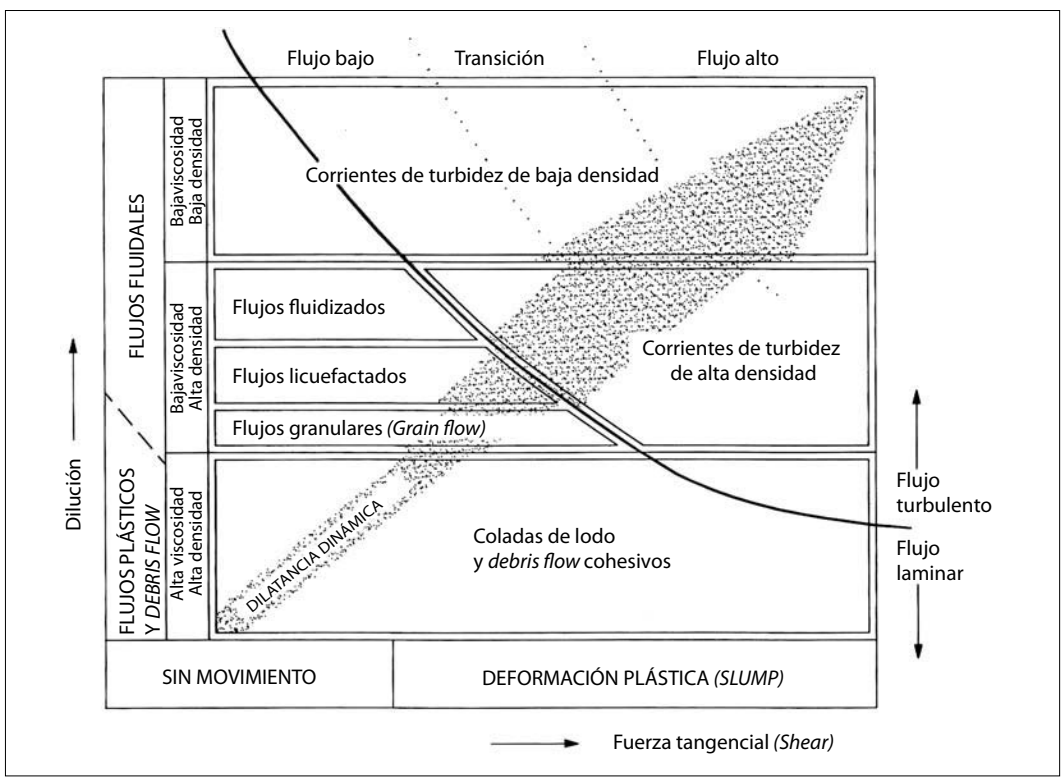


Figura 5.16. Esquema conceptual de las relaciones entre los diversos tipos de flujos gravitativos de sedimento. La dilatancia dinámica se va incrementando significativamente en el sentido de la flecha mayor (Le Fournier, 1981, comunicación personal). Modificado de Colombo y Marzo, 1987.

dimento, susceptibles de contribuir a la formación de los abanicos aluviales y que corresponden a algunos tipos de flujos granulares, y sobre todo a los flujos de coladas de fango y/o de derrubios. Según su comportamiento, los flujos pueden caracterizarse por ser de alta densidad y alta viscosidad, de alta densidad y baja viscosidad (figura 5.17), y de baja densidad y baja



Figura 5.17. Tramo conglomerático constituido por clastos redondeados con una selección relativamente buena, entre los que destacan algunos mayores. La presencia de un clasto (bloque) de gran tamaño, elevado con respecto a la base, sugiere que los materiales han sido transportados por un flujo tractivo, turbulento y de alta densidad. El acusado redondeamiento del bloque sugiere que se trate de un gran clasto reelaborado de un episodio conglomerático anterior (clasto de segunda generación).



Figura 5.17a. Depósito arenoso en el que se encuentran alineados diversos clastos de segunda generación. La estratificación cruzada indica un transporte tractivo, hidráulico, turbulento y con una alta densidad.



Figura 5.17b. Megaclasto con más de dos metros de diámetro máximo que flota en un depósito arenoso con estratificación cruzada. El contexto sugiere que ha sido acumulado mediante un transporte tractivo, hidráulico, turbulento y con una alta densidad.



Figura 5.17c. Los grandes clastos, inmersos en materiales arenosos, están alineados sobre una discontinuidad erosiva. Esta facies sugiere un transporte tractivo, hidráulico, turbulento y con una alta densidad.



Figura 5.17d. La acumulación de clastos *(cluster)* en un contexto arenoso con estratificación cruzada indica un transporte muy energético, tractivo, hidráulico, turbulento y con una alta densidad.

viscosidad. En contexto subaéreo, en el que se desarrollan predominantemente los abanicos aluviales, excepto las corrientes de turbidez *(sensu stricto),* se pueden desarrollar los diferentes tipos de flujos ya mencionados. Ahora bien, los depósitos, las facies y asociaciones de facies generadas por los flujos fluidificados, los flujos licuefactados y las corrientes de turbidez, son tratados en otros capítulos de este libro.

Se ha tenido conocimiento de la actividad de un volcán de fango *(mud volcano)* que sigue activo en la actualidad (2008) y que se desarrolla como consecuencia de la reciente perforación (2006) de un pozo de prospección de gas en la isla de Java *(Lusi mud volcano)*. Parece ser que el objetivo de la perforación era un profundo tramo de areniscas con trazas de gas, recubierto por un continuo nivel de calizas. El primer tramo de la perforación se realizó con un entubado de acero mientras que la parte inferior se realizó sin entubar. Cuando la sonda perforó las calizas y el nivel de gras, se produjo una descompresión súbita de los niveles confinados que estaban a alta presión, eso condicionó una fluidificación y licuefacción de los niveles superiores constituidos por una alternancia de fangos y arenas. El flujo arrastrado por el brusco escape de gas fue ascendiendo hacia la superficie, primero por la traza del pozo y luego por fisuras laterales que se fueron abriendo rápidamente. Así, se produjo la aparición en superficie de un volcán de fango con una descarga diaria variable entre 7.000 y 150.000 m^3 a una temperatura media de 100 °C. Esto ha ocasionado una catástrofe de gran magnitud, con desgracias personales (trece vidas) y grandes pérdidas materiales (Davies, 2007). Actualmente existe un lago de fango que ocupa casi 20 hectáreas con una profundidad media del orden de 20 m que se extiende sobre una zona habitada (asentamientos y campos de cultivo). Este es un caso de fluidificación-licuefacción de sedimentos producida por la actividad humana, en un contexto no marino.



Figura 5.18. Depósitos actuales de flujo granular *(grain flow)* generados por diversos episodios de acumulación. Estos quedan resaltados por sus límites nítidos en los que se encuentran las granulometrías más gruesas. El martillo señala la parte mas distal de uno de esos episodios granulares.



Figura 5.18a. Episodios de flujo acuoso con gran cantidad de carga tractiva arenosa y diversos tipos de detritos orgánicos. Los límites precisos de los diversos depósitos sugieren que el agua, que se infiltra bruscamente debido a la alta permeabilidad de los materiales arenosos infrayacentes, no tiene capacidad de removilizar los materiales ya acumulados. Se produce, por tanto, una marcada acreción arenosa.

Flujos granulares

En este tipo de flujos *(grain flows)* las partículas se mueven libremente a partir de la presión dispersiva generada por las sucesivas colisiones e impactos entre las propias partículas. Cuando las partículas son de granulometría arena, los flujos sólo pueden desarrollarse en medios subacuáticos a partir de pendientes variables entre 18° y 20° de inclinación, depositando capas unitarias del orden de 5 cm de grosor. En medios sedimentarios subaéreos han sido citados en zonas y episodios de acumulación eólica y con pendientes del orden de 25°-35°. Cuando estos flujos se deslizan sobre una pendiente, se siguen moviendo hasta que las primeras partículas inciden sobre una superficie plana o con una acusada pendiente menor. Entonces se produce una congelación *(freezing, engelamiento)* del movimiento que avanza rápidamente en sentido retroactivo hacia la parte posterior del flujo. Los depósitos no muestran ninguna forma de acumulación característica, sino que corresponden a la detención del mismo flujo que estaba siendo transportado (figura 5.18).

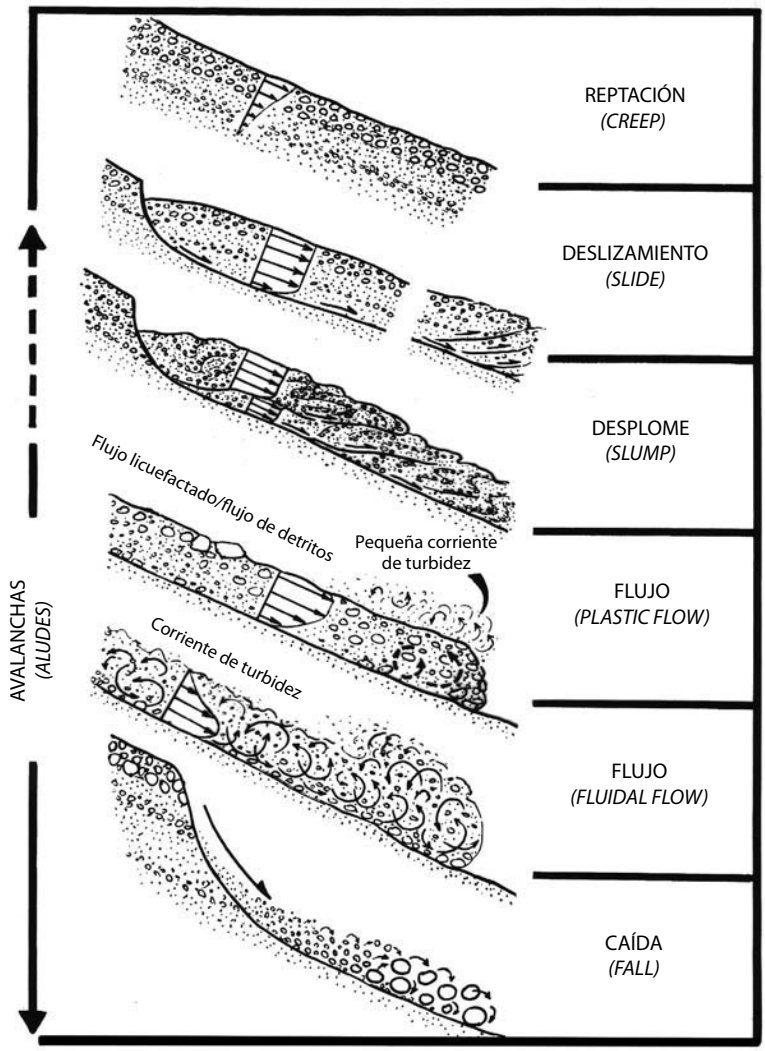


Figura 5.19. Esquema conceptual de los diversos tipos de procesos relacionados con flujos gravitativos de sedimento que se movilizan a favor de pendientes pronunciadas. Los perfiles de velocidades son esquemáticos. Con la denominación de avalanchas se engloban diversos procesos que incluyen algunos desplomes (colapsos, *slumps*) y deslizamientos. Modificado de Nemec, 1990.

Cuando los materiales granulares tienen granulometría grava, las pendientes necesarias para su deslizamiento deben ser algo mayores y el grosor del depósito también debe ser mayor (figura 5.19). El mecanismo de detención de los flujos granulares, independientemente de su granulometría, corresponde a un cuajamiento friccional. La fábrica de los depósitos resultantes es soportada por los clastos *(clast o grain supported)* y muestra por lo general una gradación granulométrica inversa (Lowe, 1982). Los depósitos corresponden a diversos episodios circulantes por las caras de avalancha tanto en régimen subaéreo como en régimen subacuático, y por lo general muestran una disposición en ángulo de reposo y una cierta tendencia granulométrica negativa.

Flujos de fango y/o detritos

Los flujos de este tipo *(mass flows, mud flows, debris flows)* transportan las partículas y la matriz de forma masiva. Los flujos de detritos desarrollados en contextos subaéreos, caracterizados por una gran cantidad de carga sólida en relación al volumen total del flujo, se comportan como una masa única de agua y sedimentos. Los flujos de detritos que acostumbran a mostrar una fase continua que corresponde a agua y lutitas y una fase discontinua que corresponde a los clastos acarreados (Brea *et al.*, 2005), tienden a comportarse como un flujo plástico tipo Bingham (Middleton y Southard, 1978) antes que como un flujo fluidal. El transporte se efectúa mediante la cohesión mostrada por una matriz constituida por una mezcla de agua y sedimento, antes que por una presión dispersiva originada por la colisión entre los fragmentos granulares (Middleton y Hampton, 1976; Lowe, 1982; Johnson, 1970; Hampton, 1975, 1979; Rodine y Johnson, 1976; Johnson y Rodine, 1984; Takahashi, 2007). De esta manera, la cohesión entre las partículas que forman la matriz implica el comportamiento no newtoniano del flujo. Así, se necesita un esfuerzo inicial *(esfuerzo de cedencia, yield stress),* necesario para iniciar el movimiento del conjunto del flujo.

Dependiendo de la proporción de la matriz con respecto a los clastos, se pueden encontrar dos extremos de una gradación casi continua. Desde los depósitos en que los grandes bloques se hallan suspendidos totalmente por la matriz cohesiva (figura 5.20) lutítica, hasta aquellos en los que existe una gran cantidad de clastos lubricados por una matriz lutítica situada entre los mismos *(debris flows)*. Evidentemente en la denominación de esa «matriz lutítica» caben casi todas las posibilidades, desde una matriz constituida por lutita en una proporción muy elevada, hasta el extremo de que esa matriz sea arenosa o con un porcenta-



Figura 5.20. Depósito de flujo masivo *(debris flow)* generado mediante un transporte en masa por un flujo altamente viscoso y de alta densidad (ver figura 5.24a). Los clastos se hallan dispersos en una matriz lutítico-arenosa que favorece su flotabilidad y transporte.



Figura 5.20a. La disposición verticalizada del clasto carbonatado inmerso en una matriz lutítica sugiere que fue transportado y acumulado en esa posición, en un contexto en el que el clasto quedó soportado por la alta viscosidad del flujo lutítico. El lápiz de carpintero tiene una longitud de 20 cm.



Figura 5.20b. Conglomerado desorganizado. Se aprecian dos niveles que sugieren diferentes episodios de flujo masivo *(debris flows)* superpuestos.

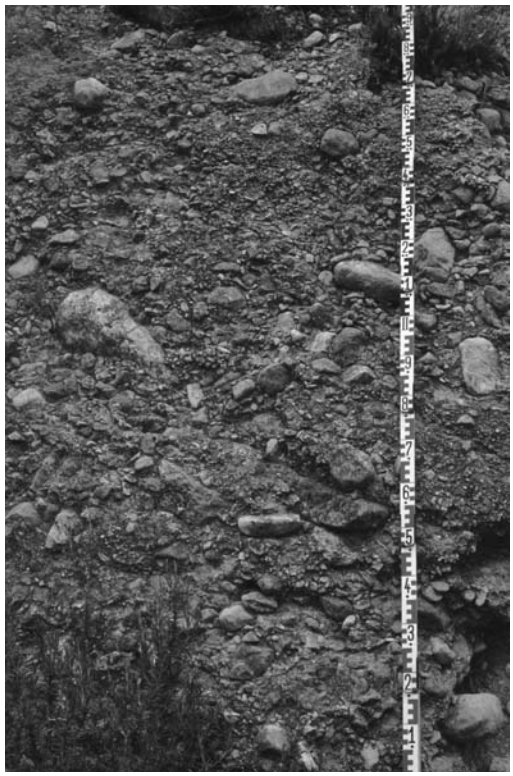


Figura 5.21. Depósito conglomerático masivo con fábrica matrizsoportada (véase figura 5.24b). La matriz predominantemente lutítica ha favorecido la lubricación de los clastos durante su período de transporte. El redondeamiento de los clastos sugiere que proceden de la removilización de un conglomerado anterior. Mira taquimétrica como escala.



Figura 5.21a. Depósito conglomerático masivo con fábrica clastosoportada (véase figura 5.24b). La matriz lutítica debe haber favorecido la lubricación de los clastos durante su período de transporte.

je de clastos muy elevado y de pequeño tamaño que, a su vez, también sea lubricada (figura 5.21) por lutitas dispersas. Por tanto, para que se produzca el movimiento de unos materiales de ese tipo se necesita un mecanismo de flotabilidad, en este caso la cohesión de la matriz, que sea capaz de soportar a los clastos y que éstos puedan ser transportados en masa sin que se produzcan, en la mayoría de los casos, fenómenos de colisión entre los mismos.

Para que estos flujos se empiecen a generar se necesita, un área fuente con suficientes materiales detríticos como para constituir un flujo. En segundo lugar, se necesitan unas zonas de acopio de esos materiales en pendientes topográficas abruptas, y en tercer lugar, se precisa un mecanismo que sea capaz de iniciar el movimiento. Este último puede corresponder a lluvias prolongadas y/o muy violentas que incidan sobre la zona de acumulación de materiales (Beaty, 1970; Bull, 1972, 1977; Hampton, 1975, 1979; Wasson, 1977), y éstos empiezan a moverse a medida que van empapándose en agua y superándose el coeficiente de rugosidad de los materiales. Esto correspondería a fenómenos que afectan a los materiales acumulados superficialmente sobre una pendiente topográfica. En otros casos, un deslizamiento previo puede generar una presa natural que actúa como dique que puede retener una gran cantidad de sedimentos. La ruptura de la presa puede ocasionar la remoción de los sedimentos acumulados que, en ocasiones, puede corresponder a un volumen de gran magnitud (Saula *et al.*, 2002).

Tipos de comportamiento

En períodos recientes se ha podido comprobar que existen algunas coladas de detritos que cambiaban de comportamiento, a medida que iban descendiendo por la ladera. Así, en un caso concreto de las inundaciones de 1982 en Cataluña (Corominas *et al.*, 1988; 1990), el deslizamiento empezó de una forma rígida a partir de una zona de ruptura rotacional situada en la subsuperfície, con la formación de contactos netos por fractura con respecto a los materiales encajantes laterales. Estos contactos, además, mostraban la existencia de estrías de falla en los dos labios de la fractura. Se originaron también unos diques laterales causados por un cierto desbordamiento a partir del momento que se produjo la ingestión importante de aguas subterráneas. En un cierto momento se observó un cambio de comportamiento, pasando del tipo rígido inicial a uno fluidal hacia la parte más baja y externa de la colada. Cuando el comportamiento fue rígido, la colada efectuó trabajos de erosión basal, mientras que en su período de comportamiento fluidal se adaptó a las irregularidades preexistentes sin necesidad de efectuar ninguna erosión. Este es un caso bastante reciente, similar al del deslizamiento de Olivares en la provincia de Granada, realizado en abril de 1986 (Chacón y López, 1988), en el que a partir de un deslizamiento rígido, se produjo un cambio a comportamiento fluidal hacia el final del episodio de flujo. Es evidente, también, que sólo se puede considerar como flujo masivo a las partes fluidales y finales de los descritos anteriormente. Es interesante poder constatar que también muchos de los flujos masivos responsables de la generación de los abanicos aluviales se pueden haber originado inicialmente por fenómenos de caída, que luego evolucionan en sentido distal a flujos verdaderamente masivos.

Se han citado (Sharp y Nobles, 1953) velocidades de traslación de los flujos de barro *(coladas de lodo, mud flows),* que varían entre 0,3 m/seg y 4,35 m/seg. La velocidad varía con las características de rugosidad de la superficie del terreno sobre el que circulan los flujos masivos, con el ángulo de la pendiente topográfica y con la fluidez interna del flujo. Esta fluidez, a su vez depende de la densidad, de la viscosidad, de la carga y del espesor de las unidades de flujo. Así, los rangos de velocidades son característicos de determinados flujos y podrían variar de unos flujos a otros (Takahashi, 2007).

Se puede determinar el rango de velocidades en función de la pendiente, de la viscosidad, del espesor del flujo y de su densidad (Sharp y Nobles, 1953), mediante la relación:

$$U = (d \times g \times \text{sen } B \times h^2)/u^2 \qquad (5.16)$$

donde U es la velocidad superficial, d es la densidad del flujo masivo, g es la constante de la aceleración gravitatoria, B es el ángulo de la inclinación de la pendiente, h corresponde al espesor del flujo y u corresponde al coeficiente de viscosidad. Los flujos varían desde los mas lentos con velocidades de pocos centímetros por hora, hasta los mas rápidos que llegan a alcanzar velocidades del orden de hasta 60 km/h (Curry, 1966).

Una de las características más citadas de este tipo de flujos es que su comportamiento debe ser fluidal en régimen laminar, tal como parecen atestiguar la presencia de materiales muy finos y friables colocados de una manera más o menos paralela a la base de los depósitos y englobados por éstos (Bull, 1972; Johnson, 1970; Fisher, 1971). Ahora bien, eso implica que este tipo de flujos se adapte siempre a las irregularidades preexistentes del terreno sobre el que circula.

Por otro lado, se conoce que algunas coladas de tipo masivo pueden llegar a tener un cierto comportamiento turbulento. Tiempo atrás ya se había sugerido (Enos, 1977) la posibilidad de que muchos flujos de tipo cohesivo podían haber sido turbulentos en algún estadio de su evolución, ya que mostraban clastos enormes en relación al tamaño de las partículas restantes

que implicaban la existencia de otras fuerzas superiores a las de flotabilidad y cohesividad de la matriz. Se han descrito algunos ejemplos en estado fósil de flujos que muestran comportamientos de este tipo (Colombo, 1980; Nemec y Steel, 1984), con la particularidad de que según sea el tipo de materiales que transporten y, finalmente, según sea su contenido en agua se podrán comportar más o menos turbulentamente. Así, este tipo de flujos puede tener comportamiento laminar y/o comportamiento turbulento, con la particularidad de adaptarse al sustrato o de erosionarlo y, por tanto, con la posibilidad de transportar únicamente los materiales originales o también pueden ir ingestando otros por la zona de tránsito.

En los lugares donde se han descrito fenómenos coetáneos parecidos, se ha podido constatar que los materiales de las coladas de detritos con comportamiento predominantemente laminar, transportan la mayoría del material (por ejemplo, árboles y vegetación) sin una moción significativa de su posición original relativa. En cambio en su parte delantera muestran un funcionamiento en forma de rodillo (muy similar al movimiento frontal de las orugas de un tractor de cadenas), que remueve e ingesta el material preexistente y posibilita que el material que le sigue se adapte a las irregularidades del terreno. Cuando la colada ha ido descendiendo por una ladera, en principio tiene una forma de gran gota con un grosor importante en la parte central, que posibilita el desbordamiento local de la misma. Estos desbordamientos, en contacto con el encajante se detienen rápidamente, y la «gota» sigue su propia trayectoria abandonándolos. Constituyen unos diques laterales *(levees, albardones)* característicos (figura 5.22) donde se van depositando materiales, que a la larga condicionan una pérdida importante del volumen de la «gota» deslizada. Representan, por tanto, una disminución significativa del grosor de la colada a medida que ésta se desplaza. Cuando se produce la detención de la colada, lo primero que se detiene de una manera brusca es la parte frontal. Ese frente, que puede tener una disposición planimétrica más o menos redondeada va cambiando a una morfología lobulada y cada uno de esos pequeños lóbulos, generados por una pequeña continuación selectiva del movimiento de traslación, muestra una cierta imbricación de los materiales clásticos. Esto se debe a que cuando la parte frontal se ha detenido, los materiales que le siguen todavía mantienen un movimiento de traslación y se generan pequeños planos de cizalla obli-

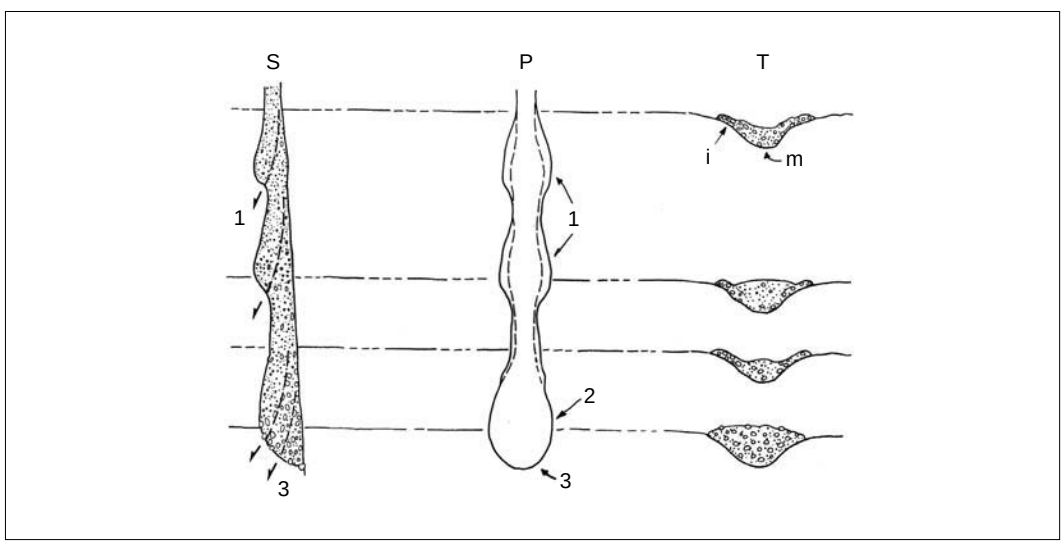


Figura 5.22. Representación idealizada del movimiento de un flujo de detritos (*debris flow*). 1) Oleadas (*surges*); 2) lóbulo; 3) cabeza (gota); S) sección longitudinal; P) planta; T) sección transversal; i) depósitos laterales; m) depósitos medios. Los trazos gruesos indican planos de discontinuidad que se generan una vez se ha detenido la cabeza, por el empuje de los sedimentos todavía en moción que vienen por detrás, y posibilitan la formación de oleadas. Los trazos más finos (P) indican la traza del movimiento de la oleada generadora del lóbulo frontal. Modificado de Johnson, 1970.



Figura 5.22a. Detalle de la parte frontal de una pequeña colada de fango detenida en una zona donde existe un cambio brusco de pendiente. El aspecto de gota indica que todavía existía un cierto volumen de sedimentos en movimiento cuando la parte frontal se detuvo.



Figura 5.22b. Detalle de la parte frontal de una pequeña colada de fango detenida en una zona donde existe un cambio brusco de pendiente. El aspecto alargado indica que casi todo el flujo ya se había acumulado y solo existía una cantidad muy pequeña de sedimentos residuales en movimiento.



Figura 5.22c. Detalle de la zona del pequeño cauce por el que se ha deslizado una pequeña colada de fango. Hay que resaltar la presencia de los albardones *(levees)* generados cuando el flujo de barro desbordaba el pequeño cauce. Posteriormente un pequeño flujo acuoso ha reutilizado el cauce excavándolo.



Figura 5.22d. Aspecto general de una pequeña colada de fango desarrollada en un desmonte arcilloso que corresponde a la cuneta de una carretera en construcción. Se aprecia la zona de desprendimiento de materiales resaltada por los restos de una cicatriz. El cauce muestra los albardones característicos y una pequeña incisión posterior. La zona de acumulación coincide con una ruptura significativa de la pendiente. Tanto los contactos nítidos del depósito, como su forma y distribución sobre las irregularidades preexistentes, sugieren un transporte predominantemente laminar.

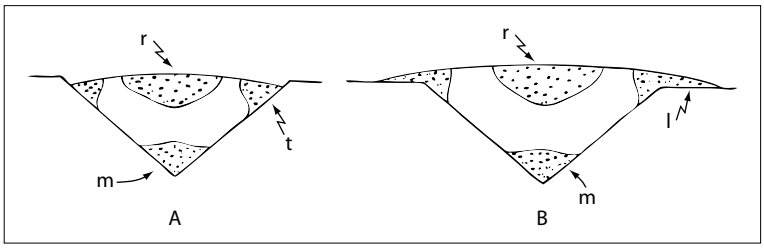


Figura 5.23. Secciones esquemáticas de un flujo masivo *(debris flow)* que se transporta mediante un cauce con sección en V: *A*) el flujo se halla confinado dentro del cauce del canal; *B*) el flujo desborda al canal; r) depósitos rígidos (tapón, *plug*); t) depósitos laterales; m) depósitos medios; l) depósitos laterales. Modificado de Middleton y Hampton, 1973; Johnson, 1970.

cuos que posibilitan la transferencia de material desde atrás hacia delante (figura 5.23). Este es un proceso similar al de las oleadas de detención descritas tanto en condiciones subaéreas (Hsü, 1975; Takahashi, 2007) como en condiciones subacuosas (Lowe, 1982).

Depósitos generados

Las fábricas de estos depósitos pueden ser totalmente desorganizadas con los clastos de mayor tamaño dispersos en el seno de una matriz predominantemente arcillosa (figura 5.24a). En algunos casos los clastos mayores muestran una fábrica localmente soportada por los clastos, y la matriz, que puede llegar a ser del orden del 5% del total del flujo por unidad de volumen (Lowe, 1982), incrementa la flotabilidad de los clastos y los lubrica para posibilitar su transporte. Los depósitos de este tipo muestran una fábrica claramente soportada por los clastos con una proporción variable y pequeña de matriz arcillosa (figura 5.24b). En otros casos las fábricas pueden sugerir algún tipo de fuerzas que actuaban durante el transporte sobre las partículas, abarcando desde presiones dispersivas originadas por los impactos de los clastos entre sí (posible gradación inversa), hasta condiciones de flotabilidad causadas probablemente por vórtices de turbulencia localmente intensa que van declinado (gradación granulométrica con tendencia positiva). En algunos casos cuando las condiciones de turbulencia son muy intensas y a la vez existe una carga tractiva muy importante (caso situado prácticamente en el límite entre los flujos masivos y los flujos tractivos), puede producirse una separación de fases en la que los materiales más gruesos se depositen normalmente con una gradación granulométrica positiva en las zonas basales del depósito. Los materiales de granulometría más fina, pero en una proporción muy alta, sufren un proceso de cuajamiento que implica una congelación de toda la dispersión sin que exista la posibilidad de una selección granulométrica. Se han citado algunos ejemplos (Lowe, 1982; Ghibaudo, 1992) de este tipo de depósitos con (figura 5.24c) disposición bipartida.

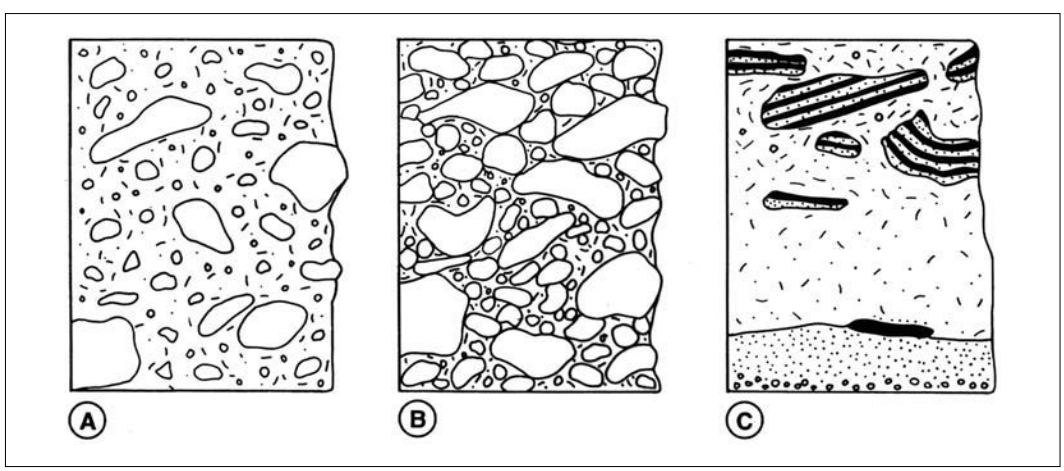


Figura 5.24. Depósitos cohesivos: *A*) Depósito masivo, con fábrica soportada por la matriz. Los clastos han sido transportados flotando en la matriz cohesiva. *B*) Depósito masivo con fábrica clasto soportada. Los elementos han sido lubricados por una matriz lutítica cohesiva, sin soporte flotante. *C*) Depósito estratificado con un segmento inferior depositado a partir de la suspensión de sedimentos dispersos en la parte interior de un flujo cohesivo y turbulento. Le sigue un congelamiento (cuajamiento, engelamiento) de la parte alta ocasionando que los elementos mayores queden suspendidos e impidiendo su asentamiento *(settling),* y comportándose como la porción rígida del flujo cuando se produce la acumulación de la capa suspensiva inferior. Modificado de Lowe, 1982.

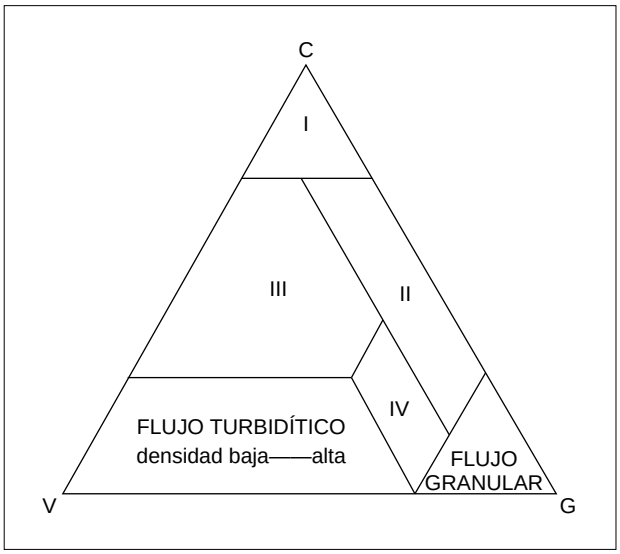


Figura 5.25. Clasificación de los flujos en función de su comportamiento característico: C) cohesivo-plástico; V) viscoso-fluido; G) granular-colisional. Existen diversos tipos de flujos de detritos (debris flows): I) plásticos, II) ricos en clastos, III) pseudo plásticos, IV) pseudo plásticos con carga inercial. Los flujos turbidíticos se hallan muy restringidos a una zona intermedia entre los flujos granulares y los fluidos-viscosos. Modificado de Shultz, 1984.

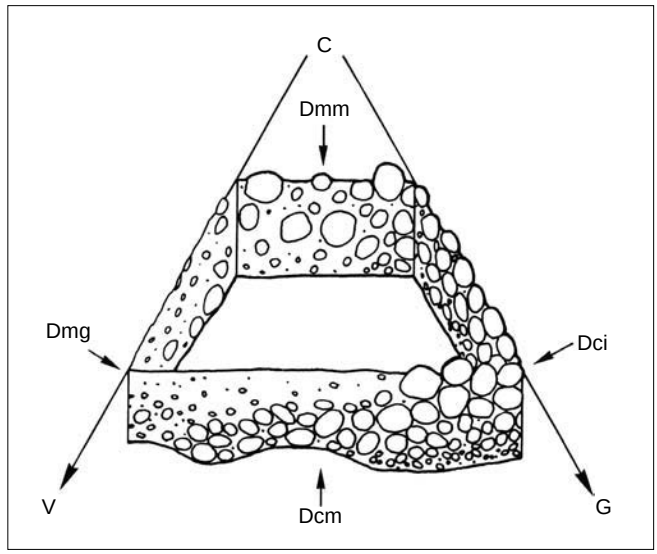


Figura 5.26. Diferenciación de los depósitos (diamictitas) generados por los flujos de detritos (debris flows) en función de su empaquetado (esqueleto, empacado) y gradación granulométrica. Dmm, masivo y soportado por la matriz; Dmg, soportado por la matriz y con gradación inversa-normal; Dci, clastosoportado y con gradación granulométrica inversa; Dc, masivo y clastosoportado. Modificado de Shultz, 1984.

Las fábricas de este tipo de depósitos de colada de detritos pueden mostrar varios tipos de gradaciones (figura 5.25), así como bases claramente erosivas y alguna estratificación interna, de manera que todo esto sugiere que durante el transporte los materiales han pasado por diversos estadios (Shultz, 1984) en los que la turbulencia podría ser muy importante. Esto correspondería a flujos muy densos en los que la alta concentración de partículas, condiciona un comportamiento de tipo masivo (figura 5.26). En estos depósitos existen signos evidentes de que el transporte no se ha realizado de una sola vez para un episodio determinado, sino que la existencia de delgadas capas de areniscas conglomeráticas parecen indicar detenciones momentáneas de las coladas, con la posibilidad de que exista algún pequeño retrabajamiento superficial a cargo de corrientes acuosas tractivas de escasa entidad. Este retrabajamiento acuoso puede ser muy importante cuando los períodos de detención de las coladas son muy largos o después de la detención de la colada y antes de la deposición del siguiente episodio masivo (figura 5.27). Además la gradación granulométrica vertical positiva-negativa se repite varias veces, hasta acabar aproximadamente con una gradación negativa-positiva a techo de los depósitos. Todo ello, junto con la mala selección de la matriz, así como la gran abundancia de clastos, sugiere la existencia de algunas oleadas internas tal como las descritas anteriormente (Nemec y Steel, 1984).

También existen depósitos bastante masivos en los que se puede reconocer su base claramente erosiva, la presencia de una estratificación cruzada muy difusa resaltada por las alineaciones de grandes clastos intercalados con otros de menor tamaño, la presencia (figura 5.17) de grandes clastos *(clastos fuera de escala, outsized clasts),* así como una difusa gradación granulométrica positiva a gran escala, sugieren la existencia de flujos muy densos, altamente turbulentos (figura 5.28) y con una competencia muy grande (Postma y Roep, 1985). En este caso, sólo la geometría a gran escala del depósito, así como sus equivalencias laterales y algún tipo específico de facies, permitirían diferenciarlo de los depósitos de arroyada en manto *(sheet flood)* de alta energía que localmente pueden mostrar algún tipo de encajamiento *(sheet flood, stream flood),* ampliamente descritos en la literatura (Bull, 1972, 1977; Heward, 1978).

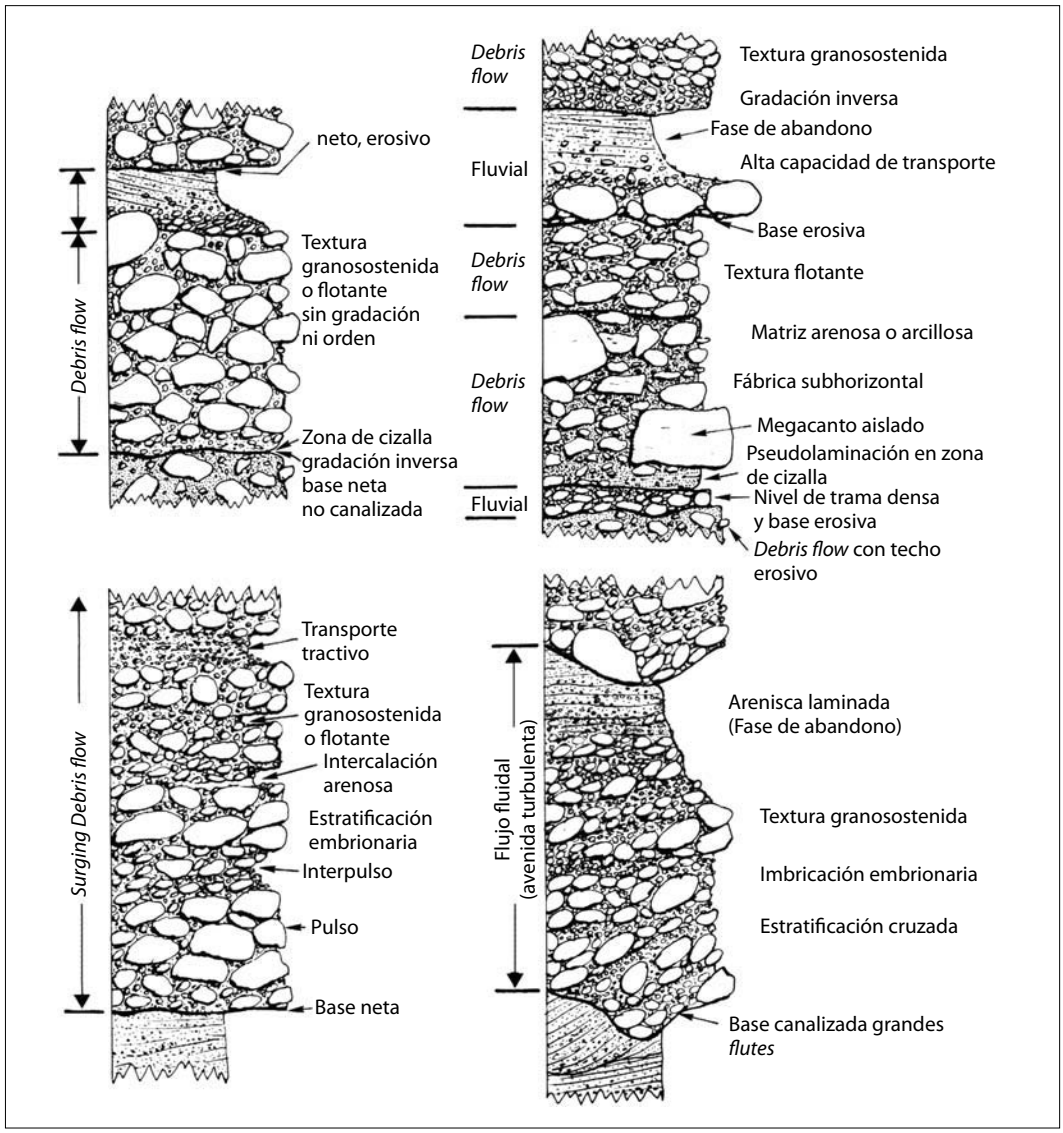


Figura 5.27. Principales características que muestran los depósitos masivos *(debris flow)* y otras facies asociadas. Las potencias pueden variar entre pocos decímetros y algunos metros. Modificado de Nemec y Steel, 1984.

En condiciones especiales, este tipo de flujos puede acarrear grandes cantidades de carga sólida y a medida que desciende por los cauces, su comportamiento puede ir cambiando, y puede pasar desde flujos de alta densidad (figura 5.30) con comportamiento casi plástico a flujos de baja densidad con comportamiento fluidal. Esto, que es frecuente en contextos subacuosos (Sohn *et al.*, 2002), también se puede realizar en ambientes subaéreos. Así, el cambio desde flujos de detritos a flujos fluidales con características de tipo fluvial se realiza de una manera transicional (Johnson y Rodine, 1984; Hooke, 1987; Takahashi, 2007). Eso implica que en el registro geológico se puedan encontrar, prácticamente en la misma isócrona, asociaciones de facies diferentes que correspondan a sus equivalentes laterales, sugiriendo que el flujo durante su emplazamiento ha sufrido importantes transformaciones. Los flujos de detritos se originan, dependiendo de la disponibilidad de detritos y de la cantidad de agua necesaria, a partir de un deslizamiento *(landslide)* y/o un desmoronamiento *(slump)* masivo que, con un movimiento rotacional, se va fragmentando y agitando (batiendo) internamente, hasta convertirse en un masa parecida a la del hormigón *(concreto)* en la que la incorporación de agua in-



Figura 5.28. Nivel conglomerático con clastos de tamaños diversos y fábricas que varían desde clastosoportadas a matrizsoportadas. La mala selección, la variación de las fábricas, y sus límites nítidos y planos que parecen delimitar unidades de aporte con potencia similar a la del clasto mayor, sugieren episodios de alta energía en un contexto de flujo denso y de alta turbulencia. Corresponde probablemente a capas planas *(plane beds)* de alto régimen de flujo en un contexto de alta energía. El lápiz tiene 12 cm.



Figura 5.28b. Unidades conglomeráticas con tendencia vertical granodecreciente. Es notable la disposición horizontal de los niveles de conglomerados desorganizados. Estas características sugieren que las gravas fueron transportadas por corrientes turbulentas, de gran energía, corta duración y alta densidad.



Figura 5.28a. Visión general de la situación del tramo descrito anteriormente. Es remarcable la disposición de las unidades menores en forma de capas planas.



Figura 5.28c. Horizontes conglomeráticos con tendencia vertical granodecreciente. Es muy característica la disposición casi horizontal de los niveles de conglomerados desorganizados resaltados por unas bases erosivas planares. Estas características sugieren que las gravas fueron transportadas por corrientes turbulentas, de gran energía, y corta duración. La alta densidad del flujo queda sugerida por la disposición de los clastos mayores *(out-sized clasts),* situados bastante por encima de la cicatriz erosiva basal.



Figura 5.28d. Visión detallada de los niveles conglomeráticos ya descritos (figura 5.28c). Hay que resaltar la cierta desorganización de los conglomerados y su marcado carácter poligénico y polimodal. Que los clastos más duros (cuarcitas) presenten una morfología más redondeada que los más blandos (pizarras) sugiere un retrabajamiento de conglomerados anteriores (clastos de segunda generación).



Figura 5.29. Tramo conglomerático con clastos mal seleccionados y gran cantidad de matriz arenoso-lutítica. La fábrica matrizsoportada sugiere un flujo denso, pero los clastos mayores separados de la discontinuidad basal sugieren algún episodio turbulento y de corta duración. Corresponde a un flujo masivo de alta densidad y baja viscosidad que acarrea clastos rodados, probablemente de segunda generación.

crementa la presión de fluido en los poros del material. También se originan a partir de una papilla *(slurry)* de agua y lutitas (limos y arcillas) que va erosionando el canal por el que circula, de manera que va incorporando materia sólida hasta que los materiales granulares alcanzan una proporción del 80-90%.

Durante el transporte casi no se efectúa ningún tipo de selección granulométrica excepto la que se produce en las ondas internas de los flujos algo más fluidales, caracterizadas por mostrar una parte frontal con una gran acumulación de los materiales clásticos de granulometría más gruesa. Como que la densidad de la masa en movimiento es muy parecida a la de los clastos que acarrea, esta puede llegar a transportar clastos con un diámetro muy similar al de la potencia máxima del flujo. Dependiendo de la cantidad de materiales de granulometría fina implicados, estos flujos pueden tener fábricas matriz-soportadas cuando los flujos son muy densos, y fábricas clasto-soportadas cuando su comportamiento es marcadamente fluidal. Los estudios experimentales (Van Steijn, 1988; Van Steijn y Coultard, 1989) indican que en las partes laterales de los flujos las partículas muestran una orientación groseramente dirigida aguas abajo, mientras que en los lóbulos terminales la orientación de los clastos es aleatoria.

Los flujos de barro *(mass flows, mud flows)* también se mueven como flujos más o menos rígidos *(plug)* mediante ondas relativamente regulares y tienden a formar depósitos lobulados sobre superficies planas o suavemente inclinadas. En su movimiento de traslación, a diferencia de los que sucede con los flujos de detritos, pueden ir incorporando tal cantidad de agua que se convierten en papillas *(slurries)* que pueden pasar transicionalmente a flujos masivos (hiperconcentrados) con comportamiento turbulento. Así, los depósitos tienen aspecto de abanicos con alguna selección granulométrica y una estratificación interna poco desarrollada y muy incipiente.

En la quebrada de Humahuaca (Jujuy, Argentina) se producen con una cierta asiduidad grandes episodios de flujos masivos, canalizados a través de un valle importante que pueden llegar a movilizar hasta tres kilómetros cúbicos de materiales (Harrington, 1954; Polanski, 1966; Spalletti, 1972). En los sistemas aluviales confluentes también se producen episodios muy intensos de descargas acuosas y de sedimentos que pueden llegar a constituir abanicos aluviales específicos, como el de Volcán (Spalletti, 1972). Existe un sistema de distribución de las aguas de lluvia de tipo fluvial pero con la particularidad de que la cuenca de recepción es bastante pequeña y con un canal principal de descarga que se halla excavado en forma de un valle muy angosto con paredes casi verticales de hasta 50 m de desnivel. La cuenca de recepción se halla emplazada a casi 4.000 m de altura, en unos circos glaciares actualmente vacíos y en un contexto de aridez extremada, que solo se ve alterada por precipitaciones pluviales muy intensas durante el corto período estival. A lo largo del año se van produciendo repetidos desplomes de materiales del encajante y de grandes bloques procedentes de materiales gelivados y morrenas colgantes. Cuando se presentan las grandes lluvias, éstas pueden removilizar ingentes cantidades de detritos que son acarreados mediante un flujo de alta densidad a través



Figura 5.30. Efectos del último episodio de flujo masivo en la quebrada de Humahuaca (Jujuy, Argentina). De la superficie del depósito sobresale el tejado de la antigua estación de ferrocarril, ya que la construcción quedó intacta después del episodio de flujo masivo. Este tuvo un comportamiento fluidal ya que llegó hasta los edificios y los colmató, penetrando por las aberturas y sin causar destrucciones importantes. Finalmente se produjo una elevación local de la superficie del terreno, tal como lo manifiestan tanto la instalación de la nueva línea férrea como los postes (5 m de altura) del telégrafo.

del colector principal. El flujo que avanza rítmicamente en forma de oleadas internas, se desplaza con una velocidad del orden de casi 15 km/h y su trayectoria total se acerca a los 15 km. Corresponde a un flujo denso, con algunos episodios fluidales, rápido y de corta duración que, localmente muestra un espesor considerable (300 m) de sedimentos (Polanski, 1966).

Algunos episodios del flujo, con comportamiento fluidal, quedan claramente manifestados por los edificios preservados e intactos de la antigua estación del ferrocarril (figura 5.30) que se hallan colmatados hasta el techo por los detritos transportados por el flujo, pero sin que éste haya causado su destrucción.

BIBLIOGRAFÍA

Alexander, J.; Bridge, J. S.; Cheel, R. J. y Leclair, S. F. (2001): Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology,* 48, 133-152.

Baas, J. H. (2004): Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes. *Sedim. Geol.,* 166, 293-310.

Baker, V. R. (1978): The Spokane flood controversy and the Martian outflow channels. *Science,* 202, 1249-1256.

Baker. V. R.; Benito, G. y Rudoy, A. N. (1993): Paleohydrology of Late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science,* 259, 348-350.

Beaty, C. B. (1970): Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains California USA. *Am. J. Sci.,* 268, 50-77.

Beghin, P. y Hopfinger, E. J. (1978): Effets de la densité, et de la pente sur la dynamique des avalanches poudreuses. Rencontre International sur la neige et les avalanches. *Comptes rendus II, ANENA,* 173-182.

Blair, T. C. y McPherson, J. G. (1994a): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sedim. Research*, 64A, 450-489.

— (1994b): Alluvial fan processes and forms. En A. D. Abrahams y A. J. Parsons (eds.), *Geomorphology of desert environments*, Chapman and Hall, 354-402.

Blissenbach, E. (1954): Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 65, 175-190.

Brea, J. D.; Spalletti, L.; Hopwood, H. J. y Spalletti, P. (2005): Conceptos y aplicaciones sobre flujos densos en la hidráulica de ríos. *Ingeniería del Agua,* 12 (3), 189-200.

Brennand, T. A. (1994): Macroforms, large bedforms and rhytmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south central Ontario; implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedim. Geol.*, 91, 9-55.

Browning, J. M. (1973): Catastrophic rock slide, Mount Huascarán, North Central Perú, May 31, 1970, *AAPG Bull.* 57, 1335-1341.

Bull, W. B. (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. En J. K. Rigby y W. K. Hamblin (eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. *SEPM Spec. Publ.,* 16, 63-83.

— (1977): The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography,* 1, 222-270.

Cabrera, L.; Colombo, F. y Robles, S. (1985): Sedimentation and Tectonics interrelationships in the Paleocene marginal alluvial systems of the SE. Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. En J. Rosell y M. Milà (eds.), *Excursion guidebook,* 6th European IAS Meeting, Lleida, Spain, *Excursion* 10, 394-492.

Chacón Montero, J. y López Galindo, A. (1988): El deslizamiento de Olivares (Moclín, Granada). *II Simposio sobre Taludes y Laderas inestables.* Andorra la Vella, 723-739.

Chow, V. (1959): *Open-channel hydraulics.* McGraw-Hill.

Clappier, A. y Castelle, T. (1991): Modelisation numerique du transport de neige par saltation. Symposium de Chamonix. *ANENA Compt. Rendus,* 1, 105-117.

Colombo. F. (1980): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Inferior Continental de los Catalánides*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.

— (1986): Estratigrafía y sedimentología del paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10, 55-115.

— (1994): Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of basinward deformation. *Geology*, 22, 235-238.

Colombo. F. y Marzo, M. (1987): Conceptos básicos de fluidodinámica y tipos principales de flujos. En J. Martí (ed.), *Volcanología,* 2, 1-104.

Colombo, F. y Vergés, J. (1992): Implicaciones sedimentarias y tectónicas de las discordancias progresivas en el margen SE de la cuenca del Ebro. Serra de la Llena. Tarragona. Libro Homenaje al Profesor Oriol Riba. *Acta Geologica Hispanica,* 27, 33-54.

Corominas; J.; Moreno, M. y Pujals, J. M. (1988): El comportamiento de las coladas de barro. Análisis mediante un balance de energía. *II Simposio sobre taludes y laderas inestables, Actas,* I, 153-194.

Corominas, J. y Alonso, E. E. (1990): Geomorphological effects of extreme floods (November, 1982) in the southern Pyrenees. *Intern. Assoc. Hydrological Sciences* Publ., 194, 295-302.

Costa, J. E. (1983): Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 100, 1054-1068.

— (1985): Floods from dam failures. *US Geol. Surv. Open-File Rep.,* 85-560.

— (1991): Nature, mechanics, and mitigation of the Val Pola Landslide, Valtellina, Italy, 1987-1988. *Z. Geomorph. N. F.*, 35, 15-38.

Costa, J. E. y Schuster, R. L. (1988): The formation and failure of natural dams. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1054-1068.

Crandell, D. R. y Fahnestock, R. K. (1965): Rockfalls and avalanches from Little Tahoma peak on Mount Rainier, Washington. *US Geol. Surv. Bull.*, 1221-A, 1-30.

Cupp, D. (1982): Battling the Juggernaut. *National Geograph.,* 162 (3), 290-305.

Curry, R. R. (1966): Observations of alpine mudflows in the Tenmile Range, central Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 77, 771-776.

Davies, R. J. (2007): Birth a mud volcano: East Java, 29 May, 2006. *GSA Today*, 17 (2), 4-9.

Davies, T. R. H. (1982): Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidisation. *Rock Mech.*, 15, 9-24.

Enos, P. (1977): Flow regimes in Debris-flow. *Sedimentology*, 24, 133-142.

Evans, S. G. (1989): Rock avalanche run-up. *Nature,* 340, 271.

Fisher, R. V. (1971): Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. *J. Sedim. Petrol.,* 41, 916-927.

Fleming, R. W.; Johnson, R. B. y Schuster, R. L. (1988). The reactivation of the Manti landslide, chap. A part of The Manti, Utah landslide: *US Geological Survey Professional Paper,* 1311, 1-22.

French, R. H. (1986): *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill.

Ghibaudo, G. (1992): Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their description and classification. *Sedimentology,* 39, 423-454.

Gole, C. V. y Chitale, S. V. (1966): Inland Delta building activity of Kosi River. *Jour of Hydraulics Division, Proc. Am. Soc. Civil Engineers.* Div. HY 2, 92, 111-126.

Hampton, M. A. (1975): Competence of fine-grained debris flows. *J. Sedim. Petrol.,* 45, 834-844.

— (1979): Buoyancy in debris flows. *J. Sedim. Petrol*., 49, 753-755.

Harrington, H. J. (1954): Las corrientes de barro (mud flows) de «El Volcán». Quebrada de Humahuaca, Jujuy. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 1, 149-166.

Harrison, J. V. y Falcon, N. L. (1937): The Saidmarreh landslip, southwest Iran. *Geogr. J.,* 89, 42-47.

Heward, A. P. (1978): Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D Stephanian B coalfields, northern Spain. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 669-702.

Hewitt, K.; Clague, J. J. y Orwin, J. F. (2008): Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews*, 87, 1-38.

Hirst, J. P. P. (1983): *Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain*. PhD Thesis. Cambridge University. Inédita.

Hooke, R. Leb (1987): Mass movement in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans. En K. S. Richards y M. G. Anderson (eds.), *Slope Stability*. Wiley and Sons, 505-529.

Hopfinger, E. J. (1983): Snow avalanche motion and related phenomena. *Ann. Rev. Fluid. Mech*., 15, 47-76.

Houston, J. (2006): The great Atacama flood of 2001 and implications for Andean hydrology. *Hydrological Processes*, 20, 591-610.

Hsü, K. J. (1975): Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rocks falls. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 86, 129-140.

Hutchinson, J. N. (1988): General report. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *5th International Symposium on Landslides, Lausanne,* 1, 3-35.

Iriondo, M.; Colombo, F. y Kröhling, D. (2000): El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta*, 28, 79-82.

Jarrett, R. D. y Costa, J. E. (1986): Hydrology, geomorphology, and dam-break modeling of the July 15, 1982 Lawn Lake and Cascade Lake dam failures, Larimer county, Colorado. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 1369.

Johnson, A. M. (1970): *Physical processes in geology*. Freeman, Cooper and Company, San Francisco.

Johnson, A. M. y Rodine, J. R. (1984): Debris flow. En D. Rusden y D. B. Prior (eds.), *Slope instability*. Wiley and Sons, 257-361.

Leeder, M. R. (1982): *Sedimentology, process and product*. London, George Allen and Unwin, Ltd.

López Blanco, M.; Piña, J. y Marzo. M. (1994): Diferentes estilos de organización secuencial en depósitos de abanico aluvial y abanico costero lateralmente relacionados (Sant Llorenç del Munt, Eoceno, cuenca de antepaís surpirenaica). *Geogaceta*, 15, 49-51.

Lowe, D. R. (1979): Sediment gravity flows. Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM Spec. Publ*., 27, 75-52.

— (1982): Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.,* 52 (1), 279-297.

Lowe, D. R.; Williams, S. N.; Leigh, H.; Conner, C. B.; Gemmell, J. B. y Stoiber, R. E. (1986): Lahars initiated by the 13th November 1985 eruption of Nevado del Ruíz, Colombia. *Nature*, 324, 51-53.

Lowe, D. R. y Guy, M. (2000): Slurry-flows deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology,* 47, 31-70.

McGowen, J. H. y Groat, C. G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas, an alluvial fan model for mineral exploration. *Texas Bureau of Economic Geology. Report of Investigations,* 72.

Martinet, G. (1991): Modelisation tridimesionelle d'avalanches de neige humide, application a un cas reel: utilisation du code Wetsnow2D. Symposium de Chamonix. *ANENA Compt. Rendus*, 1, 167-175.

Melosh, H. J. (1980): Acoustic fluidisation: a new geologic process. *J. Geophys. Res.,* 84, 7513-7520.

Middleton, G. V. y Hampton, M. A. (1973): *Sediment gravity flows; mechanics of flow and deposition*. SEPM Pacific Section, Short Course, 1-38.

— (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. En D. J. Stanley y D. J. P. Swift (eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Wiley and Sons, 197-218.

Middleton, G. V. y Southard, J. B. (1978): *Mechanics of sediment movement.* SEPM Short Course, 3, Binghamton.

Mulder, T. y Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.

Mulder, T.; Syvitski, J. P. M.; Migeon, S.; Faugères, J. C. y Savoye, B. (2003): Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Mar. Petrol. Geol.,* 20, 861-882.

Nemec, W. y Steel, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mas-flow deposits. En E. H. Koster y R. J. Steel (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.,* 10, 1-31.

Nemec, W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. En A. Colella y D. B. Prior (eds.), *Coarse-Grained Deltas*. *IAS Spec. Publ.,* 10, 29-73.

Nicoletti, P. G. (1989): On the mobility of sturzstroms (rock avalanches). A comparison between probabilistic prediction models. *Bol. Soc. Geol. Ital.,* 108, 419-429.

Nicoletti, P. G. y Sorriso-Valvo, M. (1991): Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 103, 1365-1373.

Norem, H. (1991): Estimating snow avalanche impact pressures on towers. Symposium de Chamonix. *ANENA Compt. Rendus*, 1, 203-215.

Novak, I. D. (1981): Predicting coarse sediment transport. The Hjulström curve revisited. En M. Morisawa (ed.), *Fluvial geomorphology*. Allen and Unwin, 13-26.

O'Connor, J. E. y Baker, V. R. (1992): Magnitudes and implications of peak discharges from glacial Lake Missoula. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 267-279.

Pflüger, F. y Seilacher, A. (1991): Flash flood conglomerates. En G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy,* Springer-Verlag, 383-391.

Pierson, T. C. (2005): Hyperconcentrated flow-transitional process between water flow and debris flow. En M. Jakob, M. y O. Hungr (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena,* Springer-Verlag y Praxis, Berlin, 159-202.

Plafker, G. y Ericksen, G. E. (1978): Nevado Huascarán avalanches, Perú. En B. Voight (ed.), *Rockslides and avalanches*. Elsevier, 277-314.

Polanski, J. (1966): *Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas*. Manuales de Eudeba. Geología.

Postma, G. y Roep, T. B. (1985). Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *J. Sedim. Petrol.,* 55, 574-885.

Pye, K. (1994): *Sediment transport and depositional processes.* Blackwell.

Rey, L. (1986): *La neige ses métamorphoses, les avalanches*. ANENA, Grenoble.

Rodine, J. A. y Johnson, A. M. (1976): The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology,* 23, 213-234.

Rust, B. R. (1979): Facies models 2. Coarse alluvial deposits. En R. G. Walker (ed.), *Facies models. Geosciencie Canada Reprint Series,* 1, 9-21.

Sáez, A.; Anadón, P.; Herrero, M. J. y Moscariello, A. (2007): Variable style of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology*, 54, 367-390.

Saula, E.; Mato, E. y Puigdefábregas, C. (2002): Catastrophic debris-flow deposits from an inferred landslide-dam failure, Eocene Berga Formation, eastern Pyrenees, Spain. En P. Martini, V. R. Baker

y G. Garzón (eds.), *Flood and Megaflood processes and deposits: Recent and ancient examples*. *IAS Spec. Publ.,* 32, 195-209.

Scott, K. M. y Gravlee, G. C., Jr. (1968): Flood surge of the Rubicon River, California-hydrology, hydraulics and boulder transport. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 422-M, 1-40

Selby, M. J. (1994): Hillslope sediment transport and deposition. En K. Pye (ed.), *Sediment transport and depositional processes*. Blackwells, 61-87.

Sohn, Y. K.; Choe, M. Y. y Jo, H. R. (2002): Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova*, 14, 405-415.

Sharp, R. P. y Nobles, L. H. (1953): Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 64, 547-560.

Shreve, R. L. (1966): Sherman landslide, Alaska. *Science*, 154, 1639-1643.

— (1968). Leakage and fluidification in air-layer lubricated avalanche. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 79, 653-658.

Shukla, U. K.; Singh, I. B.; Sharma, M. y Sharma, S. (2001): A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga Megafan. *Sedim. Geol.*, 144, 243-262.

Shultz, W. A. (1984): Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler formation, western Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, 54, 759-772.

Simpson, J. E. (1997): *Gravity currents in the environment and the laboratory.* Cambridge University Press, Cambridge.

Singh, H.; Parkash, B. y Gohain, K. (1993): Facies analysis of the Kosi megafan deposits: *Sedim. Geol.,* 85, 87-113.

Sorriso-Valvo, M. (1988): Landslide-related fans in Calabria. *Catena, suppl.,* 13, 109-121.

Spalletti, L. (1972): Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán. Provincia de Jujuy. *Rev. Museo de La Plata Geol.,* 8, 137-225.

Stanistreet, I. G. y McCarthy, T. S. (1993): The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedim. Geol.,* 85, 115-133.

Takahashi, T. (2007): *Debris flow. Mechanics, prediction and countermeasures.* Taylor and Francis, Leiden.

Valla, F. (1983): *Neige et avalanches: connaisances de base*. CEMAGREF, Grenoble.

Van Steijn, H. y Coultard, J. P. (1989): Laboratory experiments with small debris flows: physical properties related to sedimentary characteristics. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 14, 587-596.

Van Steijn, H. (1988): Debris flows involved in the development of Pleistocene stratified slope deposits. *Z. Geomorph. Suppl. Bd.,* 71, 45-58.

Voight, B. (1978): *Rockslides and avalanches*, Elsevier.

Voitkovsky, K. F. (1978): Water snow flows. II Rencontre international sur la neige et les avalanches. *ANENA*, *Comptes rendus,* 182-195.

Wasson, R. J. (1977): Late-glacial alluvial fan sedimentation in Lower Derwent Valley, Tasmania. *Sedimentology*, 24, 781-799.

Wells, S. G.; Dohrenwend, J. C.; McFadden, L. D.; Turrin, B. D. y Mahrer, K. D. (1985): Late Cenozoic landscape evolution on lava flow surfaces of the Cima volcanic field. Mojave Desert, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 1518-1529.

VI

Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación

por Ferran Colombo*

INTRODUCCIÓN

Un abanico aluvial corresponde a una acumulación de materiales clásticos, en forma de conoide (figura 6.1), situada aguas abajo de una ruptura de pendiente y que se ha generado como consecuencia de la pérdida de encajamiento del canal principal alimentador del sistema aluvial.

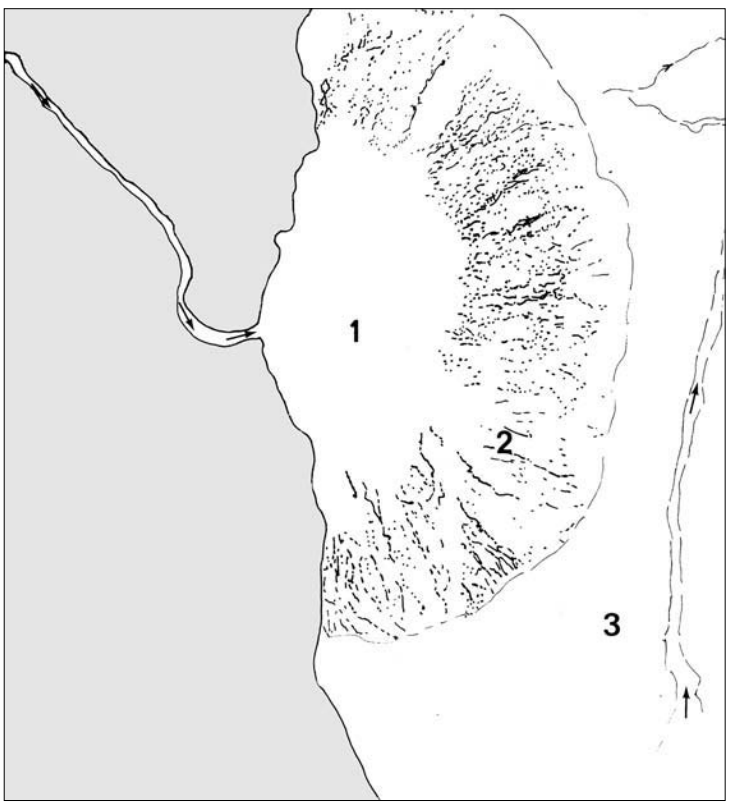


Figura 6.1. Esquema planimétrico idealizado de un abanico aluvial aislado con la distribución de los principales sectores diferenciados: 1) cabecera (zona apical) del abanico. Caracterizada por la acumulación de detritos de granulometría gruesa y muy gruesa, transportados por flujos no confinados (arroyada en manto, *sheet flood*) y/o flujos masivos *(debris flows);* 2) cuerpo del abanico. Caracterizado por el transporte de materiales de granulometría media-gruesa mediante cursos acuosos de tipo trenzado *(braided);* 3) pie del abanico. Caracterizado por la acumulación de materiales de granulometría fina mediante la expansión por pérdida del encajamiento de diversos tipos de corrientes tractivas. En las zonas más alejadas se produce el tránsito a otros sistemas deposicionales.

Los abanicos aluviales constituyen una gran acumulación de materiales clásticos en una zona donde existe una marcada ruptura de pendiente, teniendo en cuenta que la geometría de la zona de acumulación podrá condicionar la morfología de los abanicos aluviales (figura 6.2). Cuando los flujos que transportan sedimentos son hídricos, la pérdida del confinamiento del canal principal puede estar asociada al cambio de pendiente que favorece el desarrollo del abanico a medida que disminuye el ritmo de transporte de sedimentos.

En el estadio inicial, la ruptura de pendiente favorece un fenómeno similar al del resalto hidráulico con la consiguiente acumulación de sedimentos en la desembocadura del canal principal. Cuando la cantidad de materiales detríticos transportados por las corrientes sea muy grande, el fenómeno corresponde al resalto granular. Éste se produce cuando existe un cambio brusco desde condiciones de alto régimen a condiciones de bajo régimen de flujo con la consiguiente pérdida de capacidad portante. Así se produce una deposición brusca de la mayoría de los sedimentos clásticos de granulometría gruesa, generando un cuerpo de acumulación en la desembocadura del cañón principal. En los siguientes episodios de transporte, esa acumulación que constituye un obstáculo, puede generar un frenado dinámico del flujo y, por tanto, favorecer también la pérdida de encajamiento y la expansión radial del flujo.

* Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. E-mail: colombo@ub.edu.

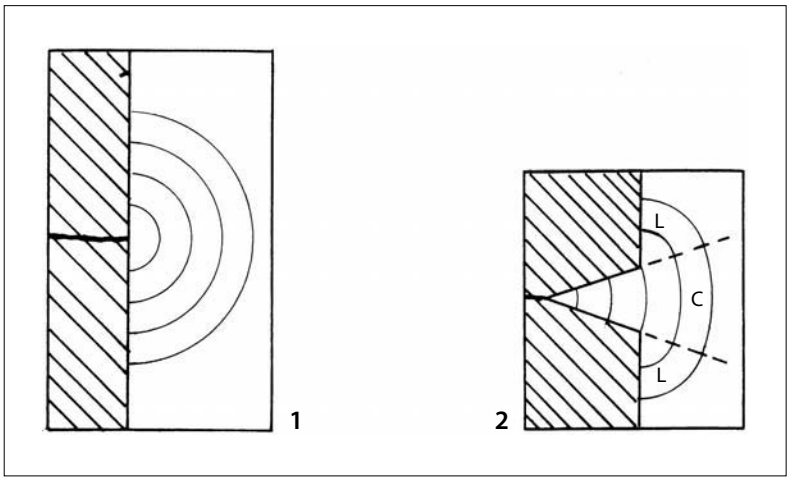


Figura 6.2. Forma teórica de los abanicos aluviales. 1) Contorno de un abanico aislado, en un plano horizontal; 2) contorno de unos abanicos compuestos, donde se aprecia un abanico central (C) y dos (L) abanicos laterales (Murata, 1966).

Cuando los flujos que acarrean sedimentos al abanico son de tipo masivo, también se acumulan en la zona más alta, ya que su energía cinética queda disminuida como consecuencia del cambio brusco de pendiente. Así, en la zona más alta del abanico puede existir una alternancia de acumulación de materiales clásticos transportados por flujos masivos y por flujos hídricos respectivamente, en función de las litologías predominantes en el área fuente.

Los materiales clásticos acostumbran a ser predominantemente sedimentarios, pero los hay también de origen metamórfico, de origen intrusivo y de origen volcánico (Palmer *et al.*, 1993).

CARACTERÍSTICAS GENERALES

La forma general de un abanico aluvial individual es muy parecida a la de un cono con el vértice en la desembocadura del canal principal (figura 6.3). Tanto su geometría planimétrica como sus dimensiones reflejan un cierto equilibrio entre los diversos factores que inciden sobre el abanico. Entre éstos destacan la litología, el tipo de superficie y de pendientes principales, así como la cobertera vegetal de la cuenca de drenaje que es la que en gran medida va a suministrar los materiales terrígenos que constituirán el abanico.

También influyen en gran manera la pendiente longitudinal (gradiente) del canal principal suministrador de detritos, el tipo y calidad de las descargas acuosas, el régimen climático, la incidencia de los movimientos tectónicos y la geometría de la cuenca de deposición. Cualquier cambio en alguno de estos factores incidirá en mayor medida en la morfología del abanico aluvial, tendiendo a restablecer las condiciones de equilibrio previas.

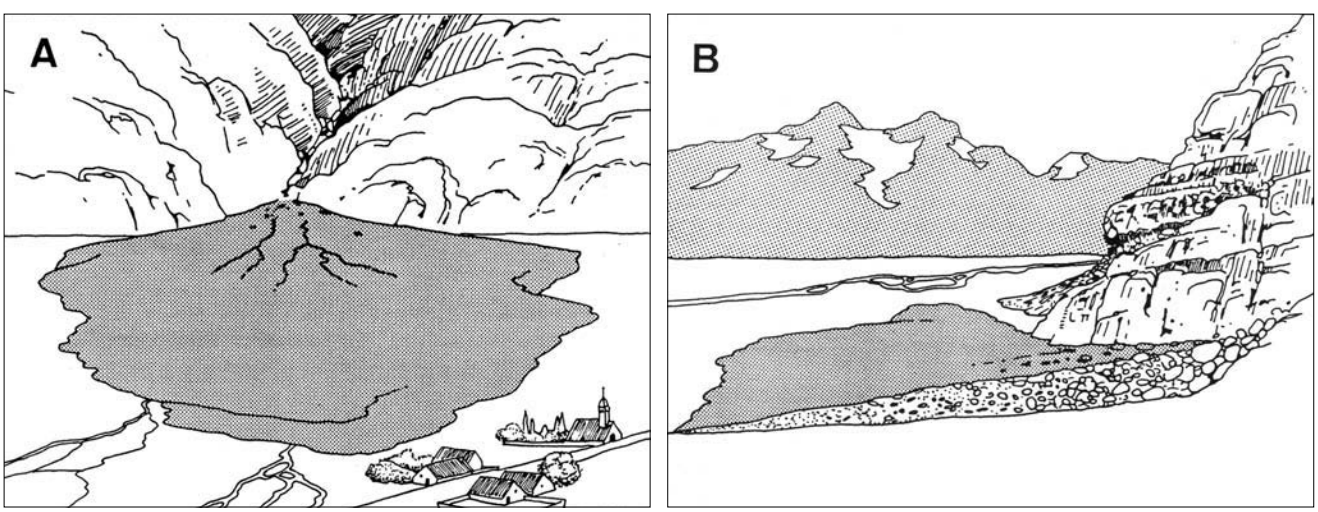


Figura 6.3. Representación esquemática de un abanico aluvial desarrollado en un valle suizo. Aspecto general (A) donde se aprecia la diversificación del canal principal. Sección radial (B) en la que se manifiesta la distribución general de la granulometría de los clastos (Font i Saguè, 1905).

Cuando se produce un descenso del nivel de base regional o local, a nivel del abanico aluvial implica un encajamiento del canal principal hasta zonas más lejanas que las precedentes de equilibrio. El resultado final es el crecimiento de un pequeño cono localizado en las zonas distales del antiguo abanico. Por otro lado, si se produce una elevación rápida por efectos tectónicos del frente montañoso en contacto con la cabecera, se puede ocasionar una segmentación con la aparición de un sector sedimentariamente activo localizado justo en la zona apical del abanico previo. Estos dos supuestos son muy esquemáticos, ya que en realidad habría que considerar, entre otros factores, las variaciones de velocidad de ascenso del frente montañoso y de descenso del nivel de base, así como la velocidad de encajamiento del canal principal con respecto a la tasa de erosión.

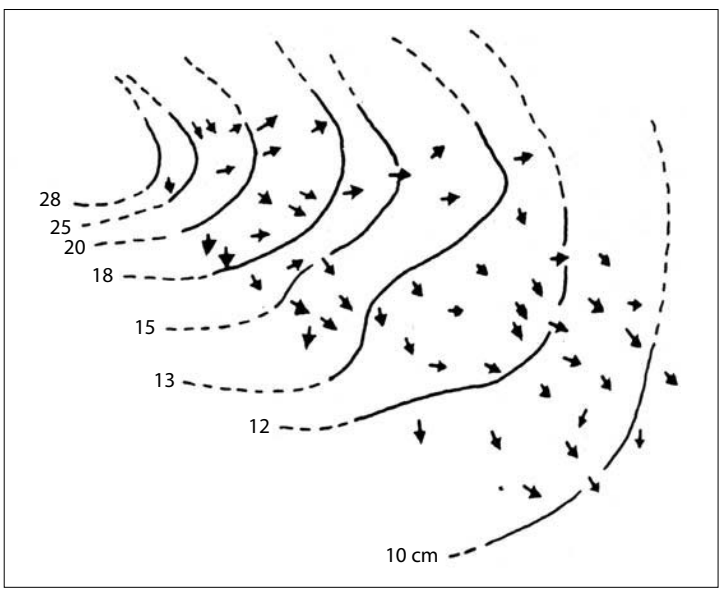


Figura 6.4. Distribución del centilo en líneas continuas y su prolongación. Las paleocorrientes principales, en un abanico aluvial de pequeño tamaño, quedan manifestadas por la distribución de los vectores (Bluck, 1965).

Morfología

Usualmente, la superficie de los abanicos aluviales muestra diversos cauces abandonados o activos con una disposición generalmente radial, y focalizados en la zona apical. Esto sugiere, una dispersión radial de las paleocorrientes principales que han contribuido decisivamente a su generación (figura 6.4).

Uno de los aspectos morfológicos más evidentes es una relación directa entre la superficie del abanico aluvial y la correspondiente de su área fuente. Aunque algunos autores señalan que una relación matemática entre ambas es un tanto arriesgada, se ha llegado a establecer alguna ecuación sencilla para ello (Bull, 1964a, 1968; Hooke, 1968). En principio, a mayor superficie del área fuente existirá también una gran superficie del abanico aluvial relacionado. Por otro lado, si se atiende a características litológicas, considerando estables los otros factores que intervienen, se ha observado que los abanicos derivados de áreas fuente con una alta proporción de materiales lutíticos, tienen dimensiones que son casi dos veces mayores que aquellos cuyas áreas fuente estén constituidas predominantemente por areniscas (Bull, 1964a). Hasta el momento esto ha sido estudiado en abanicos actuales desarrollados en un medio climático árido y semiárido y sólo es válido en unas condiciones similares. Por tanto, el área ocupada por un abanico es directamente proporcional a la de cuenca de drenaje, dependiendo del clima y de la litología. Cuando se trata de materiales en el registro fósil es muy delicado establecer esas relaciones entre cuenca de drenaje y área del abanico, ya que se desconocen factores tales como la entidad y repetitividad de episodios de retrabajamiento (canibalización) de los conglomerados depositados previamente.

Los perfiles radiales de un abanico aluvial simple y de pequeño tamaño, acostumbran a ser cóncavos, mostrando algunas irregularidades de tipo convexo cuando en la historia sedimentaria del abanico han intervenido factores tales como un levantamiento rápido y competitivo del área fuente, etc. Por otro lado el perfil transversal muestra una convexidad característica (figura 6.5). La pendiente general varía entre los 5° y 10° en la zona de la cabecera hasta los 1°-2° en la zona del pie para los abanicos aislados actuales generados en zonas áridas. En cambio, los generados mediante el concurso de corrientes predominantemente tractivas acuosas son por lo general de un tamaño mayor y sus gradientes se reducen a valores del

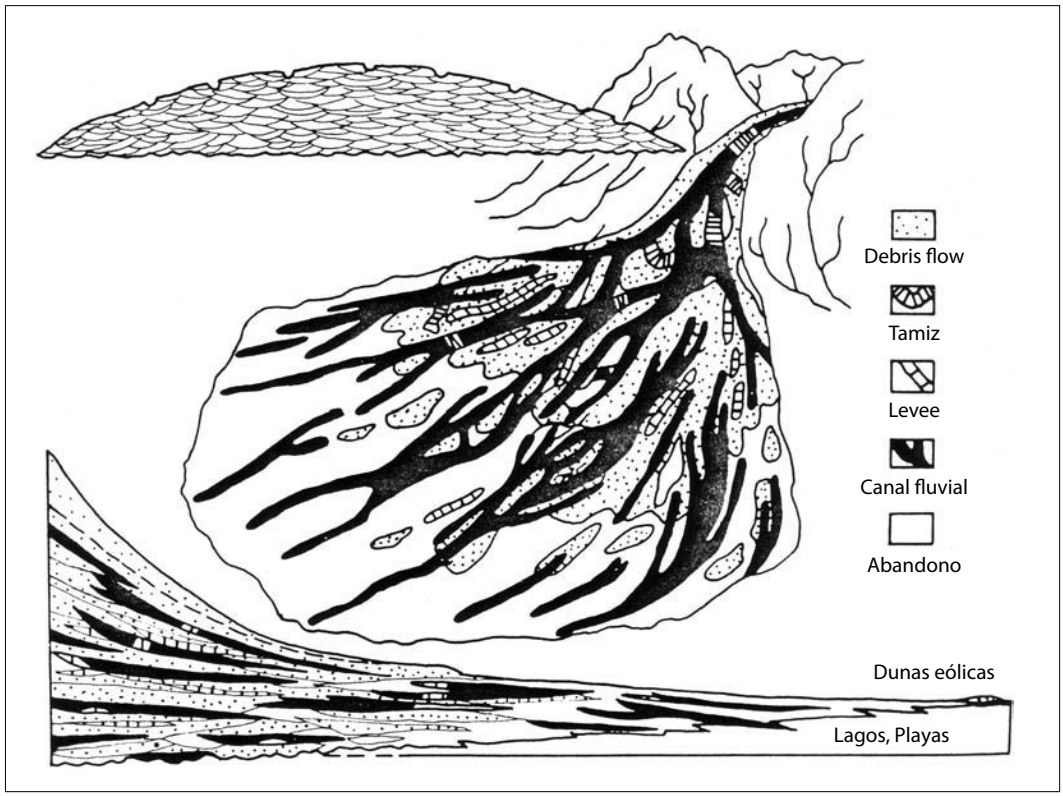


Figura 6.5. Abanico aluvial que muestra una distribución de facies muy esquemática. El abanico muestra un perfil radial cóncavo, mientras que el perfil transversal es marcadamente convexo. Los sedimentos más gruesos se hallan localizados en la zona de cabecera, los intermedios se sitúan hacia la zona del cuerpo y los más finos hacia la parte del pie del abanico (McGowen y Groat, 1971).

orden de 3°-5° en la parte apical hasta valores de 1° y aún menores en la zona del pie (figura 6.6).

Cuando los abanicos aluviales son de grandes dimensiones (decenas a centenares de kilómetros cuadrados) parece que las pendientes superficiales son relativamente uniformes y de poca entidad. Así, la superficie del abanico tiende a mostrar un perfil suavizado. Por otro lado, existen abanicos aluviales de tamaño relativamente reducido y desarrollados en zonas muy concretas en las que sólo se dispone de una baja gama de granulometrías disponibles. El resultado es que la pendiente del abanico tiende a ser suave y relativamente uniforme (Calvache *et al.*, 1997; Viseras *et al.*, 2003).

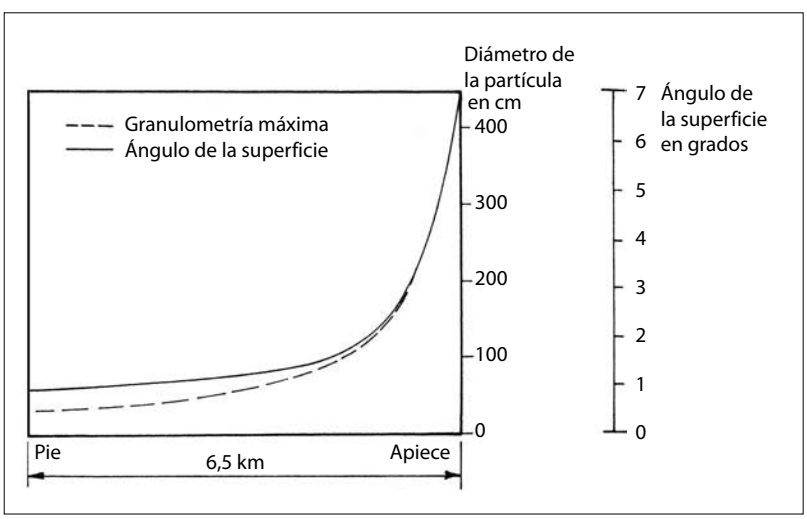


Figura 6.6. Distribución granulométrica general y relación de las pendientes en un abanico aluvial de reducido tamaño (Blissenbach, 1954).

La distribución a gran escala de las granulometrías también se halla relacionada con esto. Así, por lo general, las granulometrías mayores se encuentran situadas en las inmediaciones del ápice, en la cabecera, mientras que las granulometrías más finas se hallan localizadas hacia las zonas más alejadas o marginales a los abanicos aluviales (figuras 6.5 y 6.6).

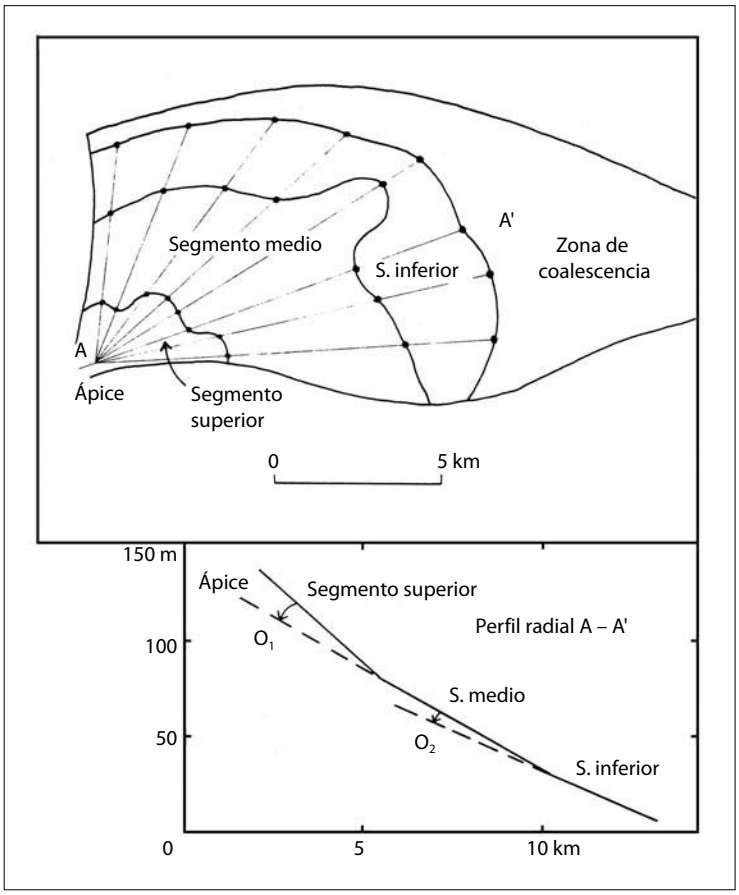


Figura 6.7. Ejemplo de segmentación en un abanico aluvial asociado a un borde de cuenca tectónicamente activo (Bull, 1964a).

Parece que la pendiente, la granulometría de los depósitos y la superficie de los abanicos se hallan estrechamente relacionadas. Por un lado y en condiciones equivalentes los abanicos constituidos por materiales gruesos y muy gruesos son de menor tamaño y con una pendiente más elevada que los constituidos, por materiales arenosos y en condiciones de predominancia de las corrientes acuosas tractivas. Por otro lado estos últimos son también mayores y más suaves que los formados predominantemente por coladas de fango y/o detritos (Hooke, 1967). Cuando existe algún cambio importante, por ejemplo un incremento en la descarga procedente del área fuente, también se traduce en un decrecimiento de la pendiente del abanico aluvial. En algunos casos, la superficie del abanico puede mostrar variaciones locales de pendiente (figura 6.7) que se han interpretado como resultado de la actividad tectónica y dando lugar a una importante segmentación (Hooke *et al.*, 1992).

Los abanicos actuales desarrollados en zonas áridas, han sido formados por diversos tipos de flujos que acarrean diferentes materiales clásticos y circulan por un cañón que procedente del área fuente surge del frente montañoso. Sufren una pérdida importante y rápida de su confinamiento y depositan inmediatamente los materiales transportados. Una de las características más vistosas de estos abanicos es que el canal principal se halla encajado en la zona de la cabecera del abanico. Como que, además, ese canal principal tiene un gradiente menor que el de la superficie del abanico, los dos se cruzan en el denominado punto (figura 6.8). Este punto de intersección no se mantiene inmóvil y su posición relativa queda controlada por la importancia relativa de los procesos de transporte y acumulación de los cursos acuosos tractivos. Según predomine uno u otro de estos procesos principales, el punto de intersección ascenderá hacia la cabecera o se trasladará en dirección al pie (Bull, 1964a; Hooke, 1967).

El tipo y el valor de la incisión del canal principal corresponden a una manifestación de la importancia de los procesos de flujos masivos *(mass flow)* en la construcción del abanico.

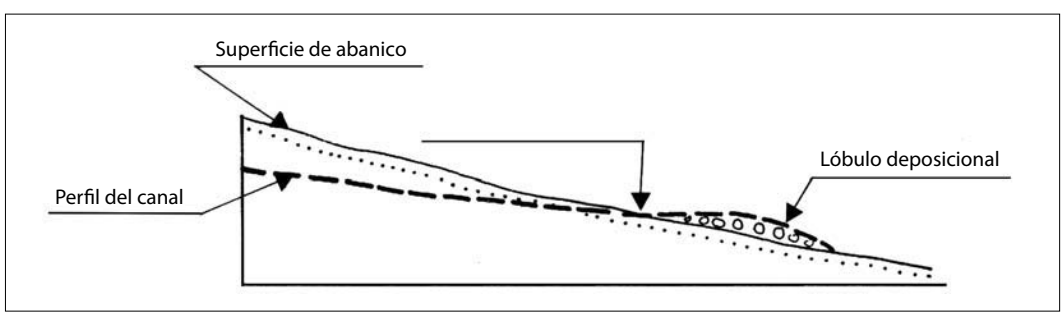


Figura 6.8. Posición del punto de intersección en relación al lóbulo generado posteriormente (Hooke, 1967).

Así, el paso de una fase con predominancia de flujos masivos a otra con gran importancia de las corrientes tractivas puede dar lugar a un encajamiento importante en la zona de cabecera (Bluck, 1964). Una de las consecuencias importantes del cambio de localización del punto de intersección es la posible formación, encima de la superficie del abanico, de otros abanicos de pequeñas dimensiones y de una granulometría mucho mayor. Cuando eso se realiza en una zona en la que la superficie del abanico tiene una permeabilidad muy acusada, puede producirse la infiltración rápida de todo el flujo acuoso, dejando entonces un pequeño cuerpo lobulado, de escaso tamaño y caracterizado por una fábrica de clastos sueltos, sin matriz con fábrica clastosoportada. Constituyen los depósitos de tamiz *(sieve)* citados en los ejemplos actuales (Hooke, 1967; Wasson, 1974) pero difíciles de reconocer en sedimentos antiguos (figura 6.9).

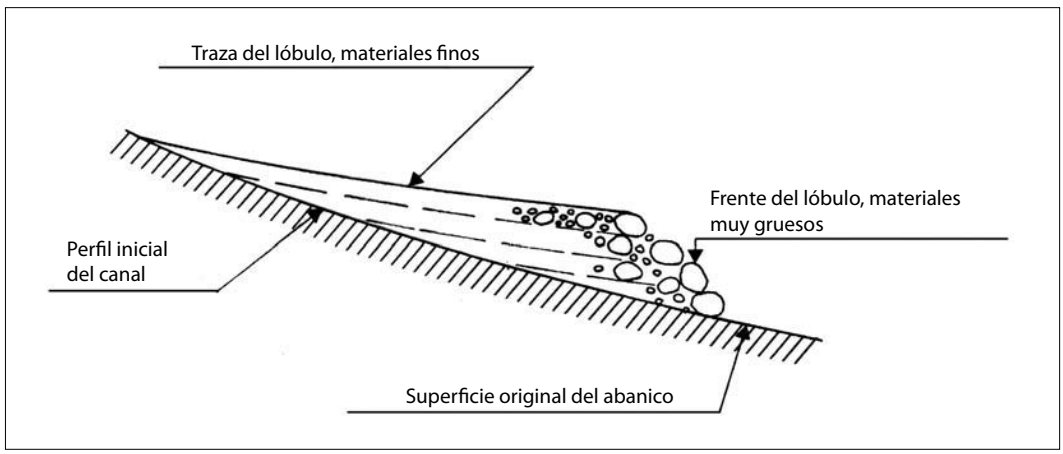


Figura 6.9. Esquema del crecimiento de un lóbulo de materiales *(Sieve)* tamizados (Hooke, 1967).

En algunos casos se aprecia que el perfil radial de un abanico aluvial no es cóncavo, sino que se halla constituido por varios segmentos rectilíneos. Las superficies a las que corresponden estos segmentos forman unos bandeados concéntricos con respecto a la zona apical del abanico y pueden haber sido ocasionados por movimientos ascendentes y repetitivos del frente montañoso (Bull, 1964b). Cuando se producen esos movimientos puede suceder que el levantamiento sea realizado a una velocidad mayor que la del encajamiento del canal principal, condicionando que la actividad sedimentaria se traslade hacia las partes más elevadas del abanico, generándose así el segmento superior. En caso contrario, cuando el levantamiento se realiza a una velocidad menor que la del encajamiento del canal principal, la deposición se localiza hacia las partes más bajas del abanico, generándose el segmento inferior (Hooke, 1968).

En una misma zona, las respuestas sedimentarias de los abanicos a los condicionantes tectónicos cambiantes pueden variar. Se han citado abanicos segmentados junto a otros sin segmentar, y ello puede deberse a una granulometría mucho más gruesa de estos últimos en los que la pendiente deposicional del abanico parece ser menos sensible a los efectos tectónicos (Hooke, 1967). El retroceso por erosión del frente montañoso que ha condicionado la (figura 6.10) existencia de los abanicos aluviales, puede realizarse de tal manera que dé lugar a la formación de una penillanura inclinada *(pediment)* que a su vez pueda quedar recubierta por materiales aluviales (Denny, 1967) en forma de abanicos aislados o abanicos coalescentes formando una *bajada* o glacis de acumulación (Blissenbach, 1954; Williams, 1969; Colombo, 1975).

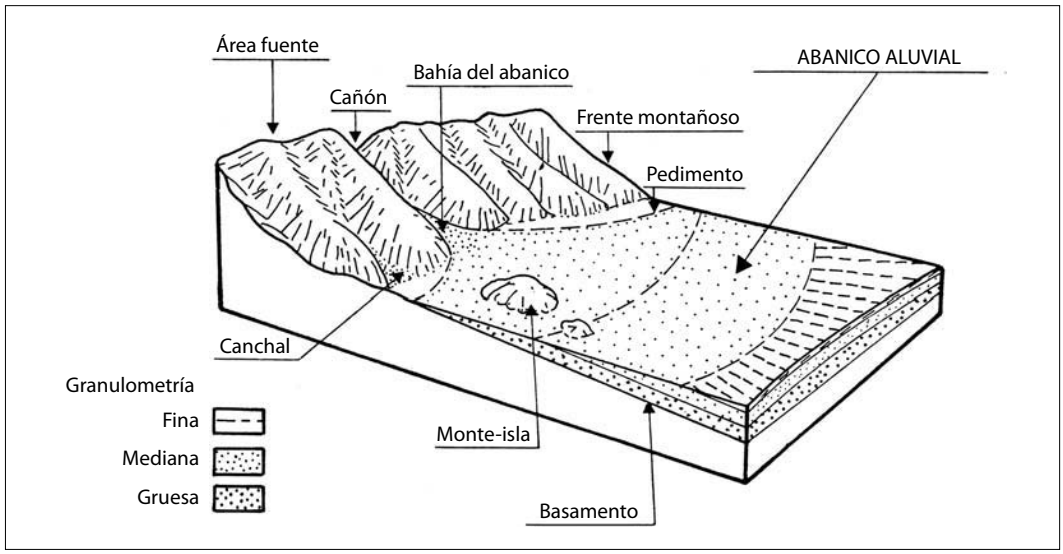


Figura 6.10. Relaciones geomorfológicas principales en un abanico aluvial (Williams, 1969).

Zonación

El abanico aluvial se puede dividir en función de sus características morfológicas principales. Así, se pueden considerar los siguientes términos:

1. Ápice *(apex):* Zona topográficamente más elevada del abanico. Acostumbra a coincidir con la zona de contacto del abanico con el frente montañoso (figura 6.7).
2. Cabecera *(fanhead):* Parte superior del abanico inmediata al ápice (figura 6.5).
3. Bahía del abanico *(fan bay):* Corresponde a la zona apical cuando ésta penetra en el frente montañoso (figura 6.10).
4. Cañón *(canyon):* Cauce principal que, profundamente excavado en el frente montañoso, favorece el transporte de los flujos de sedimentos que formarán el abanico (figura 6.10).
5. Atrincheramiento del abanico *(fanhead entrenchment):* Encajamiento del canal principal en la zona apical del abanico (figura 6.3).
6. Punto de intersección *(intersection point):* Lugar donde se intersecta la superficie de la cabecera del abanico con el tálveg del canal principal encajado, que acostumbra a tener un gradiente menor (figura 6.8).
7. Lóbulo de abanico *(fan lobe):* Acumulación de materiales de granulometría gruesa en la zona del punto de intersección. Puede constituir un pequeño abanico *(suprafan)* sobre impuesto al abanico aluvial mayor (figura 6.8).
8. Pie del abanico *(fan toe):* Zona topográficamente más baja del abanico que coincide con su base y donde se produce la interrelación con otros sistemas sedimentarios diferentes (figura 6.5).
9. Segmento del abanico *(fan segment):* Sector del abanico que se halla limitado por rupturas geomórficas de pendiente (figura 6.7).
10. Incisión del abanico *(fan incission):* Encajamiento sobre el abanico de un canal que desemboca fuera de sus límites (figura 6.13).

Atendiendo a la situación del punto de intersección y a la distribución areal de las facies sedimentarias más importantes (figura 6.11) se estableció la zonación (Blissenbach, 1954) siguiente:

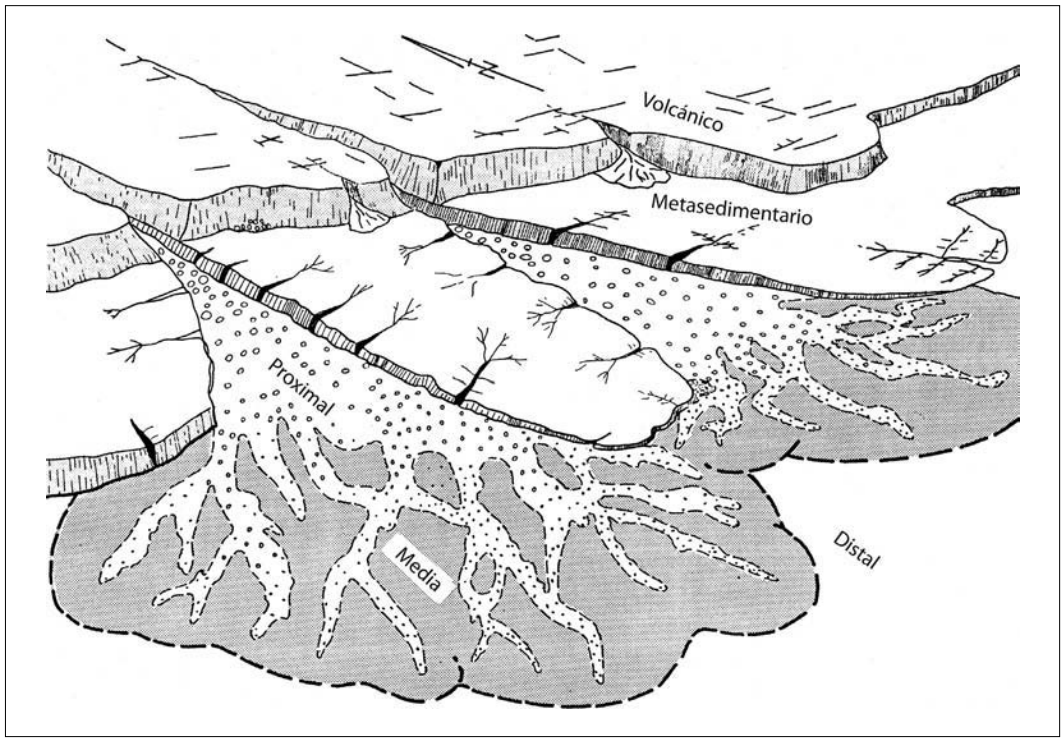


Figura 6.11. Distribución de las zonas proximal, media y distal de un abanico aluvial en relación a la granulometría principal. Ejemplo del *Van Horn Sandstone* (McGowen y Groat, 1971).

1. *Proximal:* es la que presenta los materiales con granulometría más gruesa y se encuentra inmediata a la cabecera del abanico. Abarca desde el ápice hasta la zona del punto de intersección.
2. *Media:* presenta materiales de granulometría intermedia y se halla ubicada entre la zona del punto de intersección y el área del pie del abanico.
3. *Distal:* es la que muestra los materiales de granulometría más fina y se halla situada a partir del pie del abanico hacia las zonas más alejadas. Sus paleocorrientes y sus facies deposicionales se hallan directamente relacionadas a los estadios evolutivos de desarrollo del abanico. Corresponde a la zona en la que los materiales del abanico se indentan con los de otros sistemas deposicionales relacionados.

LOCALIZACIÓN GEOMÓRFICA

A partir del estudio de los ejemplos funcionales actuales, se conoce que un abanico aluvial se forma en una ruptura de pendiente cuando las corrientes que transportan sedimentos a partir de un área fuente y a través de un canal encajado, pierden su encajamiento y sufren una rápida e intensa dispersión radial. El entorno acostumbra a coincidir con zonas adosadas a frentes montañosos activos cuando éstos se hallan en contacto con zonas topográficamente más llanas.

Recientemente se han estudiado abanicos aluviales desarrollados en zonas intramontañosas donde las rupturas locales de pendiente y la conjunción de valles proporcionan las condiciones favorables para el desarrollo de abanicos aluviales (McArthur, 1987; Harvey 1989; Colombo *et al.*, 1996, 2000; Colombo, 2005). Estos abanicos que son de muy difícil reconocimiento en el registro fósil se desarrollan en un contexto geomórfico favorable y en condiciones de producción y acumulación de grandes cantidades de materiales clásticos susceptibles de ser transportados y acumulados en forma de abanicos aluviales.

Por otro lado, el estudio de los sedimentos aluviales de algunas cuencas intramontañosas permite hacer un análisis detallado de su historia tectosedimentaria. Así, existen trabajos recientes (Mellere y Marzo, 1992; Lawton *et al.*, 1994) de algunos afloramientos conglomeráticos más o menos elongados y situados en cuencas intramontañosas en las que ha habido una importante actividad tectónica (Jones, 2002, 2004). La morfología de tales depósitos sugieren gruesos rellenos conglomeráticos de antiguos valles topográficos. La traza planimétrica de esos valles, en ocasiones paralelos y en otras ortogonales a las estructuras, sugiere que se han desarrollado preferentemente en zonas con importante actividad tectónica sinsedimentaria.

MODELO CONCEPTUAL

Se propone un modelo conceptual que intenta agrupar las ideas que se han desarrollado tanto a partir del estudio de los abanicos aluviales en el registro fósil como en la actualidad. Hay que hacer la salvedad de que no se intentará situar todos los conocimientos actuales en un único modelo cerrado, sino que existen muchas posibilidades y variaciones locales sobre el modelo conceptual básico.

En la naturaleza existen también otros sistemas deposicionales que, manteniendo unas similitudes muy marcadas, obedecen a otras causas y a otros condicionantes. Así, la geometría lobulada y en forma de conoide también se manifiesta en los sistemas deposicionales deltáicos, que constituyen sistemas distributivos relacionados con una lámina de agua aproximadamente estable que por lo general corresponde al mar o a un lago. También existen ciertas similitudes respecto a los abanicos submarinos de mares profundos *(Deep Sea Fans)*. Éstos se ubican al pie de taludes continentales bastante abruptos en la zona de tránsito entre éstos y la llanura abisal.

Los sistemas distributivos citados, separados por sus medios deposicionales específicos, así como por su escala, deben tener algunos rasgos y orígenes comunes, que obedezcan a causas generales y posiblemente repetibles, y que condicionan tanto su morfología característica como su localización geográfica y geológica. Esos sistemas aunque se parecen mucho entre sí, se hallan separados por condicionantes deposicionales generales existiendo algunos casos intermedios semejantes a algunos deltas un tanto particulares, como los abanicos aluviales *(fan deltas)* que inciden directamente sobre el mar o sobre un lago. Esos sistemas sedimentarios obedecen a causas generales que condicionan la deposición en sus áreas específicas, de materiales que habían sido acarreados mediante diversos tipos de corrientes (ver apartado específico en este libro). Constituyen la respuesta sedimentaria a un cambio importante en las condiciones de transporte.

En el caso de los deltas, la deposición se realiza inducida por el efecto de frenado dinámico que sobre las corrientes fluviales ejercen las aguas marinas o lacustres. Este frenado se produce en una zona muy concreta y si se supone que el mar no varía de nivel, este frenado es debido al contacto entre las masas de agua (salinas?) más densas, con las de aguas (dulces?) y menos densas. En ese momento, a parte de los condicionantes químicos y físicos que pueden inducir a la precipitación de los materiales terrígenos más finos, se produce una pérdida de competencia y, por tanto, los materiales transportados por las corrientes pierden sus características tractivas y empiezan a depositarse.

En el caso de los abanicos submarinos de aguas profundas, la deposición empieza a tener lugar a partir del momento en el que las corrientes turbidíticas que descienden por el talud abrupto y sufren un cambio brusco de gradiente adaptándose a la zona más o menos plana de la llanura abisal. Ahí se produce un cambio en las condiciones de transporte de los flujos. Se pasa bruscamente de condiciones de alta energía a condiciones de baja energía, mediante el frenado por un mecanismo muy parecido al del resalto hidráulico de alta profundidad.

En los abanicos aluviales la tendencia radial del depósito se produce mediante diversos episodios de avulsión del canal principal focalizados preferentemente en la zona apical. Así, cuando el curso principal se halla relleno por los sedimentos de los episodios anteriores, se produce la rotura de uno de los diques y todo el flujo se diversifica generándose un cauce completamente nuevo que a su vez también puede aprovechar las depresiones topográficas preexistentes. Este cauce busca el mayor gradiente, por lo que tenderá a dirigirse hacia los lugares topográficamente más bajos. De esta manera los cursos tienden a suavizar las oquedades más deprimidas pudiendo ocasionar la compensación de las diversas irregularidades topográficas.

En los sistemas deltáicos, pueden producirse fenómenos de frenado importantes cuando las aguas marinas se hallan más altas de lo habitual o cuando se han formado importantes barras de sedimentos tractivos justo en la zona de la desembocadura del distributario, en la interfase entre éste y el mar. Entonces en un momento de gran avenida acuosa, el nivel del río aumenta, puede romper los bancos y labrarse un cauce nuevo. Posiblemente éste fue el mecanismo a partir del cual el río Ebro (en 1937) abrió un cauce nuevo en las inmediaciones de la desembocadura y hacia el Norte. Actualmente ahí se acumulan los depósitos que podrán llegar a formar una zona de crecimiento, en un área donde anteriormente no existía tal acumulación de aportes. En un delta como el del Ebro, el resultado final implica una distribución, con tendencia radial de los materiales sedimentarios acumulados.

Desarrollo del concepto

Ya desde épocas antiguas se había intentado establecer algún tipo de sistematización respecto al origen y significado de los abanicos aluviales (Surrel, 1841; Drew, 1873), así como en la cuantificación de sus características genéticas (Pack, 1923). Posteriormente ya se realizaron estudios de los procesos deposicionales que incidían en gran manera en la génesis e individualización de los abanicos aluviales (Eckis, 1928; Blackwelder, 1928; Buwalda, 1951). Pero no es hasta la aparición de los trabajos de Blissenbach (1952, 1954) cuando el estudio de los abanicos aluviales adquiere un gran impulso y sistematización.

Posteriormente los trabajos se centraron en algunos abanicos de pequeño tamaño, situados generalmente en zonas del planeta donde imperaban condiciones climáticas áridas y semiáridas. Destacan los trabajos de Beaty (1963, 1970, 1974), Bull (1963, 1964a y b), Denny (1965, 1967), Legget *et al.* (1966), Williams (1969), etc. La sistematización del concepto se produjo con los trabajos de Bull (1968, 1972, 1977) y Schumm (1968, 1977, 1981).

A partir de los trabajos realizados predominantemente sobre abanicos aluviales, que en la actualidad se hallan ubicados en zonas geográficas de una gran aridez climática, se supuso que el desarrollo de los abanicos aluviales estaba controlado preferentemente por el clima. En ese contexto su propuso la hipótesis del equilibrio climático (figura 6.12) para explicar la génesis y desarrollo de los abanicos, sin tener en cuenta los posibles condicionantes tectónicos.

También se realizaron estudios experimentales tendentes al conocimiento funcional de los abanicos aluviales mediante el análisis de diversos ejemplos a pequeña escala. Diversos trabajos (Hooke, 1967, 1968; Rachocki, 1981; Parker *et al.*, 1988; Schumm *et al.*, 1995; Whipple *et al.*, 1995, etc.), han proporcionado información muy valiosa sobre la distribución de los materiales clásticos así como de las fases de deposición y desarrollo de los abanicos aluviales. Hay que tener en cuenta que los abanicos experimentales constituyen en sí mismos unos ejemplos concretos y no unos modelos a extrapolar. En ese sentido los trabajos experimentales han servido para dar una nueva luz a la interpretación genética de los abanicos a partir del estudio de unos casos muy concretos y con unas características muy determinadas. Éstas que están bien controladas y que se han realizado a una escala conocida, constituyen condicionantes concretos para casos muy determinados.

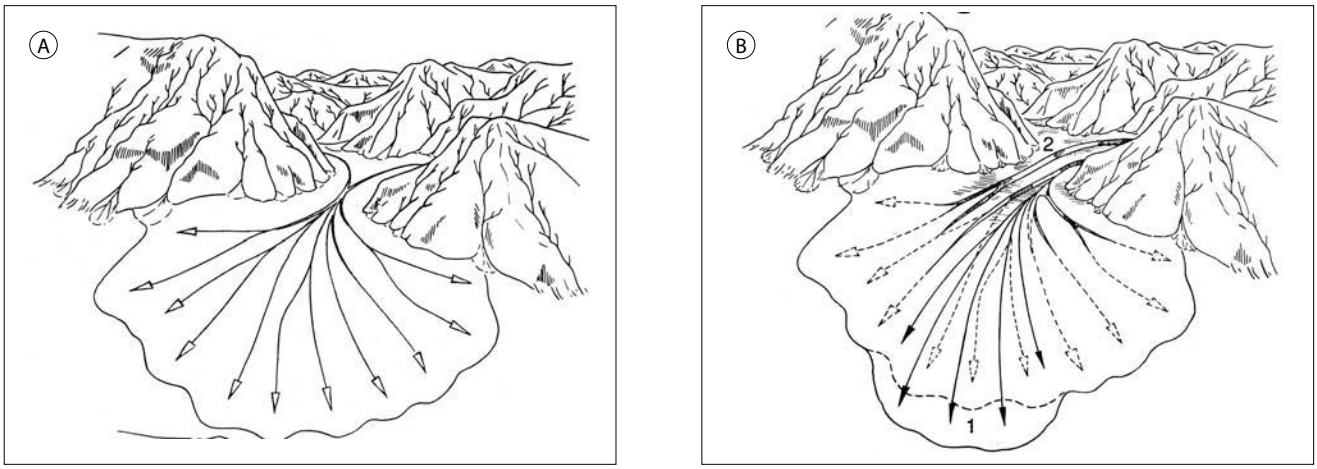


Figura 6.12. Aspectos de la generación de los abanicos aluviales mediante un control climático en la hipótesis de equilibrio: A) agradación durante los períodos pluviales o más húmedos; B) encajamiento de los canales durante el siguiente período más seco. Se produce así el abandono de muchos canales y solo permanecen activos unos pocos, que contribuyen al crecimiento de un nuevo sector del abanico (Lustig, 1965).

A partir del estudio de ejemplos aluviales actuales se tiende a clasificarlos según sea el tipo de régimen climático imperante en la zona de depósito. Así se introduce la terminología de *abanicos aluviales de clima árido* los correspondientes a los citados con anterioridad, y los *abanicos aluviales de clima húmedo* los que empiezan a ser estudiados por Gole y Chitale (1966), McGowen y Groat (1971), Boothroyd y Nummendal (1978), Vos (1975), etc. Posteriormente a estos dos tipos se les vino a sumar el modelo de abanico aluvial desarrollado en *clima tropical* (Heward, 1978a y b; Brierley *et al.,* 1993), así como aquellos desarrollados en zonas sedimentarias muy alejadas del área fuente y denominados *abanicos terminales* (Mukerji, 1976; Sáez y Riba, 1986; Castelltort y Marzo, 1986; Sadler y Kelly, 1993; Kelly y Olsen, 1993).

En las décadas de los años 1970 y 1980 se produce a nivel internacional un gran impulso en el estudio de los abanicos aluviales. Destacan los trabajos de Steel (1974) sobre aspectos principalmente sedimentológicos. También son muy notables los trabajos de Heward (1978a, 1978b), de Miall (1970, 1981), de Rust (1979), de Wasson (1974, 1977, 1979), de Steel *et al.* (1977, 1978, 1980), de Bluck (1964, 1980), de Gloppen y Steel (1981), de Rachocki (1981), de Hérail (1984) y de Nilsen y Moore (1984). Posteriormente se publicaron trabajos específicos de Steel (1987), Heward (1987), Arche *et al.* (1987), Bluck (1987), Blair y McPherson (1994a, b y c), etc. En otros países de habla castellana, como la República Argentina, se han publicado también trabajos muy interesantes sobre estos temas referidos a casos concretos entre los que cabe citar el de la localidad de Volcán en la Quebrada de Humahuaca (Spalletti, 1972), los de la Quebrada de Chumbiche en Catamarca (González Díaz, 1972) y en otros sectores argentinos (Spalletti, 1979; Milana, 1994, 2000), etc.

La tendencia interpretativa actual sobre los condicionantes principales que contribuyen a la generación de los abanicos aluviales, sugiere que la actividad tectónica en el área fuente y/o en los márgenes de la cuenca sedimentaria, es fundamental. Así, se puede originar un incremento importante en la cantidad de clásticos disponibles a la vez que un aumento significativo del gradiente. El resultado implica una incisión importante del canal principal y un desplazamiento del sector activo (figuras 6.13 y 6.14).

En nuestro país, aunque algunos autores antiguos ya se interesaron por esta temática (Font i Sagué, 1905), la publicación de trabajos sobre abanicos aluviales empieza a ser cuantitativamente importante a partir de 1972, aunque algunos trabajos anteriores ya habían apuntado ideas interesantes sobre el tema (Rosell y Riba, 1966). Así, a mediados de los años setenta (Anadón y Marzo,1975; Colombo, 1975, 1979) se publican los primeros trabajos que inter-

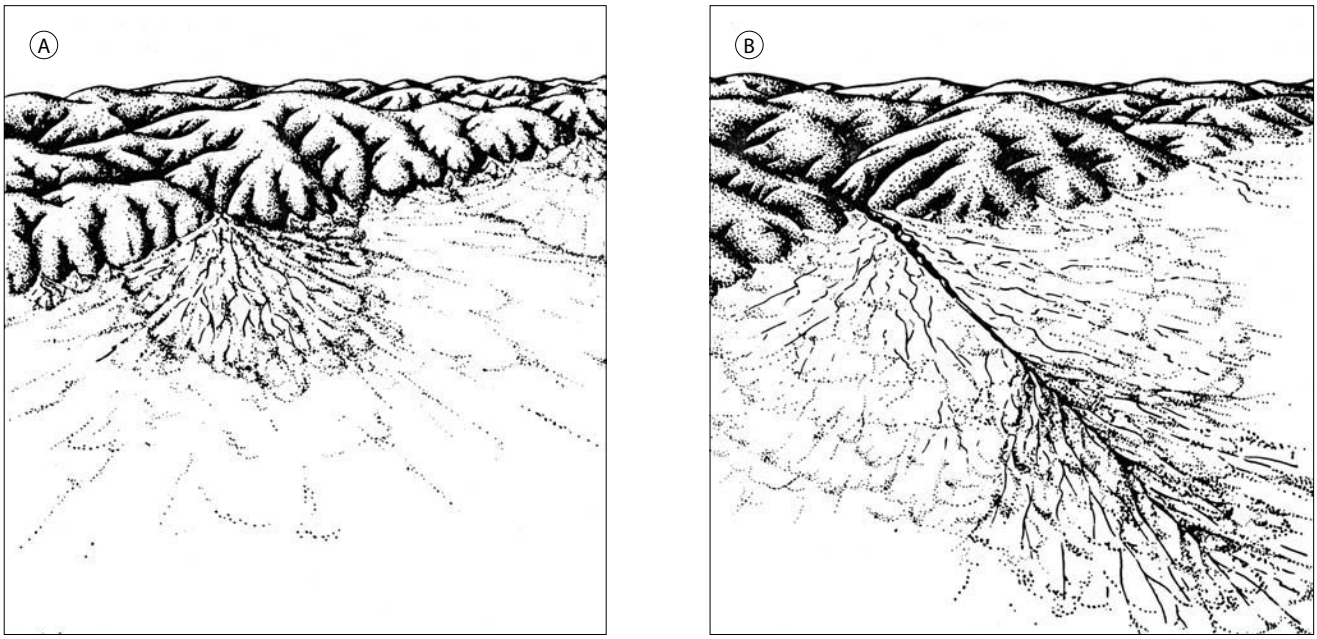


Figura 6.13. Fases de desarrollo de abanicos aluviales controlados por levantamientos tectónicos: A) área de acumulación adosada al frente montañoso. B) zona de acumulación alejada del frente montañoso como consecuencia del encajamiento del canal principal (Bull, 1968).

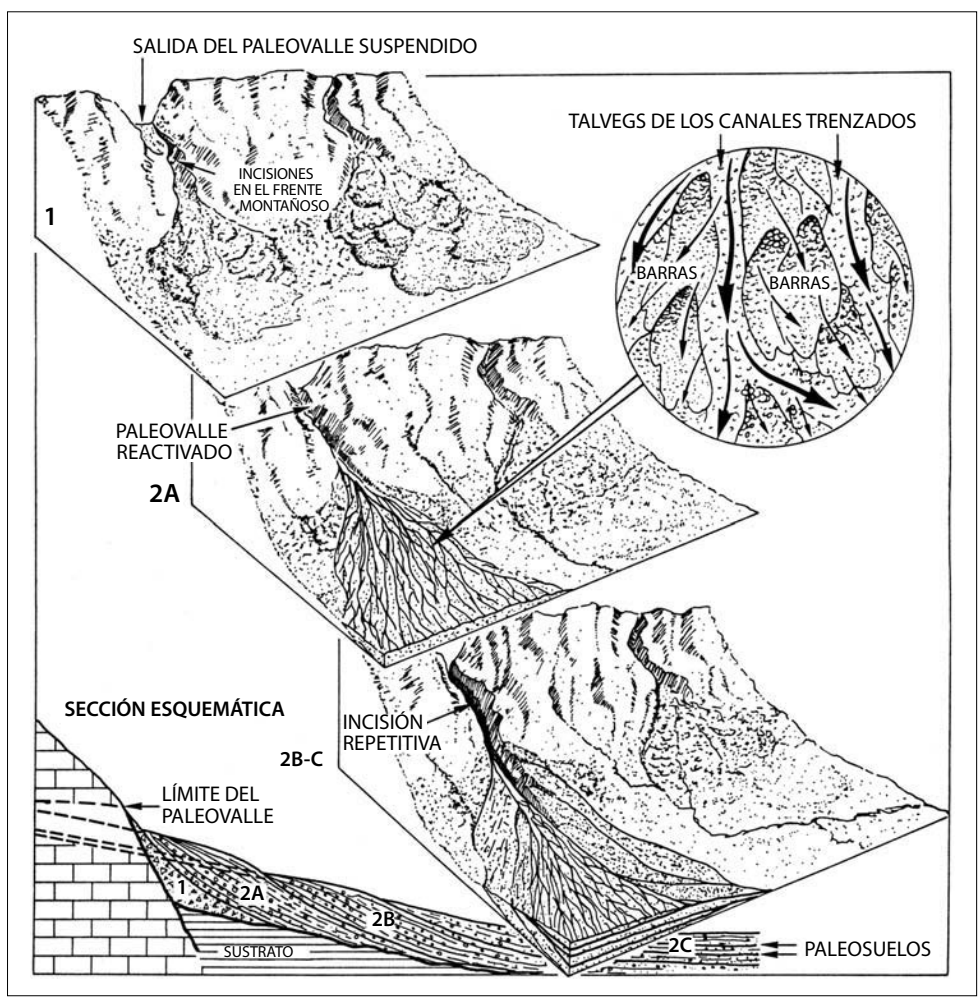


Figura 6.14. Modelo esquemático de crecimiento de un abanico «en cascada». 1) abanicos dominados por procesos de tipo masivo. Los abanicos del estadio 2 se han formado por flujos acuosos variables que acarrean sedimentos mediante diversos tipos de barras (2A) en un contexto de cursos trenzados *(braided)*. Al producirse un nuevo episodio de encajamiento del canal principal (2B), se genera un nuevo abanico (2C). Éste, que ha crecido episódicamente, muestra como los episodios quedan separados por niveles edáficos (Nemec y Postma, 1993).

pretan algunas unidades de materiales terrígenos gruesos como correspondientes a antiguos abanicos aluviales desarrollados en un sector de Cataluña al inicio del Paleógeno. De otras zonas del país, y sin que sea un repaso exhaustivo, existen trabajos de Anadón *et al.* (1979), Colombo (1980), Robles (1982), etc.

Posteriormente este tipo de trabajos ha tenido un gran desarrollo y se ha integrado el modelo de los abanicos aluviales con otros sistemas sedimentarios relacionados (Allen *et al.*, 1983; Colombo y Robles, 1983; Robles, 1982; Arche y López, 1984; Fornós *et al.*, 1984; Cabrera, Colombo y Robles, 1985; Colombo, 1985, 1986, 1987; Vergés y Riba, 1991; Colombo y Vergés, 1992; Silva *et al.*, 1992; Fernández, Bluck y Viseras, 1993; Viseras y Fernández, 1995).

Sistema deposicional

Los abanicos aluviales se consideran como un sistema deposicional en el sentido que tienen una entidad y unidad propias por lo que se refiere al depósito de materiales. En principio este Sistema tiene varios subambientes sedimentarios representados por sus facies específicas, caracterizadas tanto por los condicionantes de las corrientes de depósito, como por sus asociaciones de facies. Se considera a los abanicos aluviales como una gran unidad deposicional específica que puede diferenciarse claramente de otros sistemas deposicionales asociados.

En el crecimiento y desarrollo de este Sistema Deposicional tienen una gran importancia los condicionantes propios. Es decir los que hacen referencia a las propias corrientes formadoras del abanico, su distribución areal general y local, así como sus variaciones de intensidad y competencia que pueden ocasionar el depósito de materiales en un sector u otro del abanico. Estos corresponden a los *condicionantes autocíclicos* (Beerbower, 1964), característicos y propios del desarrollo normal del abanico. Pero como que éste se halla localizado en una posición cercana a un borde de cuenca que en algún momento ha sido tectónicamente activo, y además se desarrolla en una zona de acumulación que forma parte de una cuenca sedimentaria, cualquier variación en esas características, así como en los parámetros climáticos, incidirá en gran manera en la génesis, crecimiento y modificación de los abanicos. Estos son *los condicionantes alocíclicos* (Beerbower, 1964). Por tanto, los abanicos bien desarrollados corresponden a un equilibrio entre los condicionantes autocíclicos y alocíclicos que inciden sobre los mismos.

El abanico aluvial

La distribución granulométrica de los materiales terrígenos en los abanicos aluviales implica que los materiales de granulometría más gruesa se hallan localizados en la zona apical, mientras que hacia las zonas más lejanas existe una gradación granulométrica en decrecimiento relativamente gradual. También hay que tener en cuenta que, dependiendo de la litología mayoritaria en el área fuente, pueden existir abanicos generados predominantemente por materiales arenosos y conglomeráticos (Colombo, 1980; Balaña *et al.*, 2007) y por materiales predominantemente lutíticos entre los que aparecen algunos depósitos de granulometría mayor (Nakayama, 1999).

A gran escala, la diferencia principal entre un abanico aluvial y un cono de canchal *(scree, tartera, pedriza)* de una geometría y dimensiones parecidas (Bull, 1968), estriba en la distribución radial de los clastos de mayor granulometría. En los canchales los elementos más gruesos se hallan localizados hacia las partes más alejadas del área fuente, ya que los elementos mayores han recorrido una distancia mayor en condiciones de caída balística libre y subaérea. Por el contrario, en los abanicos aluviales en los que las partículas han sido transportadas mediante el concurso de algún tipo de corrientes más o menos acuosas, la distribución granulo-

métrica indica que los materiales más gruesos se hallan situados hacia las partes superiores mientras que los de granulometría más fina se hallan localizados hacia las partes inferiores. Esta es una de las razones por las que se ha utilizado la terminología de *facies proximales* para designar a las de granulometría más gruesa y *facies distales* para las de granulometría más fina. De esa manera los abanicos aluviales sólo estaban divididos en dos sectores, el *sector proximal* y el *sector distal,* atendiendo tanto a la granulometría de las partículas como a los procesos sedimentarios principales.

Por lo que respecta a la génesis de los abanicos, a parte de las ideas y conceptos generales ya mencionados en apartados anteriores, hay que tener en cuenta que en muchas ocasiones existen abanicos aluviales asociados a canchales. Así, en un estadio inicial (figura 6.15) pueden existir canchales que pueden tener forma conoidal y que se hallan constituidos por materiales clásticos acumulados por procesos de caída gravitativa subaérea. En un primer estadio van evolucionando a depósitos con algún componente de flujo masivo. En un segundo estadio los flujos masivos son predominantes, mientras que en el tercer estadio serían predominantes los flujos acuosos.

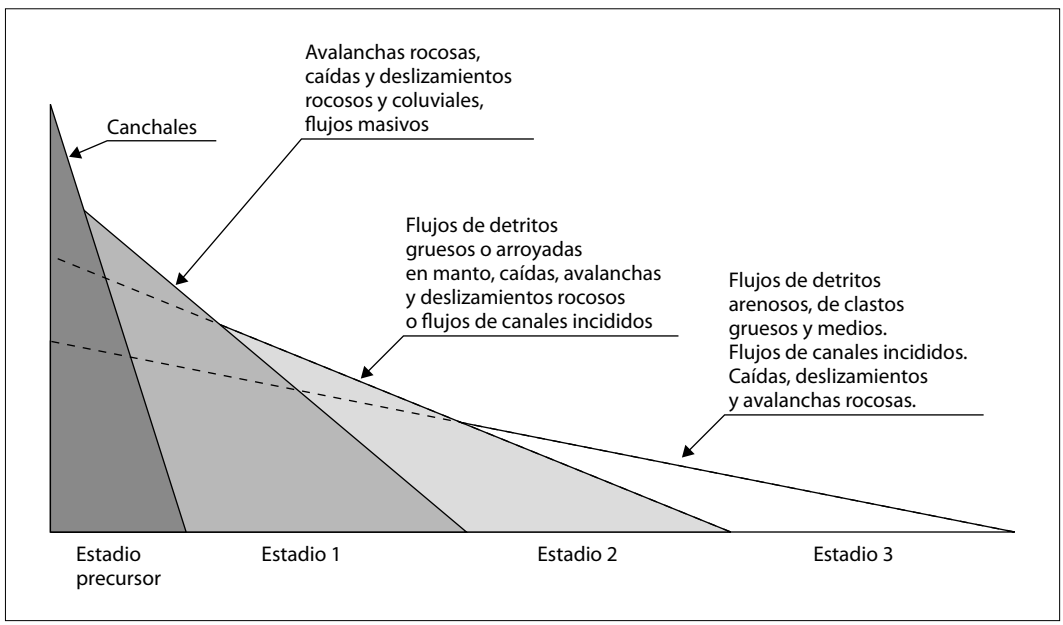


Figura 6.15. Esquema de los estadios evolutivos del desarrollo de un abanico aluvial, a partir de canchales iniciales. Se indican los procesos sedimentarios predominantes. Modificado de Blair y McPherson, 1994a.

Se ha podido apreciar que existen diversos ejemplos de lo descrito en la zona de la Quebrada del río Toro en la Provincia de Salta, Argentina (Colombo, 2005). En esa zona la producción primaria de detritos parece ser de origen climático. Ello ha condicionado la existencia de relieves muy escarpados con taludes inestables, que son cruzados por cursos acuosos de diverso orden y magnitud. Cuando no existe red jerarquizada se observan ejemplos del estadio inicial que a medida que el curso es episódicamente efectivo, van evolucionando al estadio primero. Luego, a medida que los cursos son cada vez mayores y con actividad episódica de descarga acuosa y sedimentaria, se pasa transicionalmente a los estadios segundo y tercero.

Esto llega a condicionar la existencia, a grandes rasgos, de dos clases principales de abanicos; los constituidos predominantemente por flujos masivos (figura 6.16a) y los constituidos predominantemente por flujos acuosos (figura 6.16b) del tipo de arroyada en manto *(sheet flood)*.

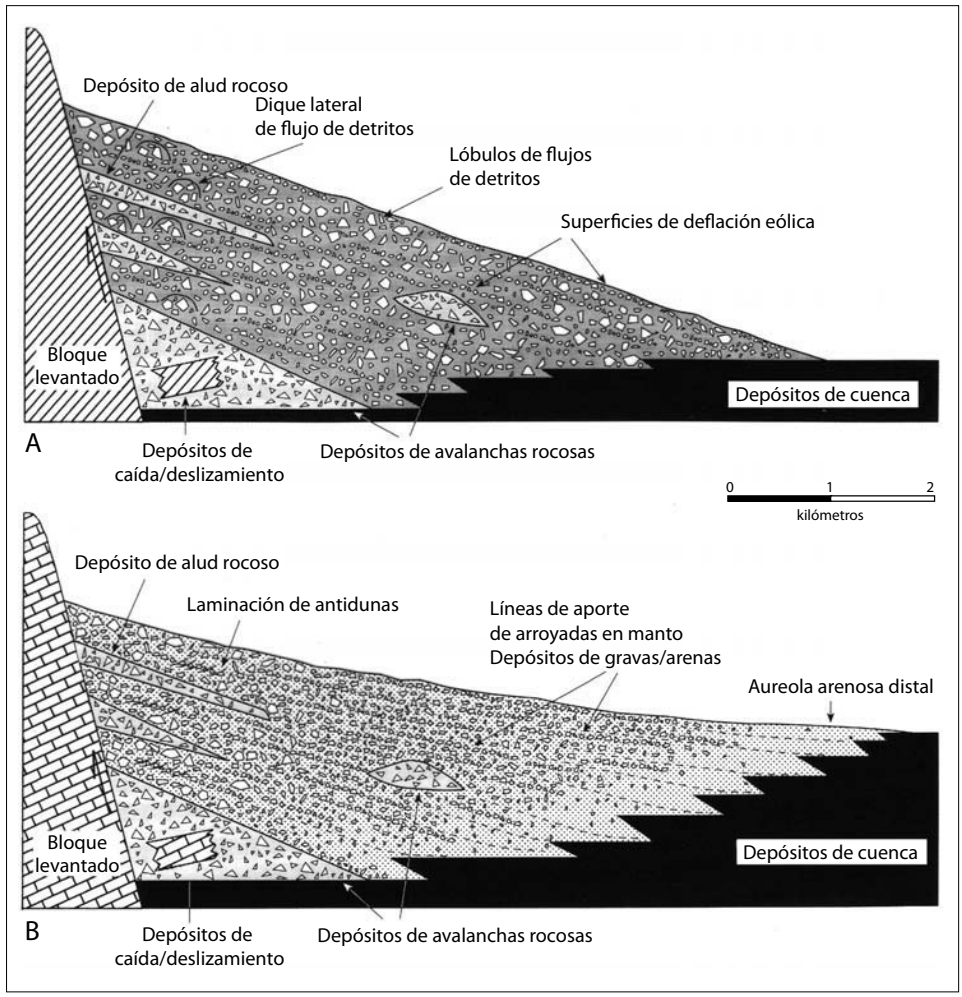


Figura 6.16. Secciones esquemáticas de dos tipos de abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994a): A) abanico constituido principalmente por procesos de tipo masivo *(mass flows)*. Corresponden a abanicos de baja eficacia de transporte. B) abanico constituido principalmente por flujos acuosos. No siempre es necesaria una falla en el contacto con el frente montañoso. Los tamaños de los abanicos tampoco deben ser siempre del mismo orden de magnitud.

Zonación

Atendiendo a la morfología específica, a la distribución granulometría y a las diversas asociaciones de facies más características, se propone la subdivisión de un abanico aluvial en tres partes:

La *cabecera* del abanico, el *cuerpo* del abanico y el *pie* del abanico (figura 6.17). Esta subdivisión se ha realizado atendiendo a factores de distribución areal, y sobre todo a factores de constitución específica. Estos son susceptibles de ser reconocidos en el registro fósil por las diferentes facies y asociaciones de facies mostradas (figura 6.18).

La *cabecera del abanico,* que se halla bastante reducida en cuanto a su extensión areal, se caracteriza por las granulometrías más gruesas y heterométricas, así como el estar constituida predominantemente mediante el concurso de flujos masivos con comportamiento viscoso o por flujos acuosos muy densos. Corresponde a la zona más alta del abanico aluvial. Su grado de preservación en estado fósil es bastante bajo, ya que son los primeros materiales retrabajados cuando existe un reajuste de tipo alocíclico.

El *cuerpo del abanico* es más extenso, y se caracteriza por mostrar dos zonas bien diferenciadas (figura 6.19).

El *cuerpo interno,* corresponde a la parte alta del abanico y muestra una buena equivalencia lateral con la zona de la cabecera. De ésta proceden algunos episodios masivos y los flujos

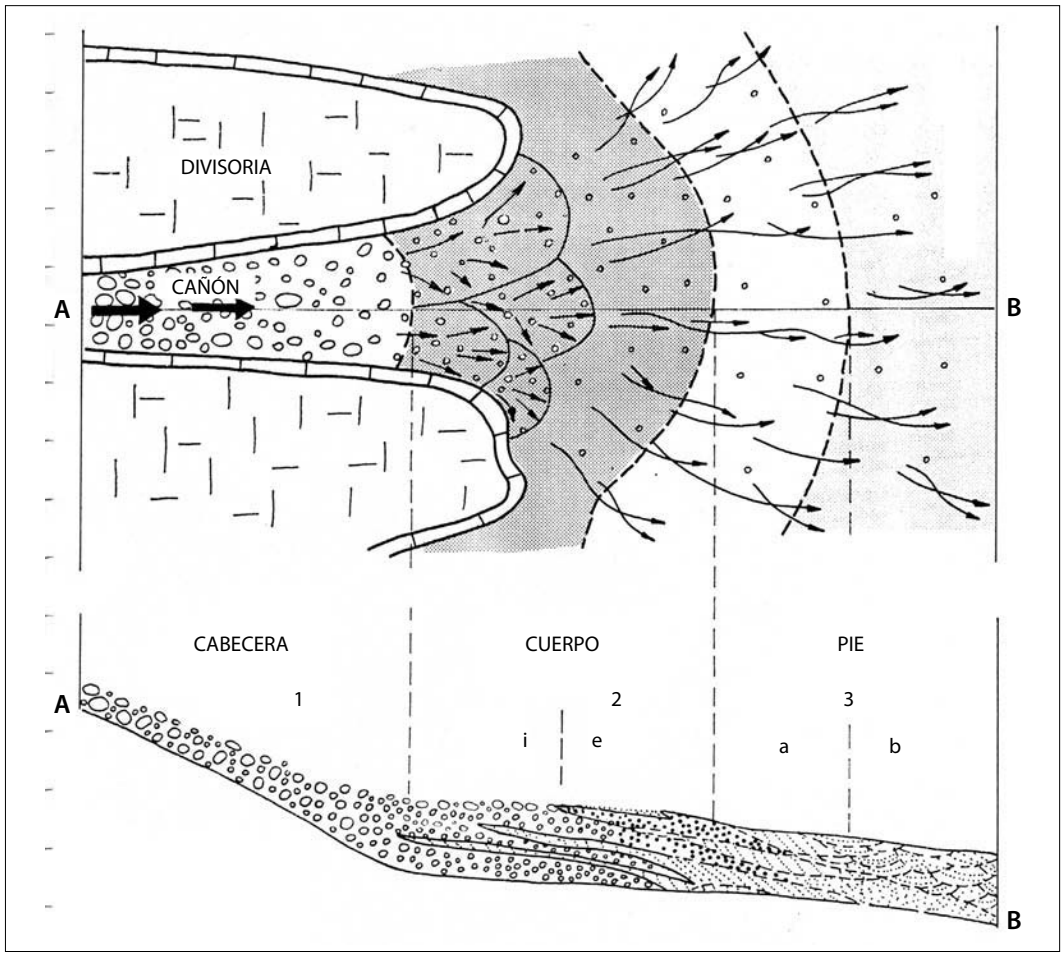


Figura 6.17. Planta esquemática y sección de un abanico aluvial funcional y su relación con el encajante. Las flechas (vectores) indican la intensidad relativa de los procesos fluviales (MacGowen y Groat, 1971): 1) la cabecera se caracteriza por gravas masivas y muy gruesas; 2) el cuerpo muestra alternancia de gravas y arenas. Las gravas son predominantes en la zona interna (i), mientras que las arenas son más evidentes en la zona externa (e); 3) el pie está caracterizado por mostrar estructuras tractivas de estratificación cruzada curvada *(trough)* predominante en la zona interna (a) y estratificación cruzada tabular *(planar)* en la zona externa (b).

acuosos densos y altamente energéticos conocidos con el nombre de arroyadas *(crecidas, crecientes)* en manto *(sheet floods)*.

El *cuerpo externo* se caracteriza por facies que han sido transportadas mediante corrientes acuosas, que pueden redondear los clastos por impacto y realizan alguna selección granulométrica de los mismos. Los materiales han sido transportados mediante formas de fondo (barras) que proporcionan una morfología general de tipo trenzado *(braided)* al cauce mayor (figura 6.14). Se caracterizan por tener un gradiente elevado, lo que posibilita el transporte de materiales muy gruesos (figura 6.20) por cursos acuosos que no tienen capacidad de migración lateral. En esta zona empiezan a preservarse algunos niveles de granulometría más fina (areniscas) situadas en lugares en los que momentáneamente la sedimentación se había detenido, o a sotavento (sotacorriente) de alguna estructura tractiva más o menos importante (barra de gravas).

El *pie del abanico* puede ser la zona más extensa, ya que se considera como tal hasta aquellas zonas, algo alejadas, con alguna influencia del transporte de sedimentos procedentes del abanico. La pendiente ya se ha suavizado mucho y la granulometría general de los depósitos es bastante fina. Se pueden diferenciar las zonas:

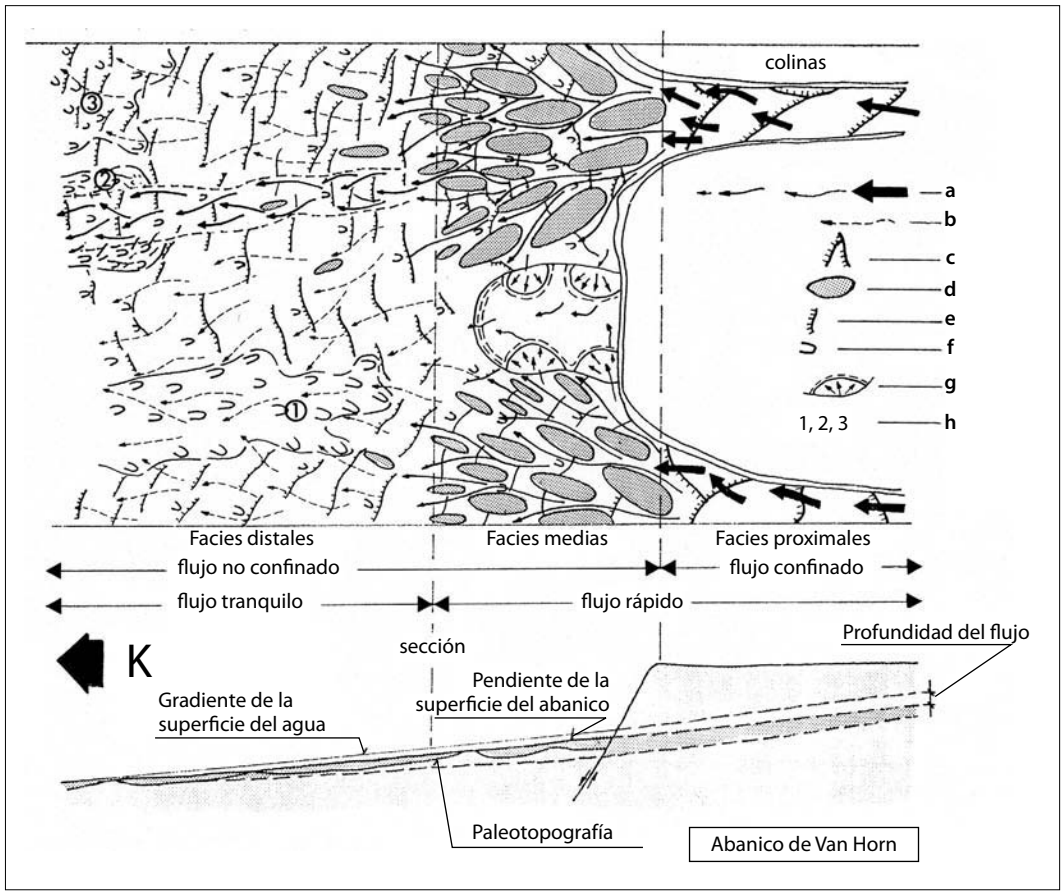


Figura 6.18. Modelo general, en planta y sección, de un abanico aluvial citado como característico de «*clima húmedo*»: a) intensidad relativa de los procesos fluviales; b) canales en un curso de tipo trenzado *(braided);* c) depósitos de oleadas *(surges);* d) barras longitudinales; e) barras transversales; f) depresiones relativamente grandes *(scours);* g) zonas lacustres laterales con pequeños deltas menores; h) concentraciones de minerales pesados (placeres); k) sentido de acumulación de minerales pesados y de decrecimiento generalizado de la energía del medio. Modificado de McGowen y Groat, 1971.

La *zona interna del pie del abanico,* corresponde a la parte más alta y se (figura 6.21) caracteriza por tener materiales con geometría lenticular (canalizados) localmente muy importantes, procedentes de la zona del cuerpo externo del abanico. Las facies predominantes son arenosas y lutíticas con alguna intercalación, localmente importante, de materiales más gruesos con geometría lenticular. Estos localmente pueden llegar a mostrar una tendencia secuencial granocreciente (negativa).

La *zona intermedia del pie del abanico,* corresponde al sector donde existe una sedimentación predominante de materiales terrígenos finos y en la que esporádicamente se intercalan algunos lentejones de materiales de granulometría más gruesa y con tendencia granulométrica negativa. Estos muestran una tendencia secuencial tanto de granulometría como de energía de transporte que implica un incremento energético. En algunos casos los materiales de granulometría más gruesa muestran una base lenticular (acanalada), mientras que en otros, la base también es neta y erosiva pero con una geometría generalmente plana. Se trata de abanicos de pequeño tamaño y dimensión que se hallan localizados hacia partes más alejadas y muestran una tendencia general a estar constituidos por materiales de granulometría más fina. Se asemejan a los de los abanicos terminales, situados al extremo de los canales que, procedentes de la parte externa del cuerpo del abanico, se extienden hacia zonas alejadas. Cuando esos cana-

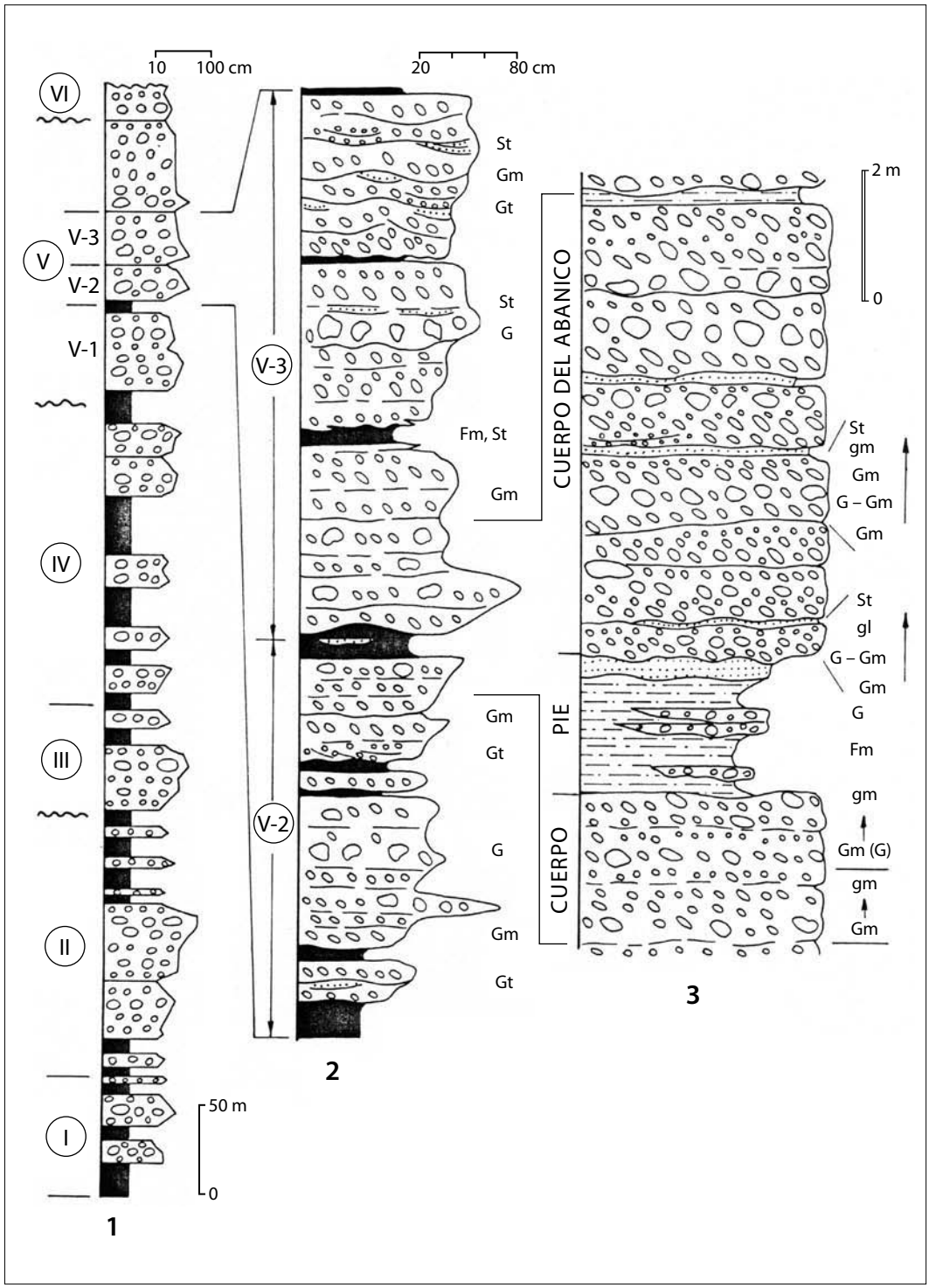


Figura 6.19. Facies características de Cuerpo de un abanico aluvial (Cabrera, Colombo y Robles, 1985): 1) Distribución vertical de las megasecuencias (I-VI); 2) superposición de dos macrosecuencias (V-2 y V-3); 3) zona de contacto y superposición de esas dos macrosecuencias. Se evidencia la distribución de algunas facies características con un código específico (Miall, 1978).

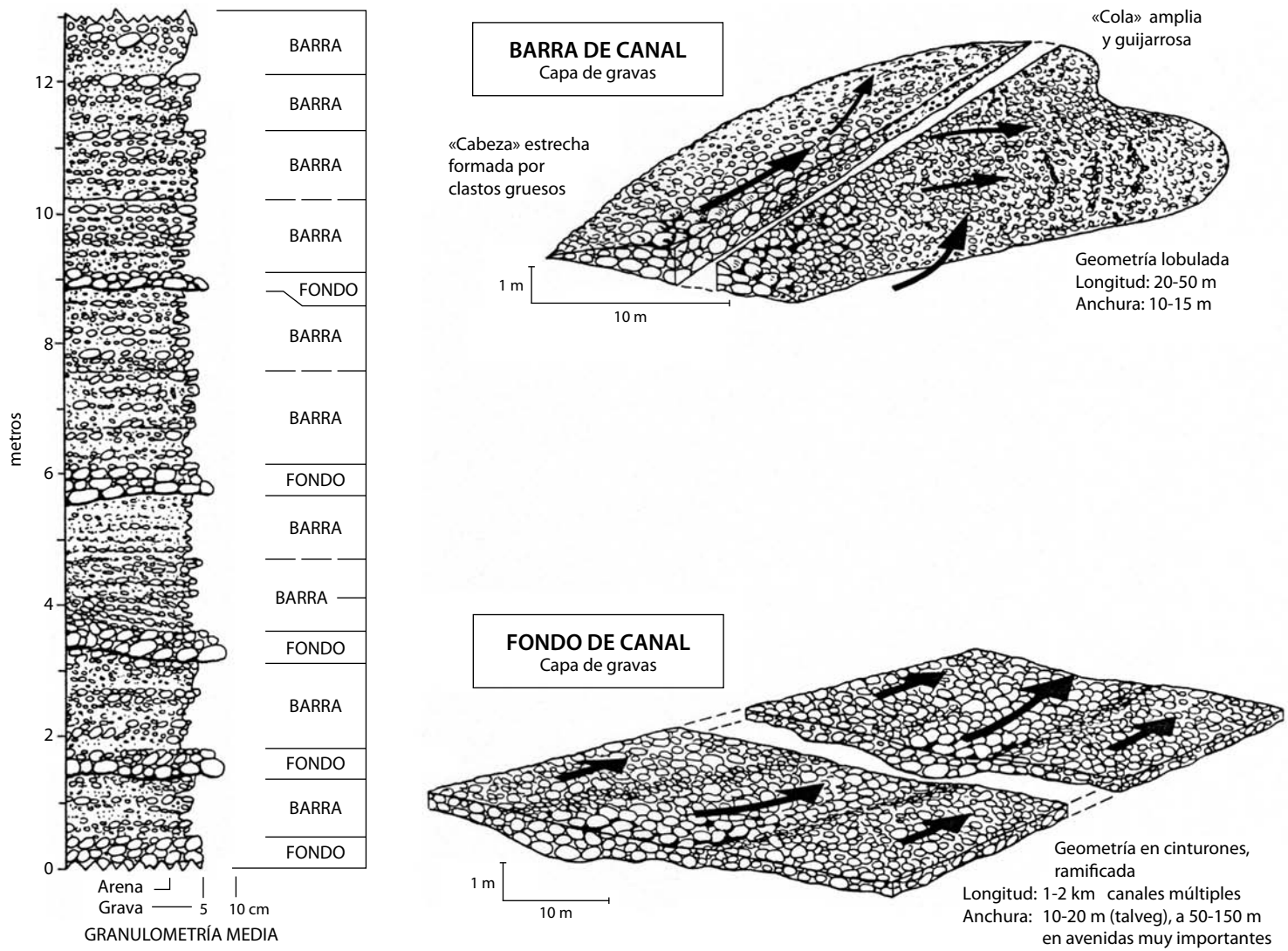


Figura 6.20. Características descriptivas e interpretativas de las barras y de los fondos de canal, en un abanico con cursos fluviales estacionales que acarrean una gran cantidad de detríticos en forma de carga tractiva (Nemec y Postma, 1993).

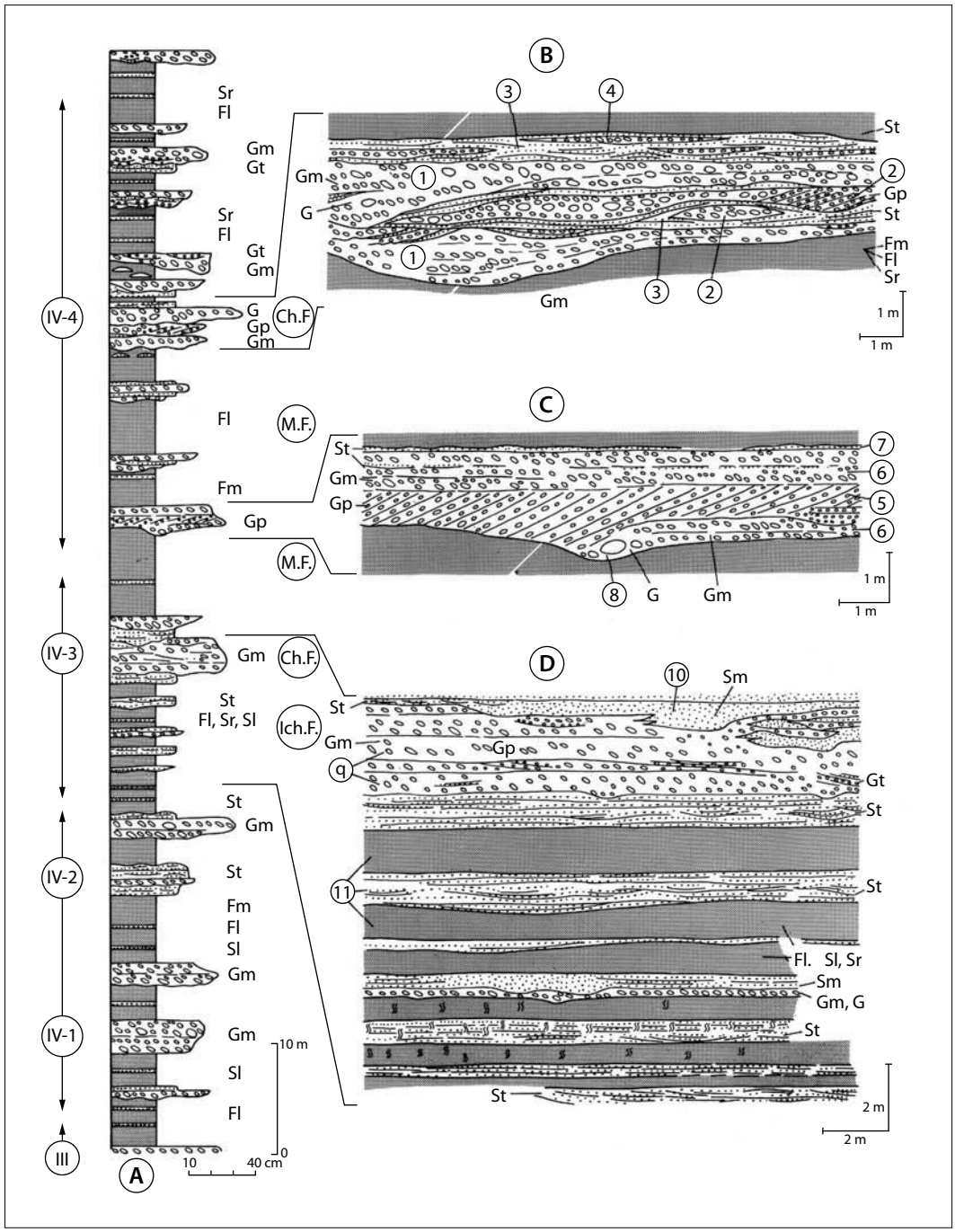


Figura 6.21. Sucesión vertical de facies características de pie interno e intermedio de un abanico aluvial con predominancia de materiales conglomeráticos alternando con arenosos y lutíticos (Cabrera, Colombo y Robles, 1985). La columna corresponde a la superposición de dos megasecuencias principales (III-IV) en las que se manifiestan sus macrosecuencias más importantes (IV-1 a IV-4). A) facies canalizadas (ChF), facies de intercanal (Ich) y facies lutíticas (MF). B) facies de barras y rellenos de canal; 1, relleno multiepisódico; 2, barras; 3, dunas y rellenos entre barras; 4, rellenos de canales menores. C) relleno complejo de un canal; 5, barra transversal; 6, barra longitudinal; 7, areniscas superiores de descenso de flujo; 8, depósitos de fondo. D) depósitos de canal y de intercanal; 9, barras y relleno de canal; 10, pequeños canales arenosos; 11, depósitos de intercanal caracterizados por relaciones complejas entre canales de pequeña entidad, expansiones importantes *(crevasses, derrames)* y tramos lutíticos en los que se pueden desarrollar diversos tipos de actividad edáfica.

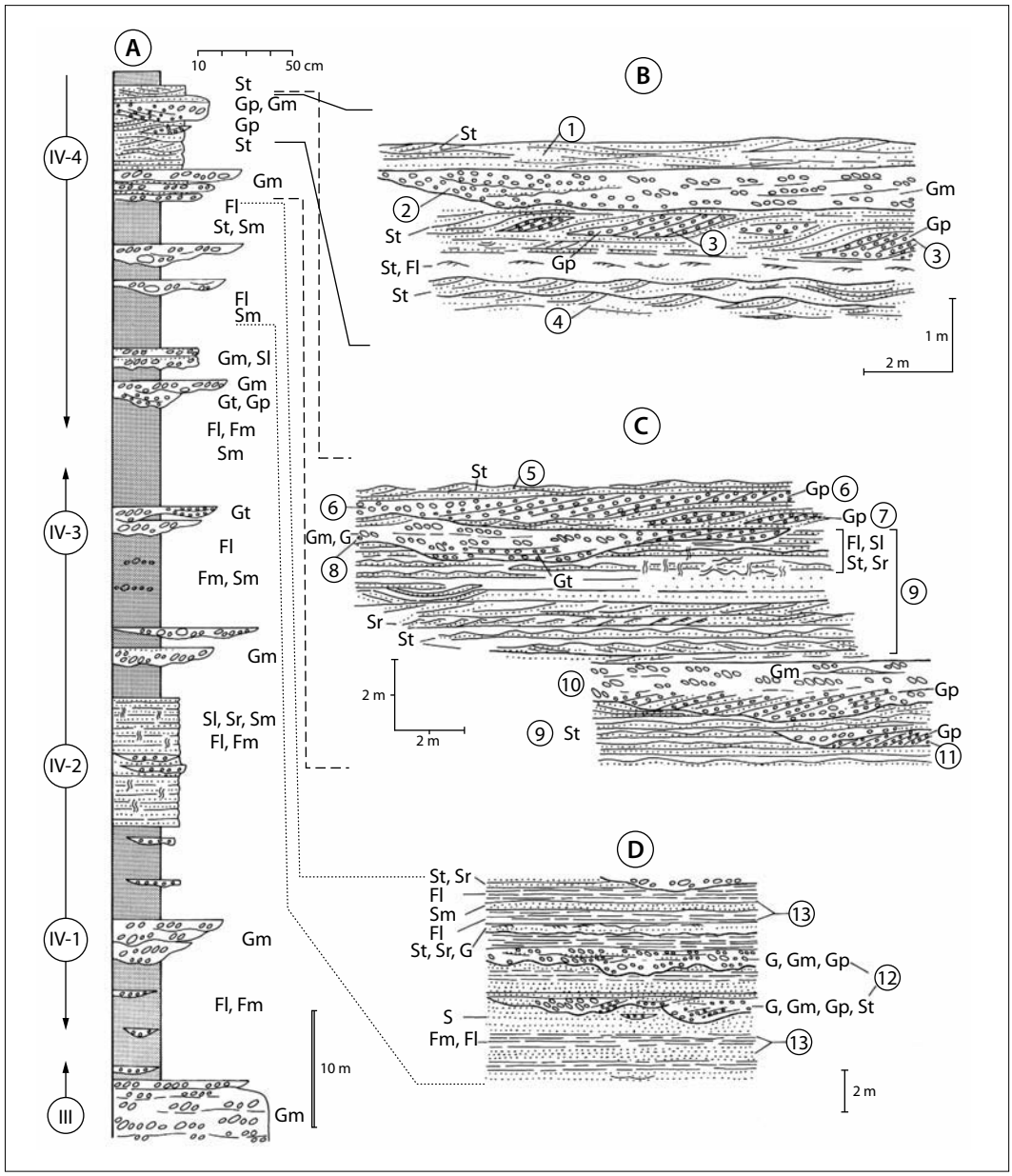


Figura 6.22. Sucesión vertical de facies características de pie intermedio y externo de un abanico aluvial con materiales conglomeráticos alternando con arenosos y lutíticos. A) superposición de dos megasecuencias principales (III-IV) en las que se manifiestan sus macrosecuencias más importantes (IV-1 a IV-4) en una posición geográfica más alejada del área fuente. B) depósitos de barras de relleno de canales situados en el pie intermedio del abanico; 1, tapices arenosos superiores; 2, relleno multiepisódico de canal; 3, barra de gravas con geometría «*sigmoidal*»; 4, dunas. C) zona canalizada del pie del abanico, depósitos de barras de canal y depósitos de intercanal; 5, dunas; 6 y 11, barras transversales y rellenos de canal; 7, barras de gravas con geometría «*sigmoidal*»; 8 y 10, rellenos complejos de canal; 9, rellenos de pequeños canales y depósitos de intercanal. D) depósitos de pie externo del abanico; 12, canales menores; 13, depósitos de desbordamiento (Cabrera, Colombo y Robles, 1985).

les pierden el encajamiento, las corrientes acuosas también pierden rápidamente su capacidad portante y se expanden radialmente, dejando bruscamente la carga tractiva en forma de lóbulo. Acarrean la carga en suspensión hacia zonas más alejadas donde se depositan predominantemente en las zonas externas del pie del abanico, en tránsito ya a otros sistemas sedimentarios.

La *zona externa del pie del abanico,* se caracteriza por la existencia de facies de granulometría fina y muy fina, que varían en relación a su situación con respecto a algunos cuerpos ca-

nalizados de granulometría algo más gruesa y que alcanzan esas zonas alejadas a partir de las áreas más internas (figura 6.22) del abanico. Estas facies, además pueden mostrar signos de períodos prolongados de no sedimentación, de acumulaciones estables de aguas más o menos episódicas, y de interrelación con otros sistemas sedimentarios, como pueden ser los evaporíticos, los lacustres y los fluviales más o menos transversales a las direcciones principales de aporte del abanico.

Cuando los abanicos son de pequeño tamaño y se hallan constituidos predominantemente por materiales clásticos gruesos, el pie puede ser dominado por conglomerados. En algunos casos el pie se halla controlado por el nivel de base representado por una zona marina, de manera que pueden existir intercalaciones marinas en los materiales conglomeráticos (figura 6.23).

En función de la distribución general de las facies, el pie del abanico tiene un aspecto general de llanura lutítica en la que existen algunos materiales lenticulares (canaliformes) de granulometría más gruesa (pie interno). En ocasiones existen algunas intercalaciones de granulometría más gruesa con tendencia secuencial negativa (pie intermedio). Finalmente existe una zona con características típicas de llanura lutítica que corresponde a las zonas más alejadas donde todavía existe alguna influencia sedimentaria del abanico (pie externo). En estas zonas, la existencia de trazas de vegetación (rizocreciones, caliches, etc.) cuando son muy extensas, indican detenciones de la sedimentación, o abandonamiento sedimentario de algunos sectores muy determinados en condiciones climáticas favorables para el desarrollo de una cobertera vegetal.

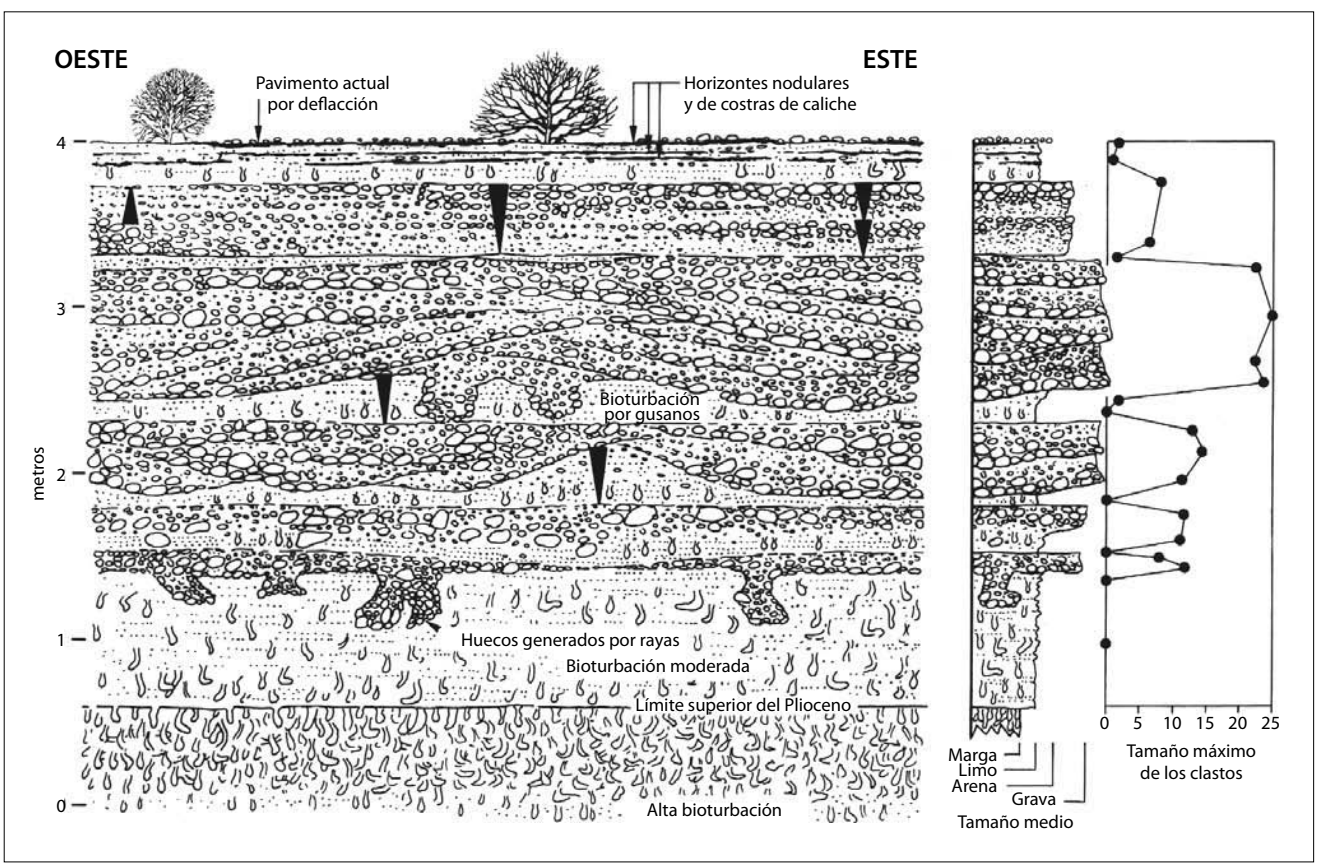


Figura 6.23. Zona del pie subacuoso de un abanico que llega al mar *(fan delta, abanico deltaico)* y donde se produce la coalescencia con otro abanico adyacente. Hay que notar que la sección vertical no puede mostrar las variables relaciones laterales entre las diversas unidades que sí muestra el esquema lateral del afloramiento. Los triángulos negros indican las tendencias secuenciales (Nemec y Postma, 1993).

Tipología

El concepto de la *eficacia de transporte* referido a la capacidad del flujo hidráulico para transportar su carga de sedimentos hacia la cuenca (Kirkby, 1977), es ampliamente conocido en la literatura científica y aplicado usualmente al análisis de los sistemas deposicionales turbidíticos (Mutti, 1979; Rivenaes, 1997; Richards *et al.*, 1998; Mutti *et al.*, 1999; Eschard, 2001; Millar, 2005). Recientemente se ha utilizado, también, para el análisis de sedimentos acumulados en contextos fluviales (Huang, Chang y Nanson, 2004).

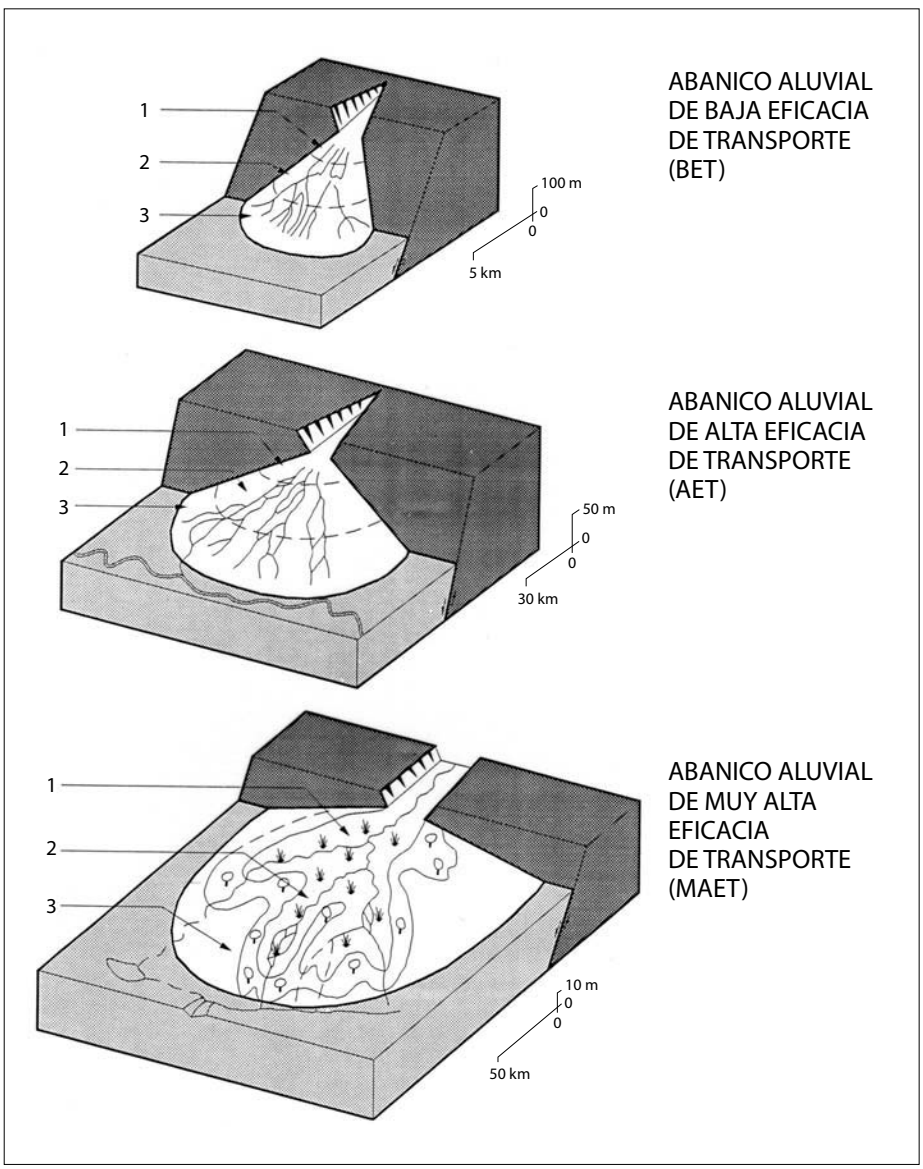


Figura 6.24. Relaciones geométricas generales de los abanicos aluviales. La morfología tiene grandes similitudes, pero hay que tener muy en cuenta el orden de las escalas (Stanistreet *et al.*, 1993). Las fallas no son imprescindibles. Se muestra la distribución general de facies (1, internas; 2, intermedias; 3, externas).

En este trabajo se aplica a los abanicos aluviales, tanto actuales como en el registro fósil, para intentar establecer una jerarquización de los mismos. En esta propuesta de jerarquización no es necesario realizar ninguna referencia de tipo climático ni de tipo geográfico, ya que los abanicos aluviales se pueden desarrollar en cualquier contexto en el que exista un sistema de alimentación de sedimentos a través de un cañón excavado en un frente montañoso, o a través de un canal en el que el flujo quede confinado. Los abanicos podrán generarse en la zona donde exista una ruptura de pendiente y podrán ir creciendo con planimetría más o menos radial cuando las corrientes pierdan bruscamente su encajamiento y exista un aporte continuado de sedimentos.

La actividad a lo largo del tiempo de corrientes tractivas más o menos eficaces en cuanto al transporte de sedimentos, y su permanencia en una región determinada, generará abanicos y grupos de abanicos de tamaños diversos. Así, en función del tamaño (figura 6.24) del sistema deposicional aluvial (Colombo, 1989), se propone la siguiente clasificación:

Abanicos (MAET) de *muy alta eficacia de transporte* (grandes dimensiones).
Abanicos (AET) de *alta eficacia de transporte* (tamaño intermedio).
Abanicos (BET) de *baja eficacia de transporte* (los más pequeños).

Considerando factores tales como las dimensiones radiales de los abanicos aluviales, las direcciones de las paleocorrientes y atendiendo a la distribución de las facies principales, así como a la extensión areal de los abanicos se propone la siguiente jerarquización.

Abanicos aluviales de muy alta eficacia de transporte (MAET)

Con esta denominación se agrupan los abanicos aluviales muy grandes, (dimensiones de centenares a miles de kilómetros cuadrados) en los que sus características sedimentológicas principales sugieren que el transporte se ha efectuado predominantemente mediante corrientes hídricas de tipo perenne o semiperenne (Mohindra *et al.*, 1992). Han sido citados en la literatura como deltas interiores *(inland deltas),* como llanuras distributivas y como abanicos fluviales (Shukla *et al.*, 2001; Nichols, 2005; Nichols y Thompson, 2005) teniendo en cuenta, sobre todo, sus características geomorfológicas principales. En nuestra opinión como que cumplen las premisas del canal principal encajado y confinado en un surco principal, existe una ruptura de pendiente, muestran paleocorrientes focalizadas en la zona apical y en planta exhiben una traza dispersiva de tipo radial, deben ser considerados como abanicos gigantes (figura 6.25) caracterizados por diversos tipos de procesos de acumulación (Muñoz *et al.*, 1992; Kirkby, 1999; Tooth, 1999, 2000; Tooth y Nanson, 1999; Gore *et al.*, 2000; Cuevas *et al.*, 2007).

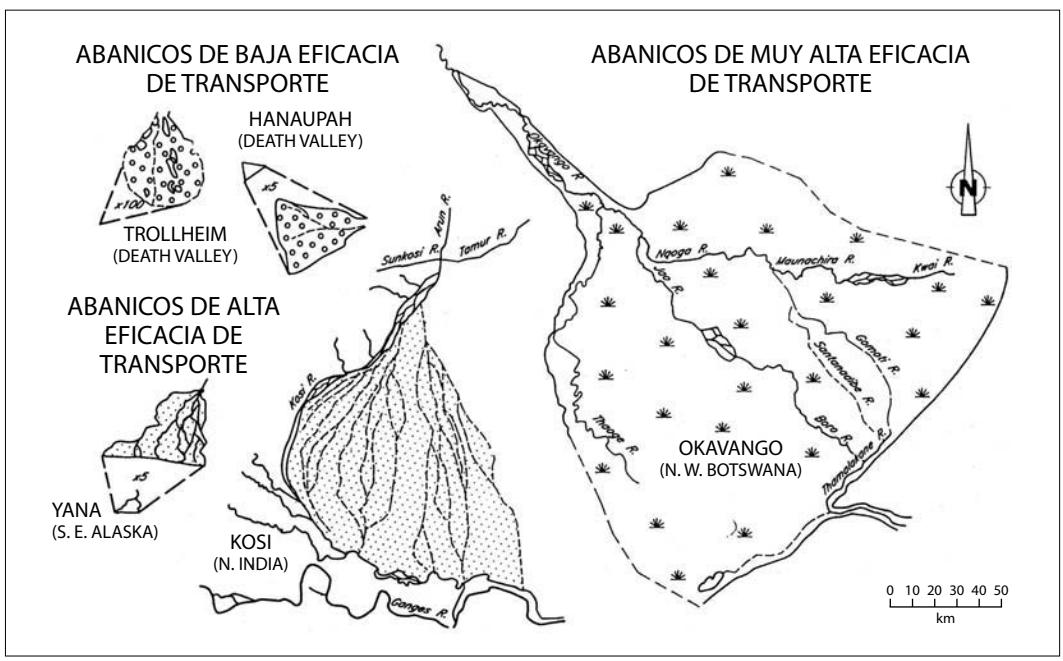


Figura 6.25. Relación de tamaños de los abanicos aluviales con respecto a su eficacia de transporte. Modificado de Stanistreet y McCarthy, 1993.

El abanico del río Kosi se ha ido formando episódicamente a lo largo de los dos últimos siglos, a medida que ha ido desplazando hacia el oeste la traza del canal principal activo (Gole y Chitale, 1966; Wells y Dorr, 1987; Gohain y Parkash, 1990; Singh *et al.*, 1993). Éste, que tiene un carácter semipermanente (figura 6.26), facilita el transporte de los sedimentos arenosos y limoliticos mediante cursos relativamente rectilíneos en los que los materiales se transportan mediante barras y formas de fondo de diverso orden y magnitud. Cuando el curso es sinuoso se llegan a desarrollar barras en punta *(point bars)* representativas de diversos episodios de acreción lateral. Se da el caso de que debido a la alta permeabilidad de los sedimentos,

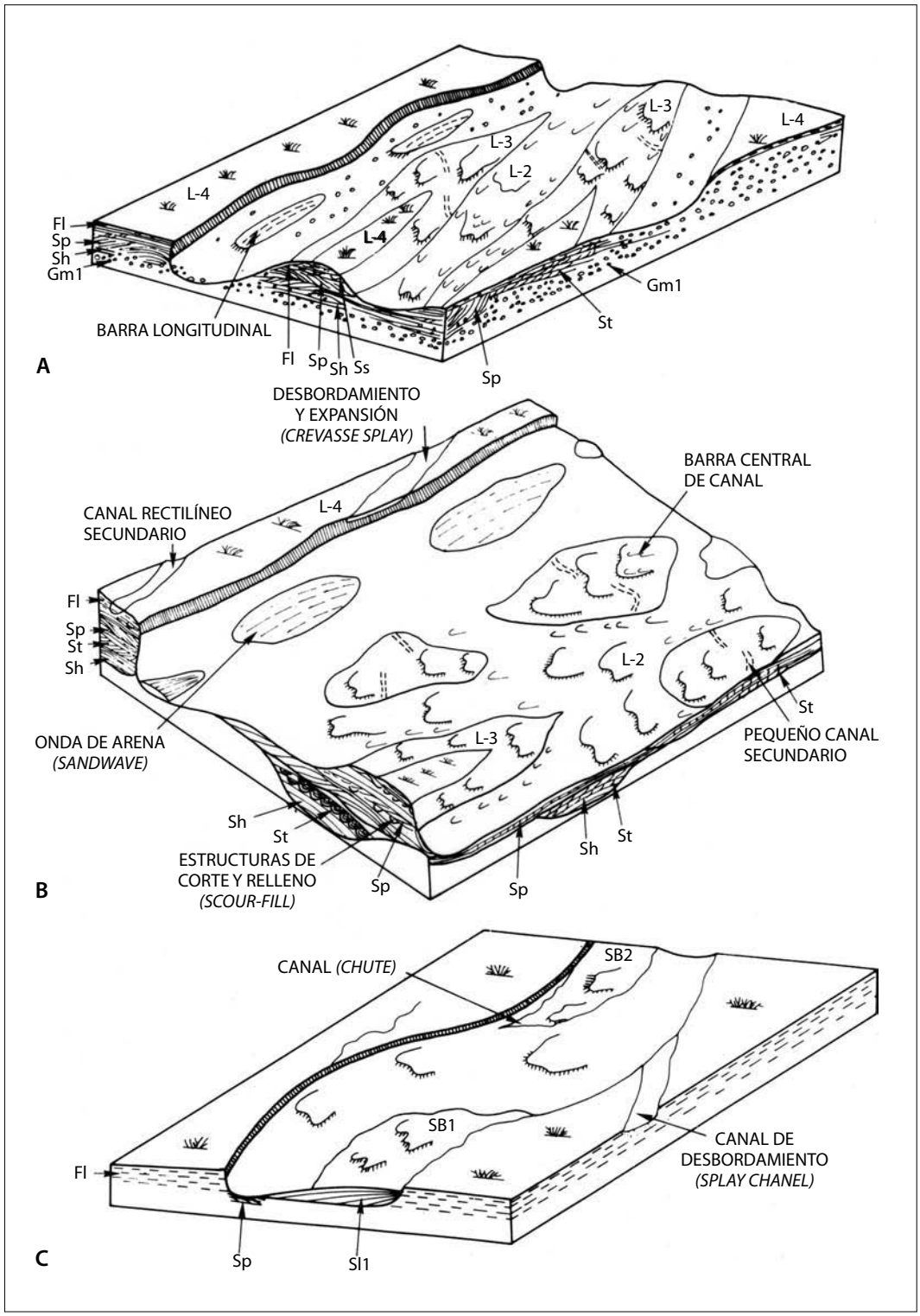


Figura 6.26. Modelo arquitectural de canales funcionales en el abanico del río Kosi: A) canales con profundidades del orden de 8-10 m y anchuras entre 8 y 10 km en la zona de cabecera. B) canales con profundidades del orden de 8-10 m y anchuras entre 4 y 10 km en la zona del cuerpo. C) canales con profundidades del orden de 8-10 m en la zona del pie; el bloque diagrama tiene de 1 a 2,5 km de largo. SB_1 y SB_2 corresponden a barras laterales. L_2, L_3 y L_4 corresponden a barras longitudinales (Singh *et al.*, 1993).

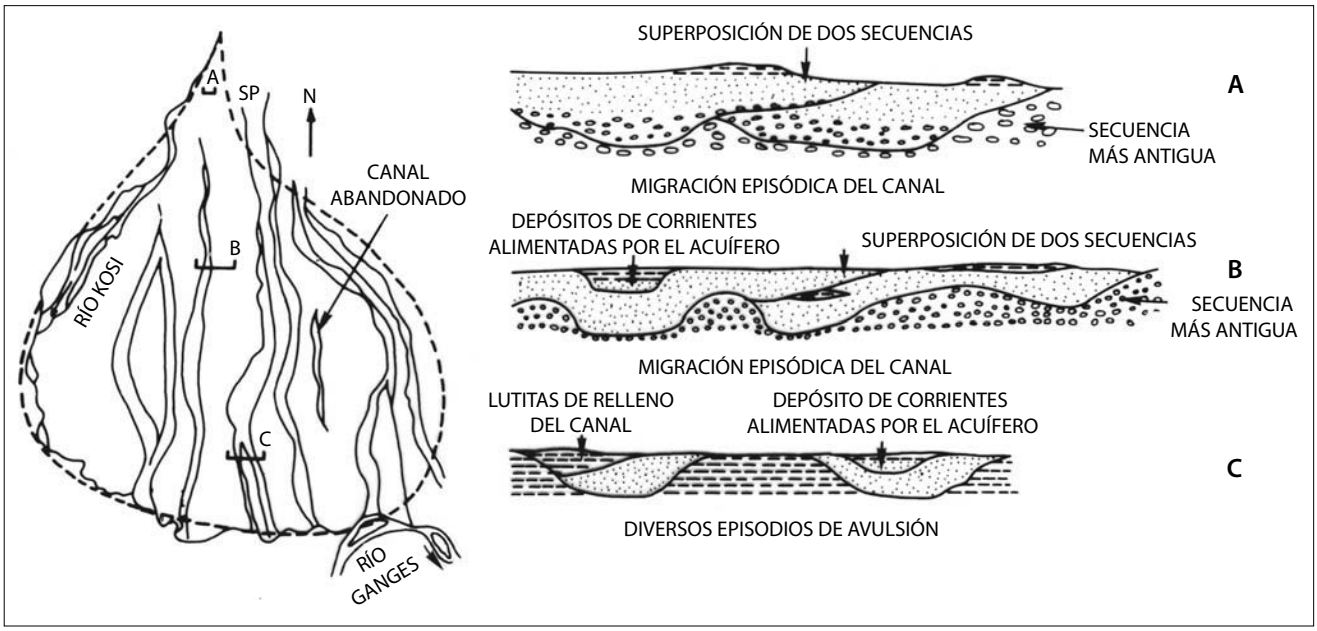


Figura 6.27. Gran abanico del río Kosi, en el que se puede apreciar como algunos cursos tienen su origen en la misma superficie aluvial (SP). Las secciones A (12-16 km de anchura), B (8-20 km de anchura) y C (3-8 km de anchura), muestran la secuencia más moderna con un grosor del orden de 8-10 m. Hay que resaltar las relaciones geométricas entre los cursos alimentados por aguas subterráneas y sus llanuras de inundación (Singh *et al*., 1993).

algunos cursos pueden ser alimentados por aguas procedentes del acuífero subterráneo (figura 6.27).

El caso del abanico del río Okavango (Stanistreet y McCarthy, 1993; Stanistreet *et al.*, 1993) es de una gran espectacularidad debido sobre todo a las dimensiones y ubicación de su cuenca de drenaje (figura 6.28). La presencia de humedales permanentes y estacionales, su-

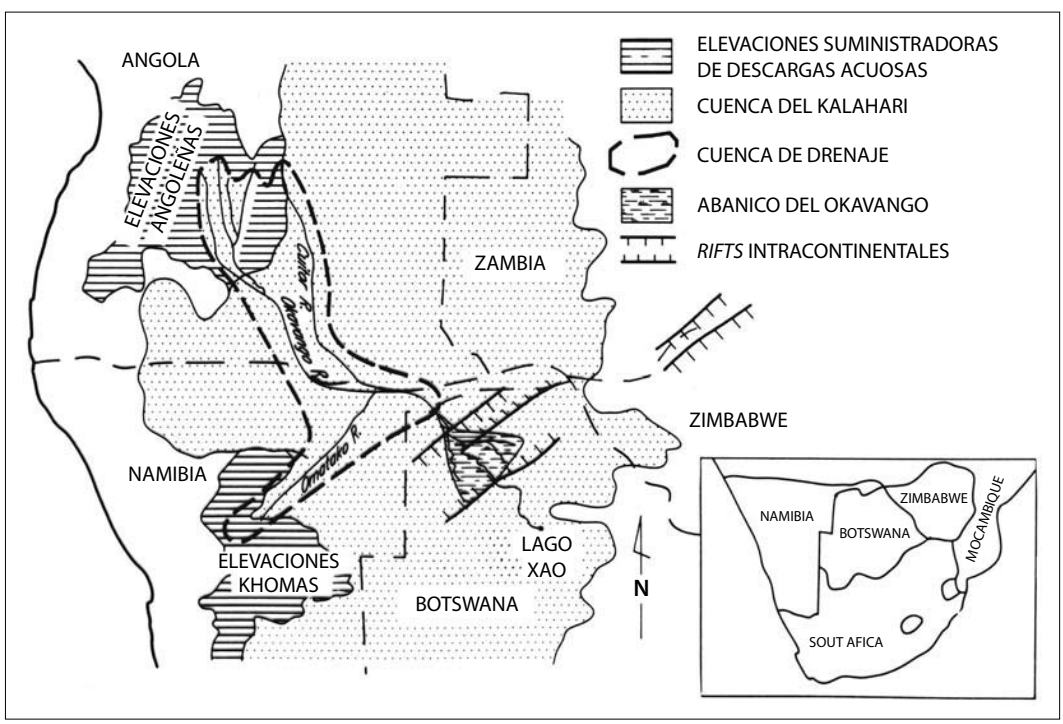


Figura 6.28. Localización del gran abanico del Okavango (Stanistreet y McCarthy, 1993).

giere que se trata de un sistema claramente distributivo de la carga acuosa que alcanza la zona de dispersión radial del sistema. Hay que hacer notar que las partes más externas del abanico vuelven a concentrar las aguas sobrantes que desaguan por los canales del Boteti. En definitiva se trataría de un abanico aluvial gigante que tiene el nivel de base controlado por unas fracturas transversales al sistema (figura 6.29). Es interesante conocer que en las partes más altas del abanico, el canal principal funcional tiene posibilidades de migrar lateralmente dentro del valle donde se halla situado y así puede llegar a generar diversos episodios de barras en punta *(point bars)*. En el abanico medio y el abanico inferior los cursos son multicanales separados por islas vegetadas estables (figura 6.30). Esta sería una de las características típicas de los cursos anastomosados si no fuera por el importante papel que ejerce la vegetación en el control del funcionamiento de los canales activos. Así, éstos se hallan confinados por la exuberante vegetación de la zona que genera una cantidad de turba extraordinaria (figu-

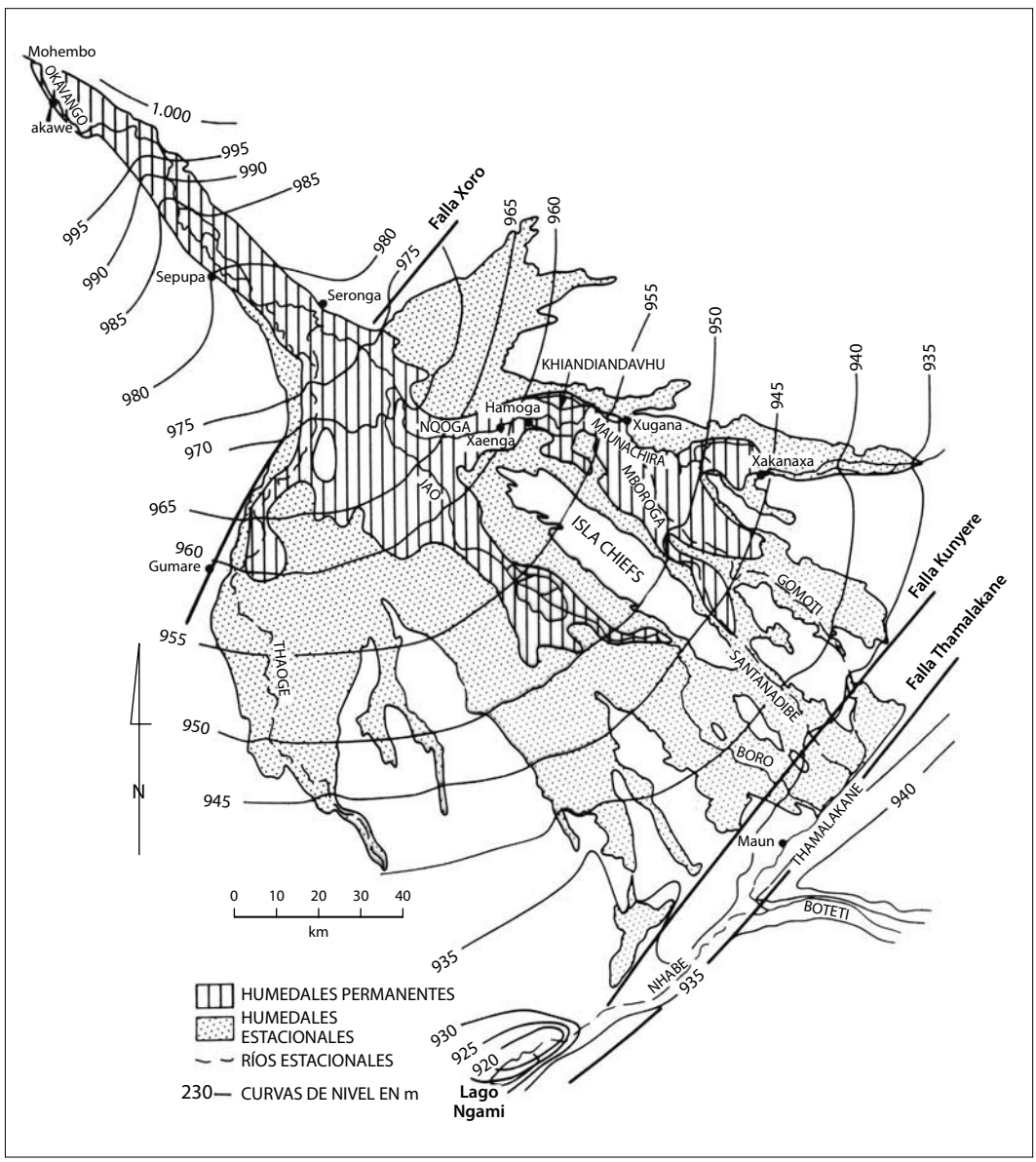


Figura 6.29. Zonación topográfica y aspectos morfológicos principales del gran abanico del Okavango (Stanistreet y McCarthy, 1993).

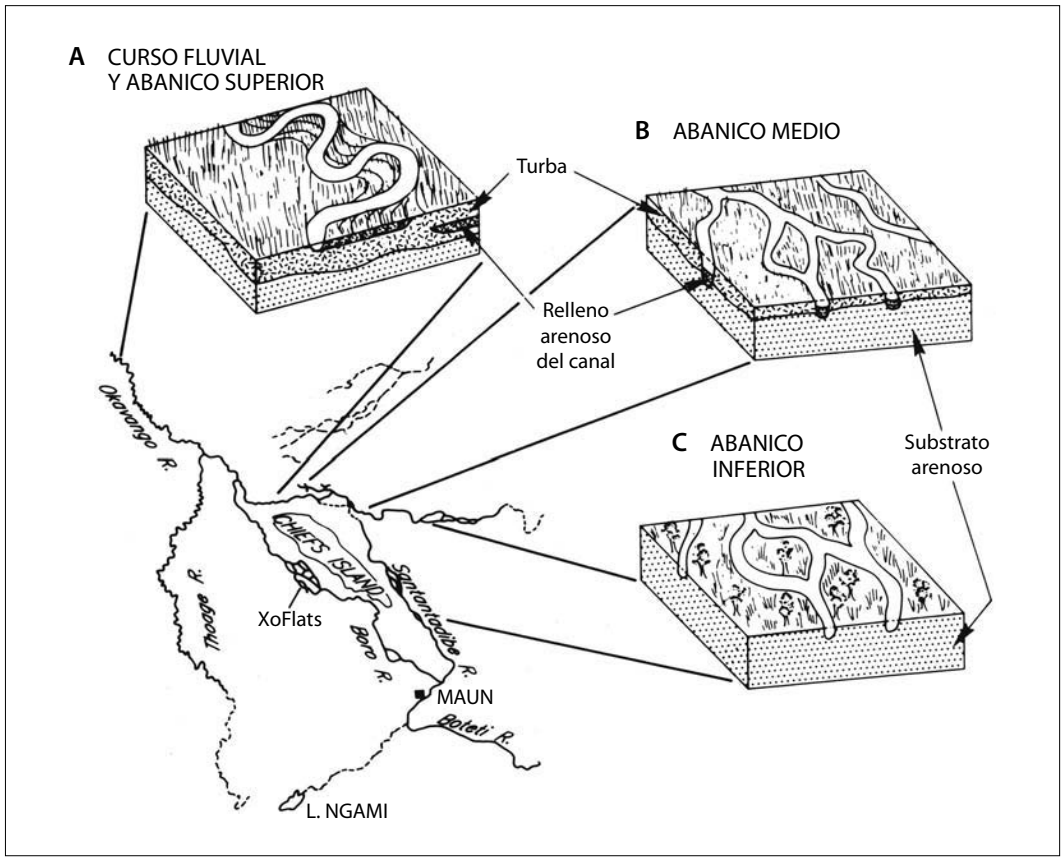


Figura 6.30. Distribución de los diversos estilos de canales fluviales y sedimentos de desbordamiento del gran abanico del Okavango (Stanistreet y McCarthy, 1993).

ra 6.31). Los sedimentos arenosos acaban teniendo una morfología cordoniforme *(ribbon)* de baja sinuosidad, como resultado del confinamiento por la turba y posterior combustión y desaparición de ésta (figura 6.32). Dentro de esos abanicos gigantes se pueden producir diversos tipos de acumulaciones sedimentarias dentro de los canales funcionales, como resultado de la interacción entre la morfología del canal, el tipo de flujo acuoso y la cantidad de sedimentos (figura 6.33).

En otros contextos geográficos diferentes existen también ejemplos similares. Así, en la zona norte de la República Argentina los abanicos de este tipo corresponden a los del río Ber-

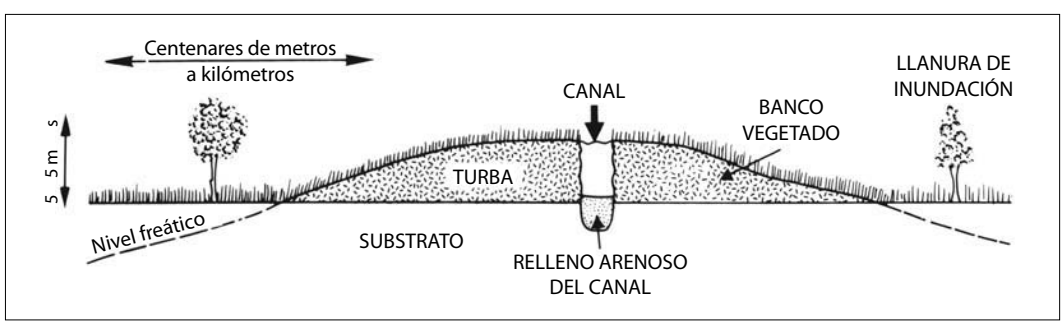


Figura 6.31. Sección esquemática de un canal activo de baja sinuosidad. Los diques laterales (levees, albardones) están constituidos por la tupida vegetación que crece en los bordes de los canales y que confina la superficie del nivel freático. Abanico del Okavango (Stanistreet *et al.*, 1993).

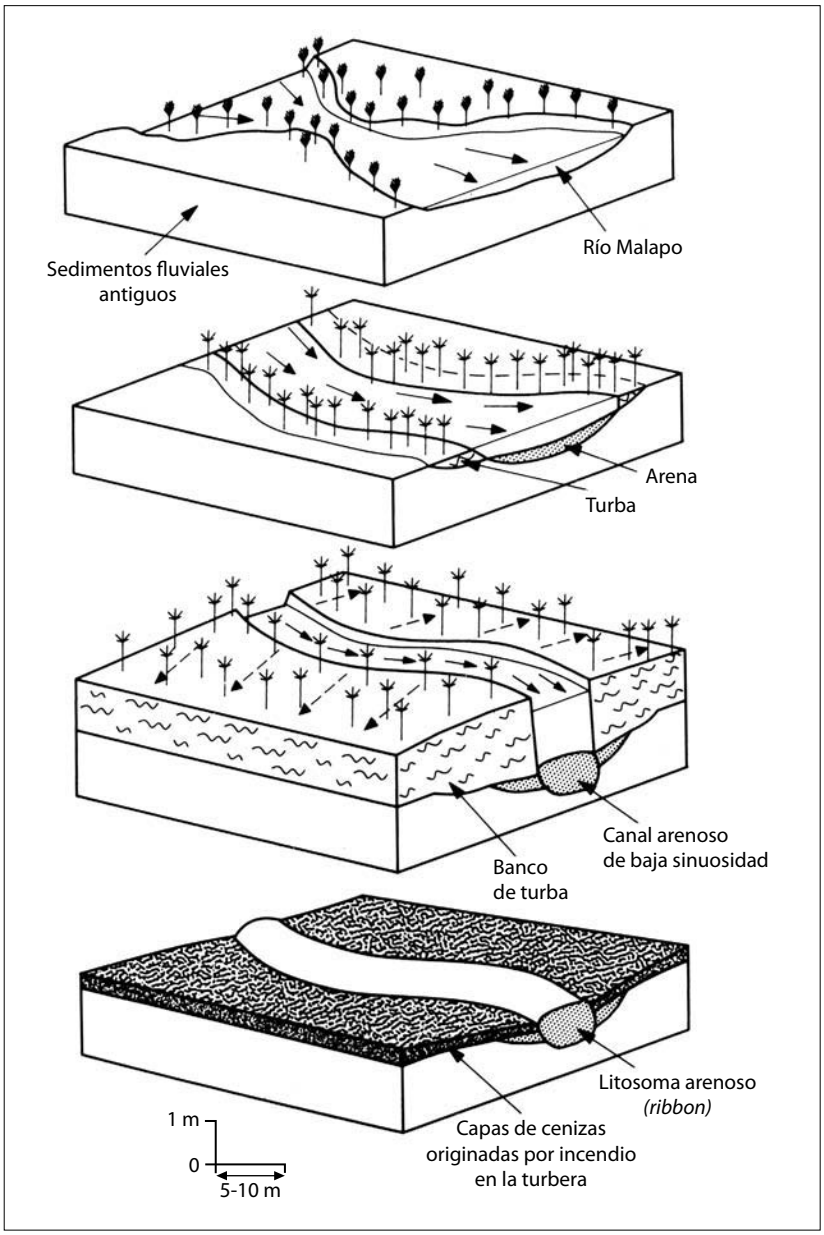


Figura 6.32. Evolución de un canal de baja sinuosidad hasta que se convierte en un cuerpo arenoso cordoniforme *(ribbon)*. Hay que resaltar la importancia de la vegetación que llega a constituir unos diques laterales muy efectivos. Abanico del Okavango (Stanistreet *et al.*, 1993).

mejo. El mayor es el del río Pilcomayo, que constituye la frontera con el Paraguay tiene una extensión del orden de los 220.000 km^2 (Cordini, 1947; Iriondo, Colombo y Kröhling, 2000) y es uno de los más extensos que siguen siendo funcionales en la actualidad.

Abanicos aluviales de alta eficacia de transporte (AET)

Esta denominación comprende a aquellos abanicos que están constituidos predominantemente por facies terrígenas transportadas y depositadas mediante el concurso de corrientes acuosas tractivas. En algunos casos los estudios de procedencia permiten deducir la existencia de un área fuente algo alejada de la zona de generación de los abanicos aluviales (Balañá *et al.*, 2007; Barsó y Ramos, 2007; Yuste *et al.*, 2004). Son de gran extensión areal, muestran un cuerpo de abanico bien desarrollado así como un pie de abanico también muy bien desarrollado, y su influencia sedimentaria se deja sentir en áreas alejadas (figura 6.24). Como ejemplo podemos tomar el del Montsant (Colombo, 1980; Cabrera y Colombo, 1986; Colombo, 1986), que tiene una extensión radial del orden de casi 40 km en línea recta y cuyas facies demuestran la importancia de las corrientes acuosas en la constitución del abanico (figura 6.34).

Abanicos aluviales de baja eficacia de transporte (BET)

Corresponden a los que están constituidos predominantemente por materiales transportados por corrientes y flujos masivos, son de pequeña extensión areal y no muestran una buena gradación de facies ni de granulometrías bien desarrollada (figura 6.24). Además la mayoría de las veces no muestran una ordenación secuencial muy clara o cuando menos no está muy bien desarrollada. Existen otros casos en los que, aunque la mayoría de los materiales hayan sido transportados mediante el concurso de corrientes acuosas, las dimensiones del abanico son más pequeñas que las de los abanicos de alta eficacia (figura 6.35). Este sería el caso de los abanicos aluviales oligocenos situados entre las localidades de Bot y de Horta de Sant Joan (Tarragona) donde las dimensiones radiales llegan a ser del orden de 2 km. En ese caso hay que suponer la existencia de una cierta segmentación a medida que el abanico iba siendo arrastrado por la elevación del borde de cuenca tectónicamente activo, a una velocidad mayor que la del encajamiento del canal

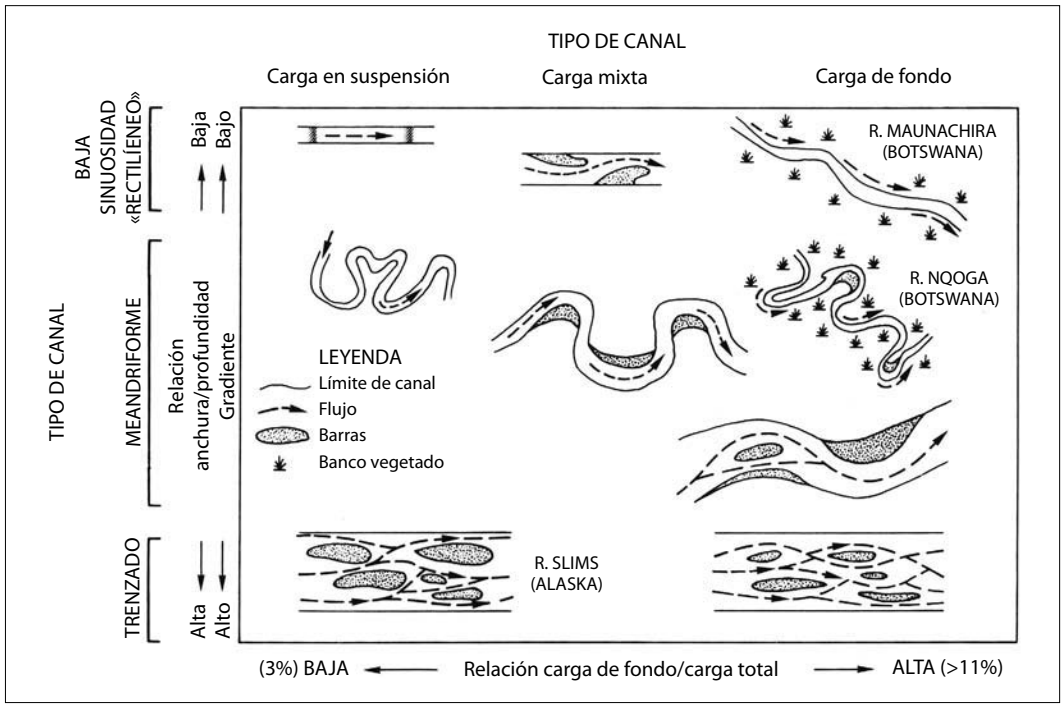


Figura 6.33. Esquema conceptual de los diversos tipos de geometrías de canales fluviales. Modificado de Schumm, 1981, en Stanistreet *et al.*, 1993.

principal. En esos abanicos existe además una influencia algo mayor de los procesos masivos de transporte que en el caso del Montsant, donde éstos se hallan prácticamente ausentes.

Por tanto, no se citan los abanicos de «clima árido» ni abanicos de «clima húmedo», sino que se hace referencia a su *baja eficacia de transporte* cuando su extensión radial sea reducida y cuando los procesos de transporte correspondan predominantemente a flujos masivos. También se hace referencia a su *alta eficacia de transpor-*

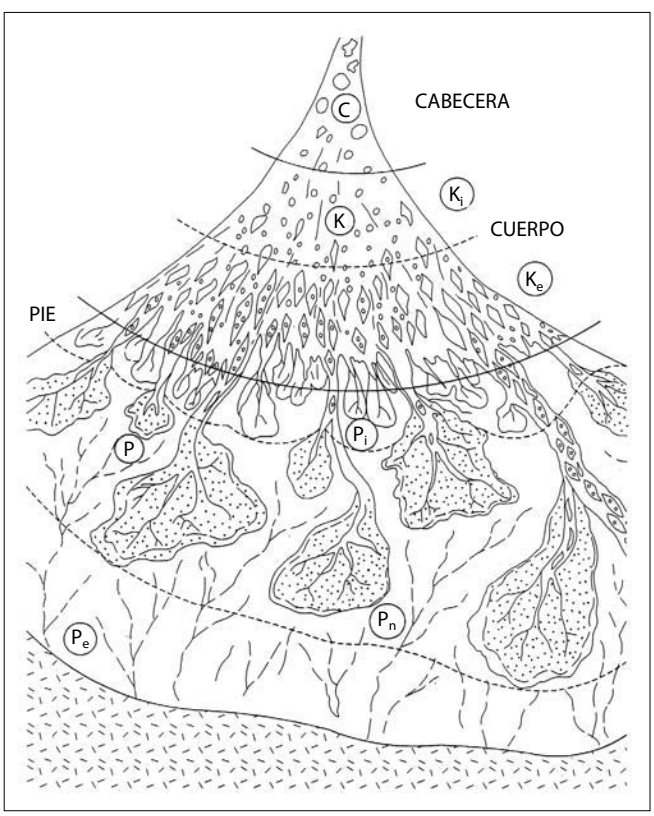


Figura 6.34. Esquema conceptual de zonación de un abanico de alta eficacia de transporte con extensión radial máxima de unas pocas decenas de kilómetros. C) zona de la cabecera. Los sedimentos pueden haber sido transportados mediante algunos flujos masivos. Cuando son transportados por flujos densos acuosos, los materiales se hallan muy mal seleccionados, mal organizados y con granulometrías que pueden ser muy gruesas. K) zona del cuerpo del abanico caracterizado por flujos dispersos y de alta energía. Los procesos de arroyada en manto *(sheet flood)* caracterizan el cuerpo interno (K_i), mientras que los procesos de transporte mediante cursos acuosos de tipo trenzado *(braided)* caracterizan el cuerpo (K_e) externo. P) zona del pie del abanico caracterizado por la predominancia de la sedimentación lutítica entre la que se encuentran algunos canales funcionales muy evidentes en la zona del pie interno (P_i). En la zona del pie intermedio (P_n) se produce la pérdida de encajamiento de los canales funcionales, ocasionando la expansión de los flujos y la generación de algunos lóbulos. En la zona del pie externo (P_e) existe una predominancia de la sedimentación lutítica, generada por la acumulación de los materiales en suspensión que acarreaban los flujos que han desbordado, con algunas intercalaciones de materiales de granulometría más gruesa y de escasa entidad. A partir de esa zona se produce el tránsito a otros sistemas sedimentarios.

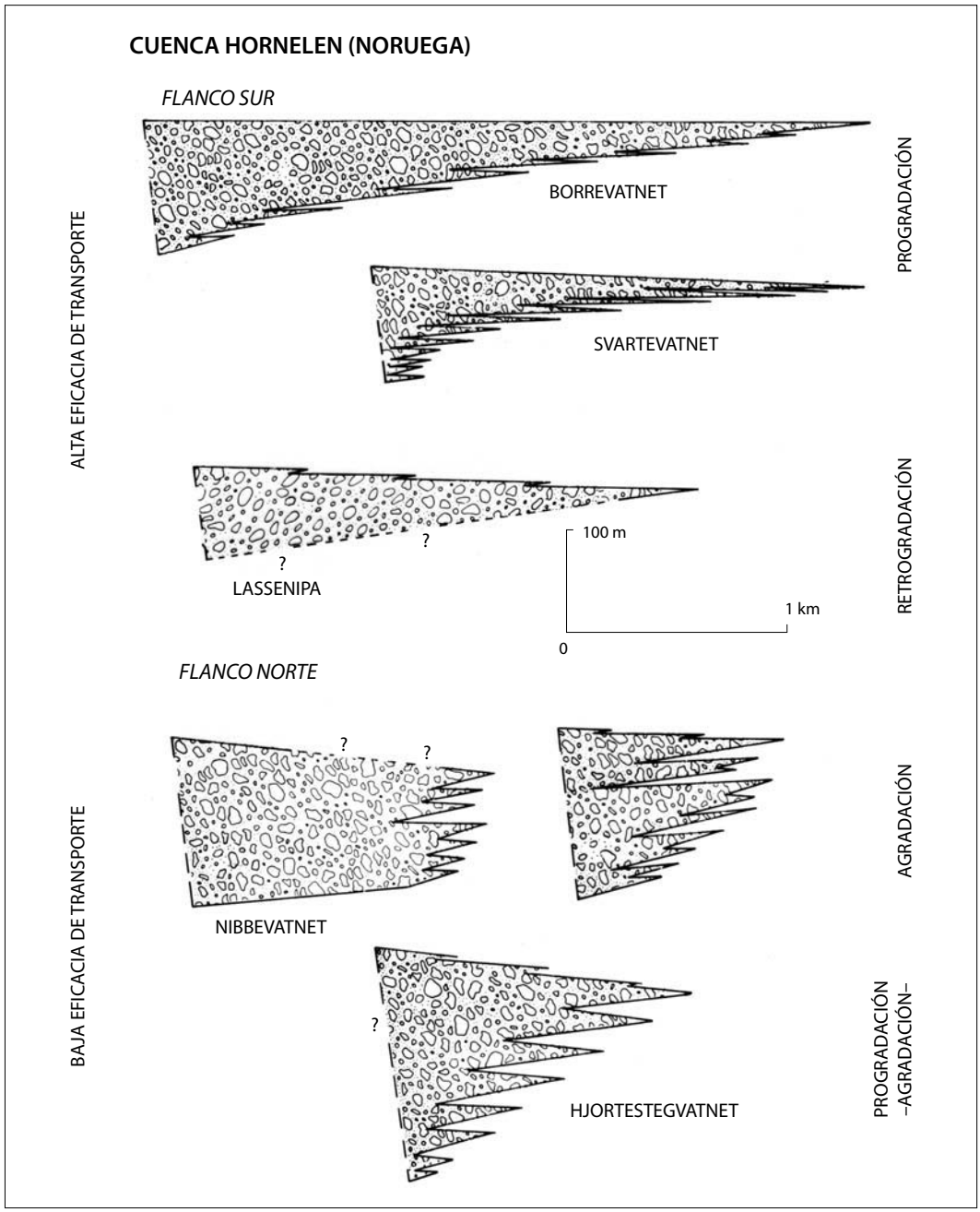


Figura 6.35. Variación geométrica de diferentes tipos de abanicos aluviales en función del tipo de transporte y desarrollo (Gloppen y Steel, 1891, modificado). Se aprecian abanicos de alta eficacia de transporte, abanicos de baja eficacia de transporte y algunos abanicos de tipo intermedio.

te cuando los procesos de transporte sean predominantemente acuosos y perennes o semiperennes, y cuando su extensión radial sea considerable. Esto sucede con los abanicos con granulometría predominantemente arenosa, como sería el caso de los abanicos de la zona de Vic y sectores adyacentes, donde los materiales son predominantemente areniscosos con algunas intercalaciones conglomeráticas (Colombo, 1975, 1980, 1987). En otras zonas en las que los materiales del área fuente proporcionan arenas y gravas, también se pueden generar abanicos de alta eficacia de transporte en función de la continuidad, de la intensidad y de la entidad de las descargas acuosas a lo largo del tiempo.

En la mayoría de los casos, la zonación propuesta en forma de cabeza, cuerpo y pie del abanico aluvial, se reduce a las dos últimas, ya que la cabeza del abanico es lo primero que se erosiona cuando éste debe ajustarse a unas nuevas condiciones de tipo alocíclico, cuando, por ejemplo, estas implican una reactivación tectónica del borde de cuenca. En este caso se produce un gran desarrollo de las zonas de cuerpo y de pie. Así, dependiendo en gran manera del área fuente, y considerando constantes los otros factores, la zona del pie tiende a un gran desarrollo cuando en el área fuente existen materiales de granulometría fina (lutitas y areniscas) bien representados. En otro caso, cuando en el área fuente existe una predominancia de carbonatos y otras rocas duras, es la zona del cuerpo del abanico la que adquiere un mayor desarrollo. Ahora bien, cuando la génesis de los abanicos es policíclica, es decir sus materiales han sido retrabajados repetidas veces, es la zona del cuerpo y sobre todo la zona del pie las que adquieren un desarrollo muy notable. Este sería el caso del Montsant y de la Serra de la Llena (Colombo, 1986; Colombo y Vergés, 1992) en Tarragona.

ARQUITECTURA DEPOSICIONAL

Con la denominación de arquitectura deposicional se hace referencia a las tendencias generales y particulares con las que las diferentes secuencias se distribuyen en la vertical, así como sus relaciones laterales. Además también se hace referencia a la tendencia evolutiva vertical como consecuencia de condicionantes generales o locales que inciden sobre la génesis y disposición de los materiales del abanico (figura 6.36).

Los *condicionantes autocíclicos,* característicos del propio sistema sedimentario de los abanicos aluviales, son los responsables de controlar las tasas de aporte en función de la climatología, la pendiente topográfica, las características litológicas del área fuente, así como sus relaciones geométricas con el propio abanico. La diversificación de las corrientes se debe en gran manera a condicionantes propios del abanico, como son la jerarquización de la red distributiva y la situación de las zonas de aporte sedimentariamente activas en un momento determinado. También influye la distribución irregular de las variaciones en la pendiente topográfica, que condiciona en último extremo la posibilidad de cambiar de cauce activo por episodios de avulsión.

Los *condicionantes alocíclicos,* se refieren principalmente a variaciones del nivel de base. También se refieren a variaciones de la subsidencia o al menos en la velocidad de subsidencia de la cuenca sedimentaria durante el período de crecimiento del abanico. También corresponden a los movimientos tectónicos en un borde de cuenca tectónicamente activo, así como a algún tipo de variaciones intensas y duraderas del régimen climático. Todas estas variaciones alocíclicas tienen una gran importancia tanto en la generación de los propios materiales terrígenos que constituyen el abanico, como en su distribución areal y vertical. De modo que se pueden mostrar tendencias de expansión *(progradantes),* de apilamiento vertical *(agradantes)* o de retracción *(retrogradantes)* del sistema de abanico aluvial.

Sólo se consideran a gran escala a los depósitos típicos de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte. Es decir, a los transportados mediante el concurso de corrientes acuosas que acarrean sedimentos mediante carga de fondo. Esto ocasiona una gradación granulométrica normal, con los materiales más gruesos situados en las cercanías de la zona de cabecera y los más finos localizados en la zona de pie del abanico.

La geometría de los depósitos que constituyen el abanico se halla relacionada con los principales procesos de transporte y deposición. Así, los cursos acuosos perennes constituirán depósitos terrígenos más o menos bien seleccionados con geometría aproximadamente estratiforme y posiblemente localizados en un sector concreto del cuerpo del abanico. En cambio las corrientes episódicas efímeras pero de gran energía, podrán arrastrar una gran cantidad de

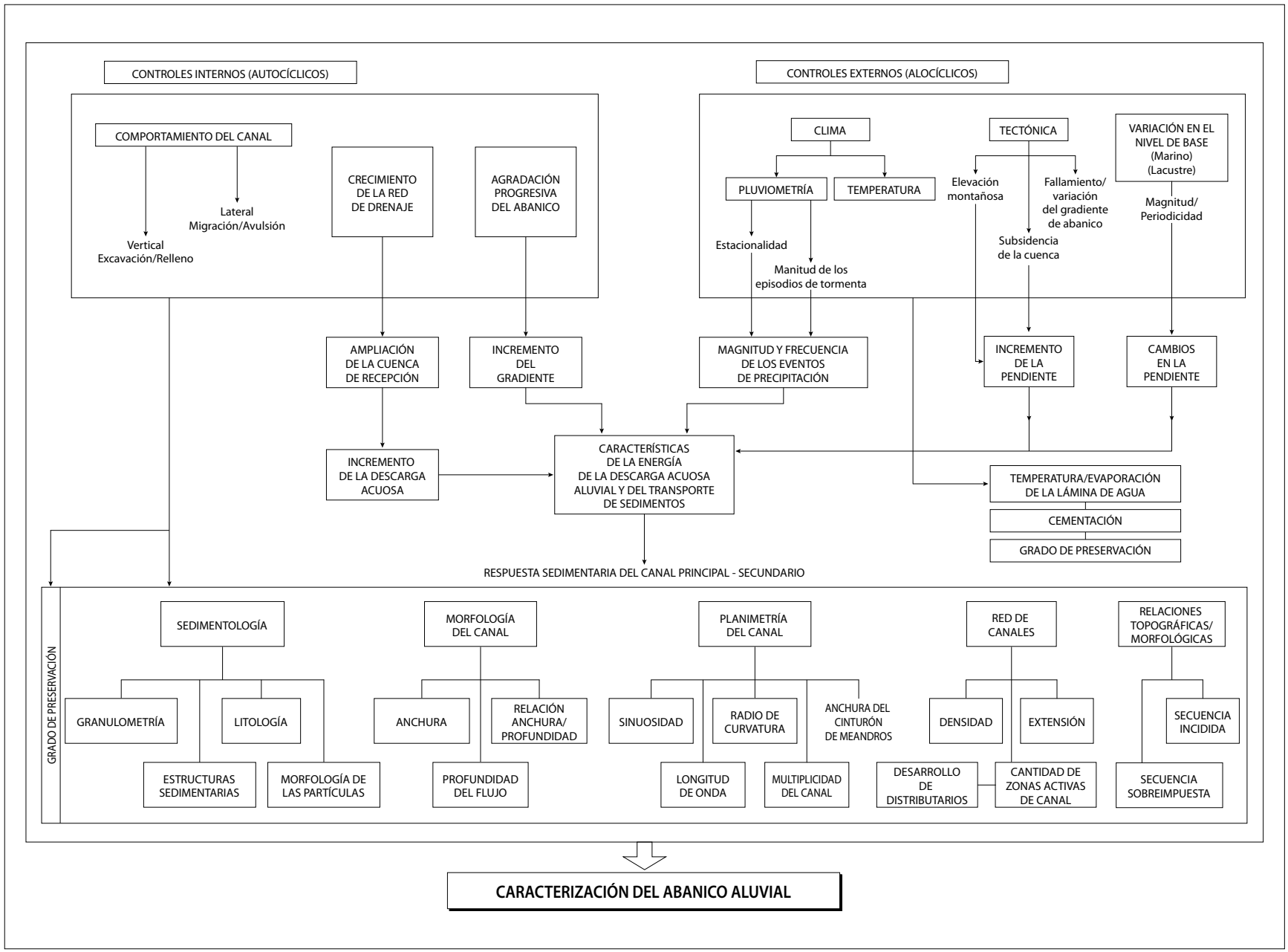


Figura 6.36. Modelo simplificado de los diferentes controles que actúan sobre los canales que constituyen un abanico aluvial (Maizels, 1990).

carga tractiva y, si su duración es realmente corta, pueden dar lugar a depósitos relativamente estratiformes y de gran extensión lateral, de potencia relativamente uniforme pero con la característica de que los materiales terrígenos transportados por esas corrientes no han tenido el tiempo suficiente como para mostrar un buen redondeamiento y una buena selección.

La mayoría de las veces se ha producido una erosión de los materiales depositados previamente en la zona de cabecera, por lo que existe una entrada anómala de clastos de grandes dimensiones de algunos de los episodios de arroyada en manto *(sheet flood)* que erosionan los materiales infrayacentes. Localmente se aprecia la existencia de algunos depósitos episódicos, muy mal seleccionados y en los que los clastos muestran una fábrica clastosoportada. Corresponden a episodios de una gran energía y corta duración, de corrientes muy turbulentas y extraordinariamente cargadas de materiales terrígenos gruesos y muy heterométricos. Corresponden a algunos episodios de tromba acuosa. Pueden estar originados directamente sobre la superficie de la parte más interna del cuerpo del abanico, o proceder de la rotura y desbordamiento de algún sector del canal principal después de una avenida muy violenta y rápida, produciéndose una expansión muy rápida del flujo. Esto correspondería a los flujos episódicos con descargas acuosas (flujos catastróficos) excepcionales (Beaty, 1974; Tanner, 1976; Colombo y Vergés, 1992).

Este conjunto de depósitos está relacionado lateralmente con otros que pueden mostrar, como reflejo de la variabilidad de los flujos, algunas variaciones de potencia, de granulometría, de selección, etc. Éstas a su vez, y según sea el carácter general del abanico, se pueden encontrar con una cierta ordenación en la vertical. Se trata entonces de que la mayoría de tramos y niveles de los materiales generadores de los abanicos pueden mostrar una determinada ordenación secuencial. Para que estas secuencias se desarrollen adecuadamente son necesarios, tanto la persistencia de las corrientes que acarrean los materiales detríticos terrígenos, como que se repitan las mismas variaciones en cuanto al comportamiento hidráulico de esas corrientes, y que además los materiales transportados sean también del mismo tipo o de otro muy similar. Finalmente, y lo que es más importante, se necesita también una duración mínima de estos procesos para que puedan dar carácter a las facies que los representan.

Así, además de los factores ya mencionados, las secuencias verticales de facies, en el caso de que los materiales muestren una ordenación secuencial, necesitan de un tiempo mínimo para desarrollarse. Éstas, que corresponden a un tipo especial de la ordenación cíclica (con ciclos completos o incompletos, simétricos o asimétricos, etc.) implican, también, que las condiciones ambientales se vuelvan a repetir al cabo de un cierto tiempo y, por tanto, queden representadas de la misma manera en la vertical. Corresponden a la respuesta sedimentaria a condicionantes autocíclicos y alocíclicos.

Normalmente los condicionantes autocíclicos implican que el apilamiento vertical de los aportes aluviales tenga una ordenación secuencial grano y estrato decreciente cuando los abanicos sean agradantes y retrogradantes. Mientras que las secuencias grano y estratocrecientes corresponden usualmente a episodios progradantes dentro del contexto general del abanico. Ahora bien, también pueden existir ordenaciones secuenciales grano y estrato decrecientes en un contexto de abanicos aluviales progradantes (Viseras y Fernández, 1995). Esto se producirá cuando los condicionantes autocíclicos impliquen una tendencia de desplazamiento lateral del canal o gran cauce principal multicanal, primero en una dirección y sentido determinado y después en la opuesta. El resultado final serán cuerpos (litosomas) conglomeráticos con estratificación cruzada diagonal *(backsets)* generada por una sedimentación retroalimentada (Bluck, 1976) y rodeados por materiales finos de llanura de inundación. De esa manera solo se podrán preservar los depósitos conglomeráticos laterales del canal principal que erosionará preferentemente los del margen opuesto. Así se podrán generar secuencias granulométricamente positivas en un contexto de abanico aluvial progradante.

Cuando existen variaciones importantes y cuando los condicionantes alocíclicos son muy importantes en el sentido de acelerar la velocidad de sedimentación, en la mayoría de los casos no se pueden desarrollar secuencias sedimentarias claras, y se genera un apilamiento vertical de diversos elementos en forma de tramos y niveles que, en condiciones óptimas hubieran podido constituir ordenaciones secuenciales clásicas. Un ejemplo de esto corresponde a los tramos superiores de la Fm Romagats en las cercanías de la ciudad de Vic (Colombo, 1980, 1987). A pequeña escala las secuencias verticales no han podido desarrollarse plenamente y se pueden diferenciar varios episodios de acumulación, por la existencia de algunos tramos con bioturbación y desarrollo de paleosuelos, que indican condiciones de detención de la sedimentación. A gran escala, en cambio, se puede apreciar una organización secuencial (megasecuencial) grano y estrato creciente, que sugiere la progradación generalizada del sistema de abanicos aluviales. Por tanto, según sean los condicionantes principales, predominantemente los alocíclicos, los materiales aluviales pueden presentar o no, una ordenación vertical de tipo cíclico, rítmico o secuencial.

Secuencias deposicionales

En este apartado se hace referencia a las características de ordenación, a las propuestas de jerarquización y a la causalidad que condicionan la génesis de las diferentes secuencias en las que se pueden subdividir los ejemplos conocidos de los abanicos aluviales.

El estudio de las tendencias verticales y laterales observables con respecto a diversas características de los depósitos de los abanicos aluviales, permite llegar a diferenciar y concretar el carácter de crecimiento vertical (agradación), de avance hacia la cuenca (progradación) o de traslación hacia el área fuente (retrogradación) que muestra el sistema sedimentario de un abanico aluvial simple.

En principio con la denominación de secuencia, considerada aquí con características genéticas, se agrupan los diferentes episodios y eventos sedimentarios responsables de la constitución de los abanicos aluviales. Estos pueden variar desde un evento unitario a un conjunto de episodios múltiples. Se caracterizan por la distribución vertical de las granulometrías de los materiales terrígenos más o menos gruesos, por las variaciones unitarias de espesor y por los cambios en la dirección y sentido de las paleocorrientes principales.

Se han diferenciado diversos tipos de secuencias atendiendo a su carácter (variación de características internas), a su potencia (variaciones verticales con tendencias positivas o negativas) y a su entidad (posibilidad de establecer una unidad cartográfica informal). De esta manera y según sean sus potencias respectivas y variaciones verticales, así como su tendencia granulométrica vertical (negativa, positiva o cíclica), se podrá establecer algún tipo de ordenación secuencial.

Muchas acumulaciones de materiales clásticos situadas adyacentes a zonas de fracturación, corresponden a abanicos aluviales de diverso orden que pueden ir cambiando de condiciones tanto en el espacio como en el tiempo. Así, se ha deducido que la influencia tectónica sobre el desarrollo de los abanicos es de una importancia considerable (figura 6.37). Por tanto, se han estudiado las ordenaciones secuenciales de los materiales de los abanicos como una respuesta sedimentaria a los diversos movimientos tectónicos realizados en el área fuente y/o en las inmediaciones de la zona de depósito (Riba, 1976, 1989; Steel *et al.*, 1977; Heward, 1978; Steel y Gloppen, 1980; Gloppen y Steel, 1981).

Esta respuesta sedimentaria no sólo se realiza a escala de centenares de metros, que corresponde al incremento de aportes ocasionado por una elevación por causas tectónicas del borde activo de la cuenca, sino que también puede realizarse a escalas métricas y decamétricas. El que no se haya citado con claridad en la literatura, obedece a que muchas veces su interpre-

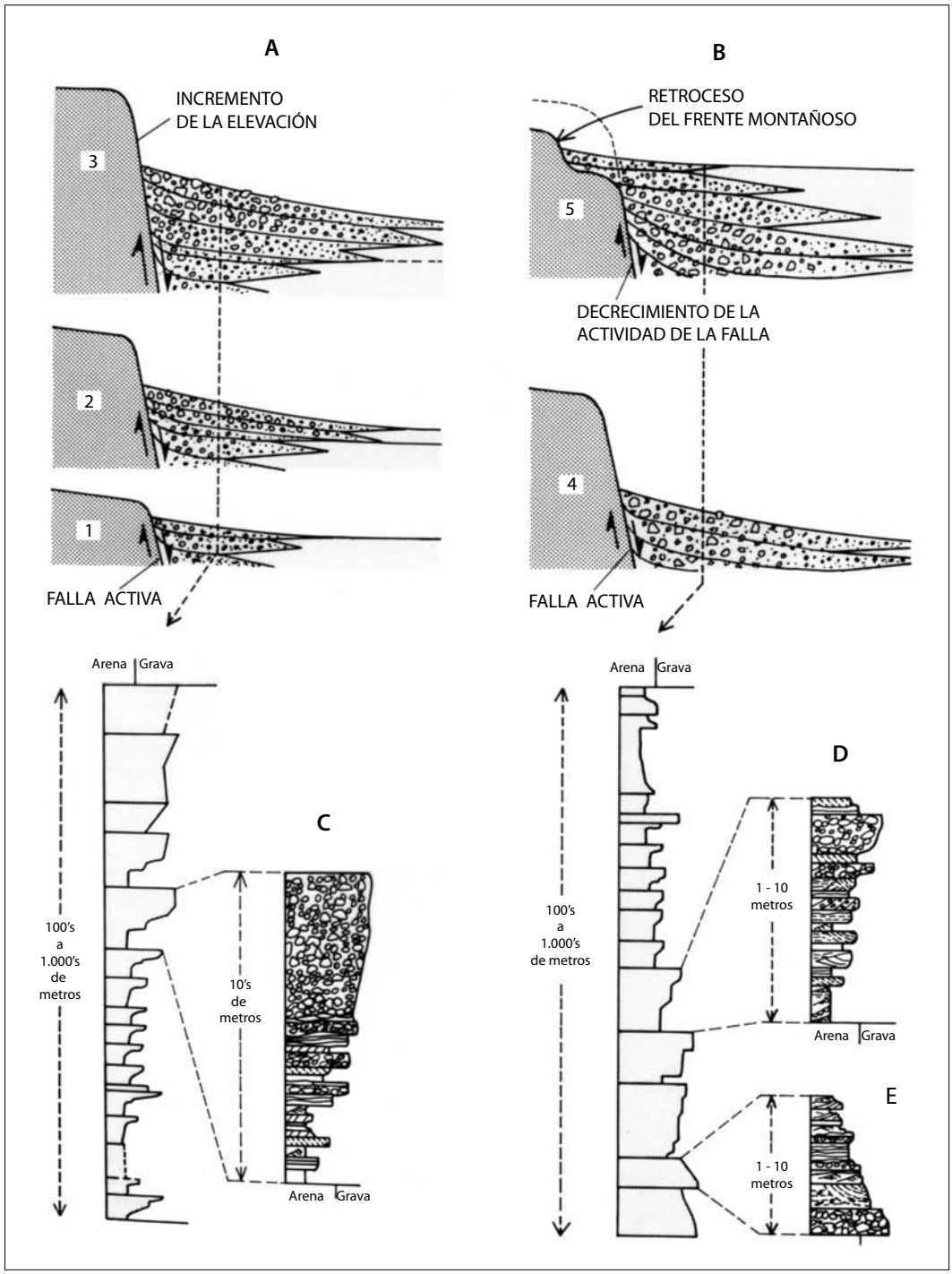


Figura 6.37. Secuencias aluviales idealizadas y desarrolladas en contextos tectónicos diversos: A) megasecuencia grano y estratocreciente originada por una actividad tectónica repetitiva que ocasiona una progradación de los abanicos (1-3). B) megasecuencia grano y estratodecreciente originada por un retroceso efectivo del escarpe y una reducción del relieve topográfico en el área fuente (4-5). C) y D) macrosecuencias grano y estratocrecientes originadas por la progradación de lóbulos aluviales individuales. E) secuencia de orden menor, grano y estratodecreciente, con base erosiva. Se ha generado como consecuencia del relleno de un canal trenzado *(braided)* y/o del desarrollo de diferentes tipos de barras. Los diferentes episodios aluviales mayores pueden mostrar una disposición geométrica en discordancia progresiva que implica generalmente una actividad tectónica sinsedimentaria (Ethridge, 1985, en Einsele, 1992).

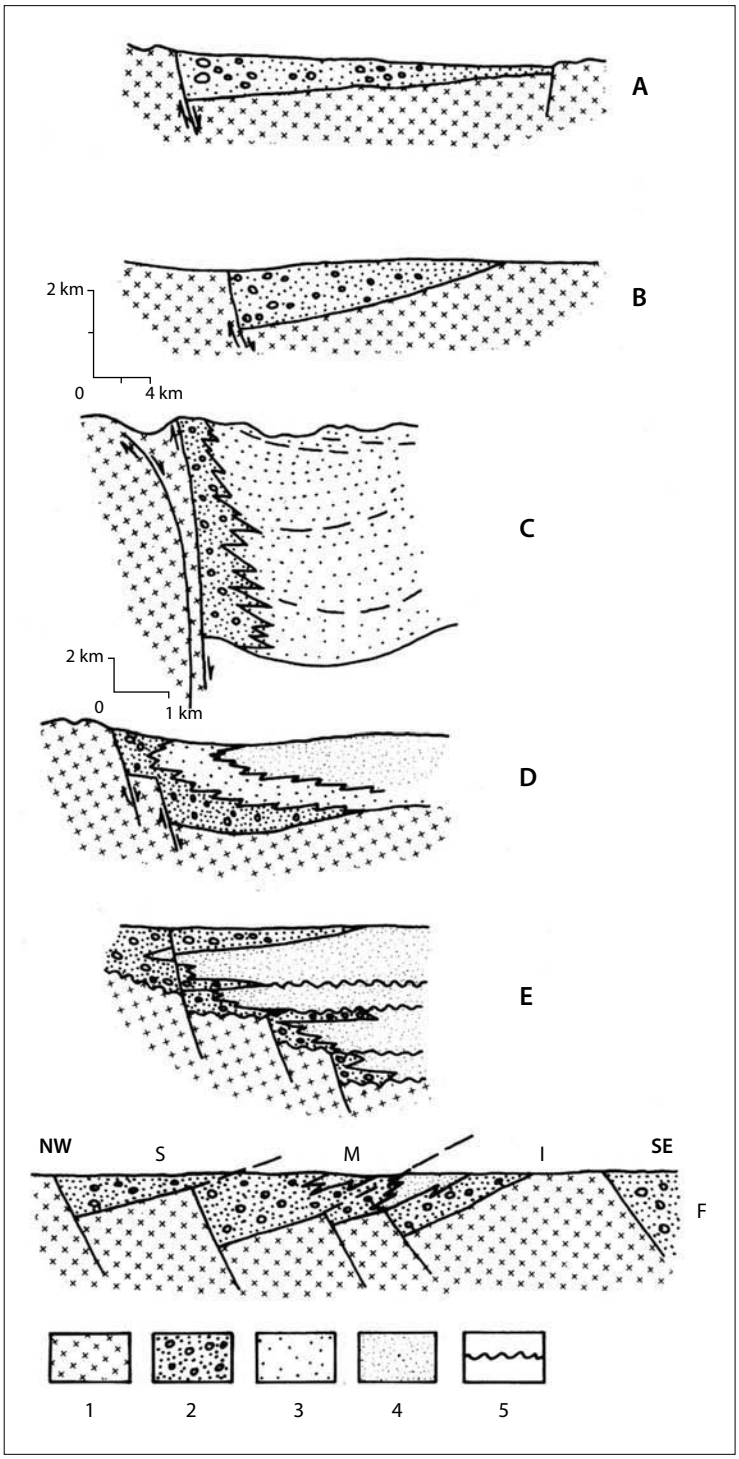


Figura 6.38. Tipos de colmatación de diferentes cuencas sedimentarias delimitadas por fracturas. A) relleno asimétrico de la cuenca catalana del Vallés (Fontboté, 1954). B) relleno de la cuenca francesa de Lodéve (Mattauer, 1973). C) esquema geométrico de la relación entre la acumulación clástica de las «Brechas del Violín» y las fracturas asociadas a la falla californiana de San Andrés (Crowell, 1973). D) disposición de la sedimentación carbonífera continental en las provincias canadienses atlánticas (Belt, 1968). E) depósitos neógenos toscanos (Sestini, 1970). F) disposición de grandes espesores conglomeráticos noruegos como resultado de fracturas escalonadas sinsedimentarias (Steel y Wilson, 1976). 1. basamento; 2. facies terrígenas de cabecera y cuerpo de abanico; 3. facies de pie de abanico; 4. otras facies; 5. discordancias.

tación como respuesta sedimentaria a un movimiento tectónico no es clara y el apilamiento vertical de los materiales puede explicarse sin grandes complicaciones por la conjunción de factores autocíclicos (cambios locales de la zona sedimentariamente activa, etc.).

A gran escala existen algunas situaciones típicas en las que se acumulan sedimentos clásticos como respuesta a la actividad tectónica (Ouchi, 1985; Heller y Paola, 1992; Paola *et al.*, 1992). Así, por ejemplo, en las zonas de *graben* y *semigraben* existen fracturas que delimitan una fosa o que como mucho se disponen en relevo hacia el interior de la cuenca (figura 6.35). En otros casos existe una fractura que actúa continuadamente a lo largo de un lapso considerable de tiempo que ocasiona una acumulación importante de materiales clásticos gruesos, adosada a la zona de fractura.

El ejemplo más conocido puede ser el de la Brecha del Violín en California, que con unos 10.000 m de espesor se extiende unos 1.000 m hacia la cuenca y tiene una base a lo largo de la fractura del orden de unos 1.500 m (Crowell, 1974; Heward, 1978). Existe además un caso especial que corresponde a una fracturación sucesiva y repetitiva del margen de una cuenca sedimentaria, todavía no muy claro desde el punto de vista tectónico, que puede mostrar una acumulación de materiales clásticos del orden de unos 25.000 m (figura 6.38), y corresponde al caso del Hornelen Basin (Steel *et al.*, 1977).

Contexto geomórfico

Por lo que se refiere a la respuesta sedimentaria a una situación concreta, se pueden diferenciar diversos casos (Heward, 1978), que producen unas ordenaciones verticales secuenciales bastante características:

- *Respuesta a una topografía determinada*. Esta se halla caracterizada por una abrupta ruptura de la pendiente en un margen tectónicamente pasivo. Constituye el tipo más simple de abanico aluvial. Empieza con un cono de deyección de pequeño tamaño y que va ensanchándose a medida que el frente pasivo retrocede y se amplía al área fuente. El resultado final corres-

pondiente al perfil de equilibrio del canal formador del abanico, consiste en un abanico con una superficie directamente proporcional a la del área fuente (Bull, 1964). Existirá también una progradación de las facies de cabecera sobre las del cuerpo y de éstas sobre las de pie del abanico. Esto condiciona una cierta tendencia secuencial granocreciente o negativa hasta el momento en el que se establece el equilibrio. Cuando cesa el importante aporte de materiales, en las zonas de cabecera y del cuerpo del abanico se produce así una tendencia secuencial granulométrica positiva. En las partes centrales del cuerpo del abanico parece existir una tendencia cíclica algo asimétrica (figura 6.39a). Se considera, además, que no ha habido encajamiento del canal principal.

- *Encajamiento del canal principal de corta duración*. Se produce como un efecto autocíclico cuando existen alternancias de flujos acuosos y flujos masivos como portadores de los materiales al abanico (Bluck, 1964; Hooke, 1967). También puede producirse cuando existen variaciones en la descarga acuosa (Beaty, 1963, 1974), o cuando se produce algún cambio climático en el régimen de precipitaciones (Denny, 1967; Beaty, 1970). El producto final consiste en la formación de un pequeño lóbulo deposicional de granulometría más gruesa en lugares donde anteriormente predominaba la granulometría más fina (Hooke, 1967; Wasson, 1977). La disposición de estos lóbulos condicionará la presencia de ordenaciones secuenciales granulométricas negativas en las zonas activas del abanico y granulométricas positivas en las zonas inactivas del abanico. Todo dependerá de la posición y migración tanto lateral como vertical del punto de intersección (figura 6.39b).
- *Encajamiento prolongado del canal principal*. Se halla asociado a un descenso relativamente importante del nivel de base general que ocasiona una importante incisión en el abanico por parte del canal principal. Esto implica un desplazamiento hacia las zonas del

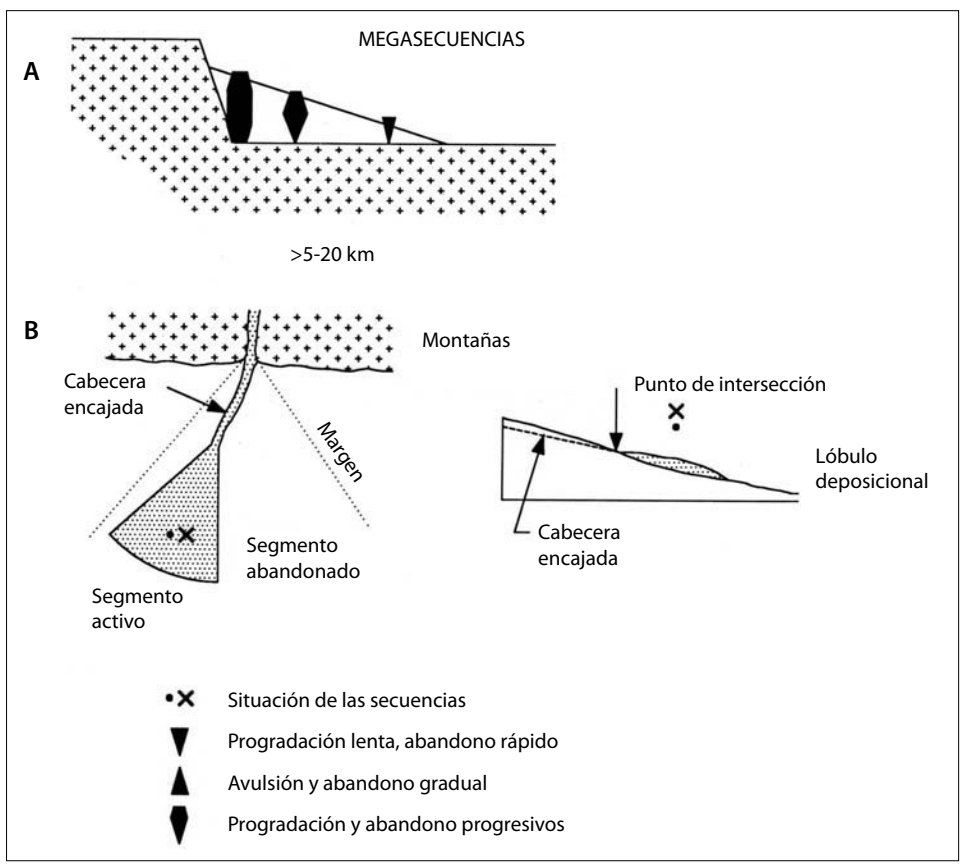


Figura 6.39. Comportamiento de los abanicos en función de la respuesta sedimentaria a la topografía original (A) y al encajamiento (B) de corta duración, en la cabecera del canal principal (Heward, 1978).

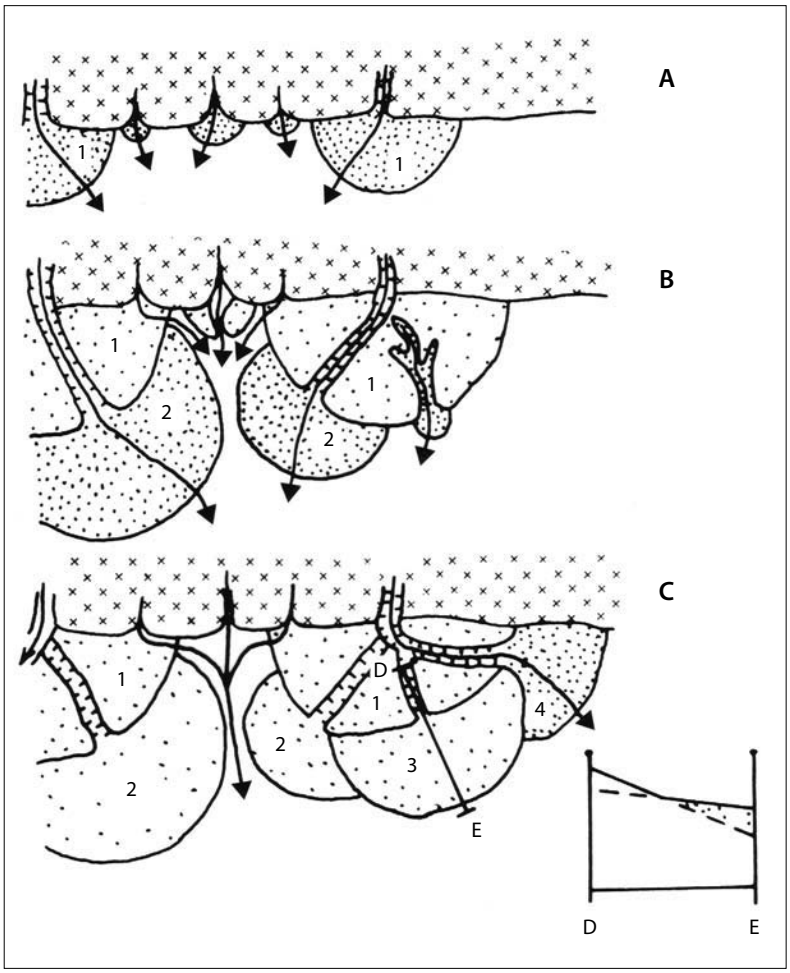


Figura 6.40. Desarrollo de abanicos aluviales primarios y secundarios, con manifestación de los diversos (1-4) segmentos activos sucesivos. A) respuesta sedimentaria inicial a un nuevo escarpe montañoso. B) disección del segmento 1 para formar el segmento 2. C) disección de los segmentos 1 y 3 para formar el segmento 4 y abandono del resto del abanico. En el corte esquemático se pueden apreciar las relaciones geométricas entre los segmentos 1 y 3 (Denny, 1967).

pie del abanico del sector activo. En esa zona se acumulan unos abanicos que en principio son de pequeño tamaño y se caracterizan por mostrar una granulometría más gruesa que la del resto de los materiales encajantes. Esto también puede haberse originado por una degradación de la topografía del área fuente (figura 6.40).

En este caso se ha producido, al menos en parte, un retrabajamiento de los materiales previamente depositados en la zona de cabecera del abanico. A la vez ésta puede ser la causa de la existencia de algunas facies anómalas, de granulometría bastante gruesa, en unas zonas del pie del abanico que no les corresponden (Larsen y Steel, 1978). Éstas pueden mostrar una cierta ordenación cíclica en la zona del cuerpo del abanico y una tendencia granulométricamente negativa en la zona del pie del abanico (figura 6.41a).

- *Retroceso y degradación del relieve*. En este caso se produce una suavización también del relieve del abanico, que implica un retrabajamiento generalizado de toda la zona de cabecera, y en algunos casos también de la parte interna del cuerpo del abanico. El resultado implica tendencias secuenciales positivas en cuanto a granulometría, ya que el relieve se ha ido suavizando de manera que el área fuente se ha ido alejando (Bluck, 1967). Localmente se pueden encontrar algunas secuencias con tendencia granulométrica negativa en las zonas donde se situaba el primitivo abanico aluvial (figura 6.41b).

Jerarquización

En este apartado, y a partir de los trabajos realizados en el borde suroccidental de Los Catalánides (Colombo, 1980; Robles, 1982; Colombo y Robles, 1983; Cabrera, Colombo y Robles, 1985), se propone una jerarquización de las secuencias en las que se pueden dividir los materiales de los abanicos aluviales, para poder realizar un análisis detallado de sus tendencias evolutivas verticales y laterales (figura 6.42). Con la denominación de secuencia se designa a las unidades de orden menor que se hallen genéticamente relacionadas entre sí y sin discontinuidades importantes entre ellas.

Así, a partir de las columnas estratigráficas detalladas (figura 6.43) y atendiendo a criterios de las variaciones laterales y verticales de las tendencias sedimentarias, con especial énfasis en las variaciones en los litosomas, en las granulometrías y en las estructuras sedimentarias primarias tractivas, se han establecido varios tipos de unidades secuenciales (figura 6.44). Por

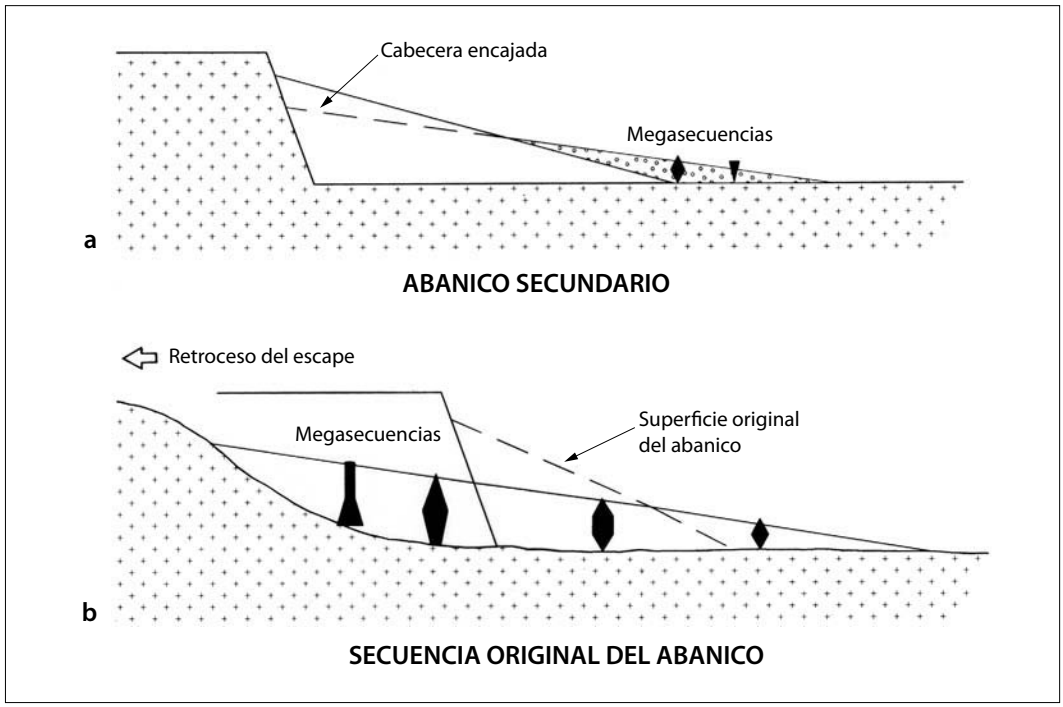


Figura 6.41. Comportamiento de los abanicos aluviales en función del encajamiento prolongado (a) en la cabecera del abanico, del retroceso del escarpe (b) y la consiguiente denudación del relieve topográfico (Heward, 1978).

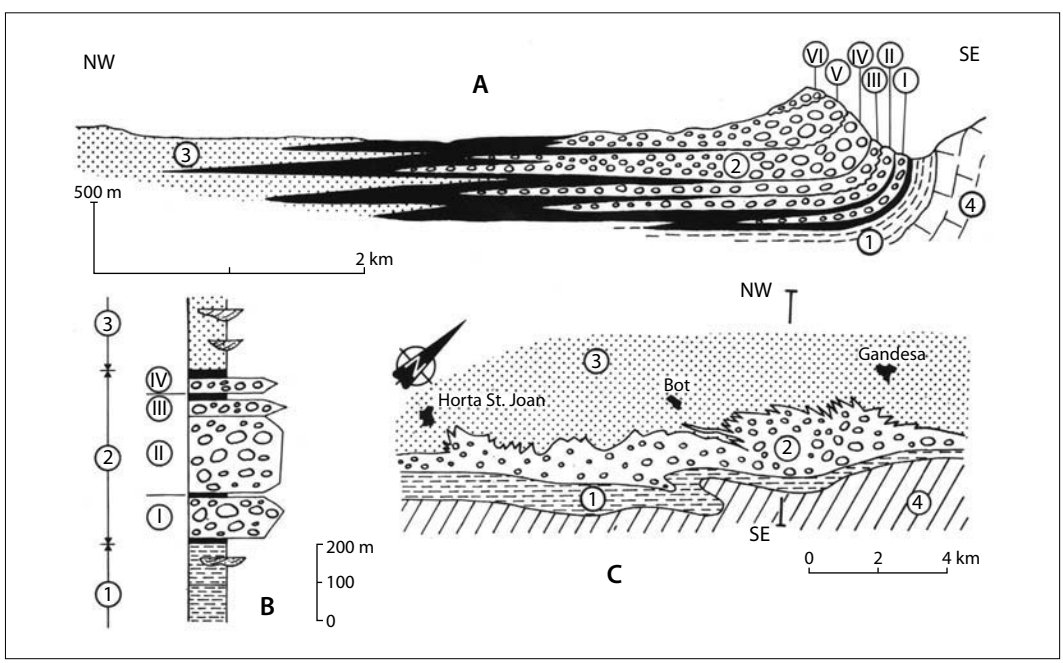


Figura 6.42. Disposición de las principales unidades aluviales en el sistema deposicional aluvial Horta de Sant Joan-Gandesa. A) sección radial. B) disposición megasecuencial con la superposición de diferentes secuencias de orden menor. C) cartografía simplificada. 1, secuencias paleógenas basales; 2, sistema Horta de Sant Joan-Gandesa; 3, sistema aluvial-fluvial Guadalope-Matarranya; 4, basamento mesozoico. Los números romanos (I-VI) indican las diferentes macrosecuencias aluviales (Cabrera, Colombo y Robles, 1985).

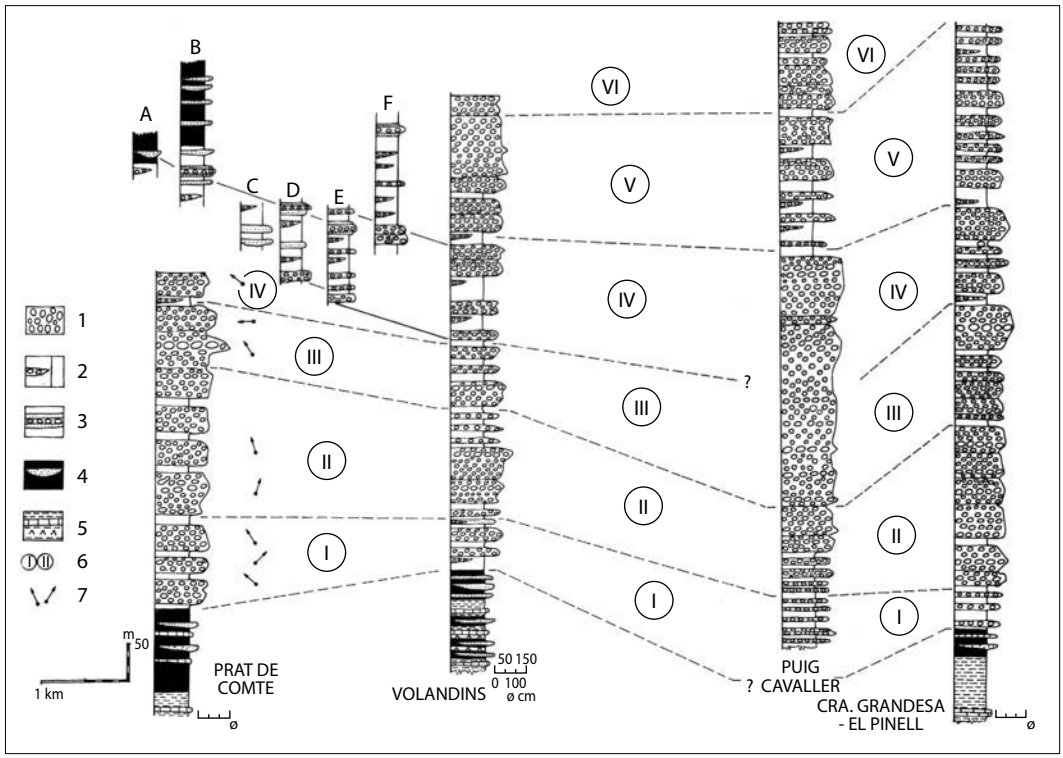


Figura 6.43. Columnas estratigráficas simplificadas de la parte superior del Sistema Cornudella (Colombo, 1986) y del complejo de abanicos aluviales de Gandesa-Horta de Sant Joan en las inmediaciones (A-F) de la población de Bot; 1) facies de cuerpo de abanico; 2) facies de pie interno de abanico; 3) facies de pie intermedio de abanico; 4) facies de pie externo de abanico; 5) facies lacustres-palustres; 6) megasecuencias; 7) dirección y sentido del promedio de las principales paleocorrientes (Cabrera, Colombo y Robles, 1985).

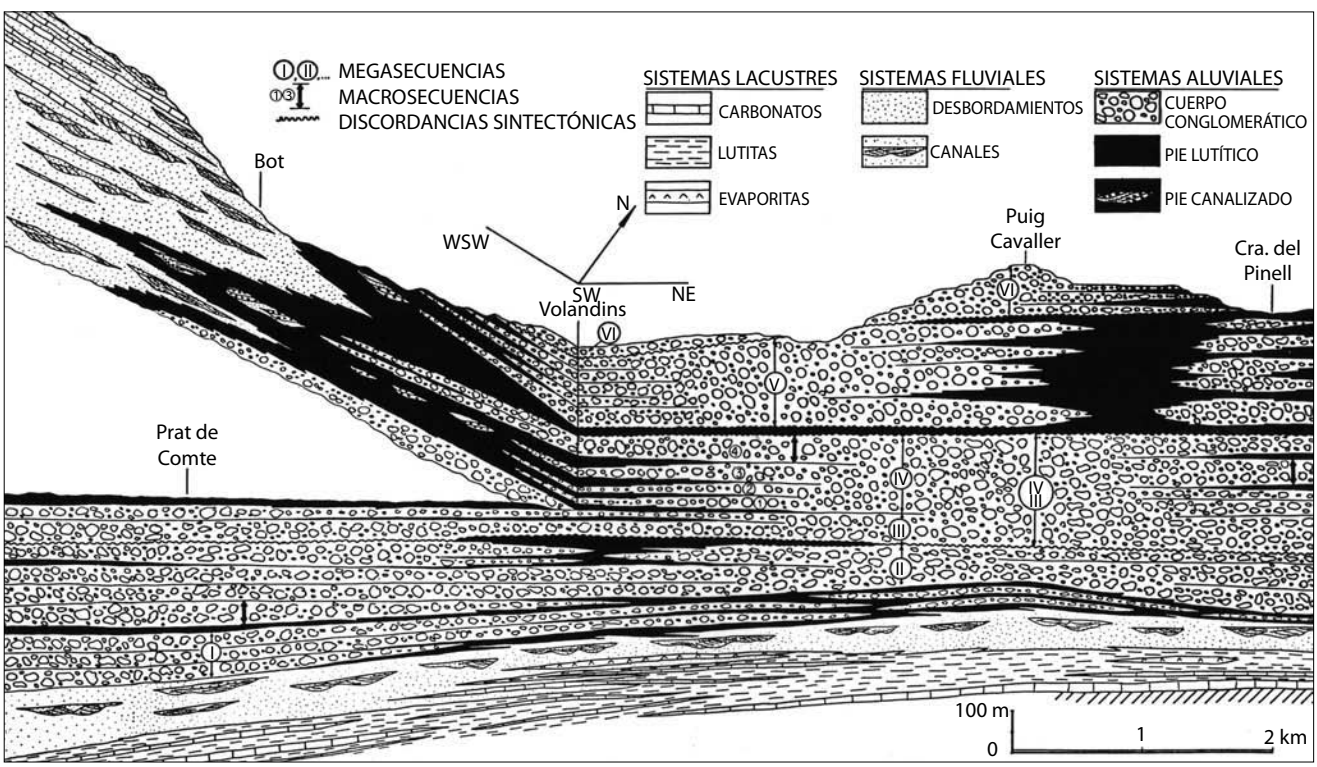


Figura 6.44. Distribución general de los Sistemas Sedimentarios en la zona de Gandesa-Horta de Sant Joan, confeccionada mediante la correlación de las columnas estratigráficas de la figura 43 (Colombo y Robles, 1983).

otro lado, las variaciones de las paleocorrientes en la vertical también tienen un significado en cuanto a los límites superiores de las unidades secuenciales. Además, la existencia de algunas discordancias angulares asociadas a las discordancias progresivas (Riba, 1976, 1989; Blair, 2000; Alonso, Colombo y Riba, 2009) y a sus equivalentes conformes, implican cambios importantes en la tendencia sedimentaria general del borde de cuenca estudiado. Finalmente la indentación de otros sistemas sedimentarios con respecto a los abanicos aluviales, tiene importancia en cuanto a la tendencia retrogradante de algunos de los abanicos desarrollados en ese borde de la Cuenca del Ebro. Así, de menor a mayor orden se pueden diferenciar (figura 6.45):

1. *Secuencia simple*

Corresponde a las unidades más pequeñas de sedimentación que puedan ser distinguibles. Sus límites, composición y características internas reflejan las variaciones hidráulicas y, por tanto, de facies y de granulometría ocasionadas por el flujo. No existen discontinuidades importantes y las únicas que pueden aparecer tienen carácter específico del propio flujo. Sus dimensiones siempre son menores que las de un estrato y corresponden a la representación de un único evento sedimentario.

2. *Secuencia múltiple*

Corresponde a unidades sedimentarias jerárquicamente superiores a las anteriores y se hallan constituidas por varias secuencias simples, sin que existan discontinuidades sedimentarias importantes entre las mismas. Implica variaciones repetitivas de la intensidad y competencia del flujo, que se traducen en facies y depósitos que se hallan separados por pequeñas cicatrices. Sus dimensiones corresponden a las de un estrato (figura 6.45-3).

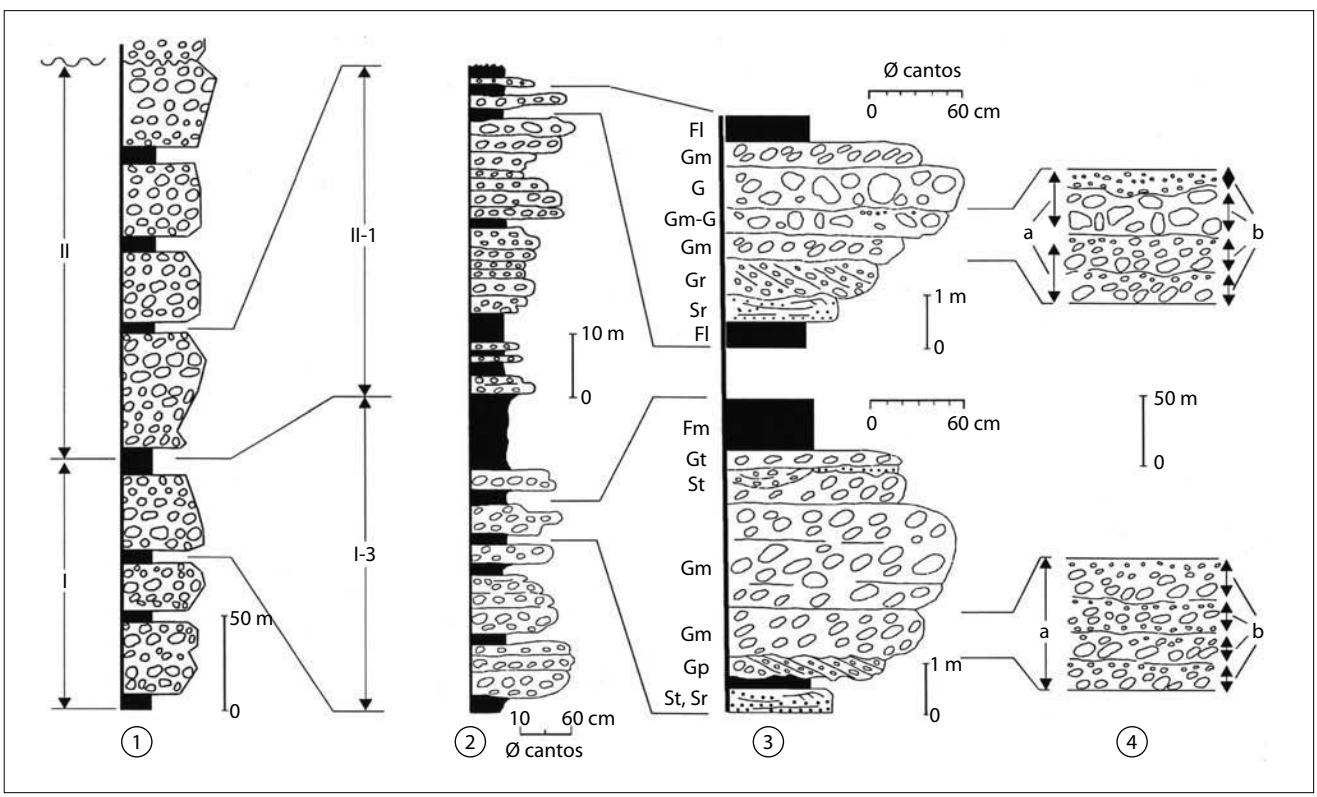


Figura 6.45. Jerarquización de las principales secuencias definidas en la zona de Gandesa-Horta de Sant Joan. Los códigos específicos de facies se han modificado de Miall (1978); 1) megasecuencias; 2) macrosecuencias; 3) secuencias compuestas y complejas; 4a) secuencias múltiples; 4b) secuencias simples (Cabrera, Colombo y Robles, 1985).

3. *Secuencia compuesta*

Corresponde a un apilamiento de varias secuencias múltiples que a su vez se hallan caracterizadas por facies y asociaciones de facies diferentes. Existen diversos tipos de cicatrices erosivas internas que representan cambios importantes en las condiciones de las corrientes tractivas, en sus características de desplazamiento lateral y en sus variaciones verticales. Estas cicatrices también representan cambios locales en la actividad sedimentaria o quizás cambios laterales de la zona sedimentariamente activa. Acostumbra a presentar una variación vertical ordenada del conjunto de estratos, y puede llegar a tener una potencia máxima del orden de hasta una decena de metros (figura 6.45-3).

4. *Macrosecuencia*

Corresponde a la agrupación vertical de varias secuencias compuestas y constituye la unidad básica deposicional del sistema sedimentario de un abanico aluvial. Representa un estadio de desarrollo concreto de un abanico aluvial simple, en forma de un cuerpo sedimentario aluvial simple, que a su vez se halla constituido por secuencias compuestas separadas entre sí por diversos tipos de cicatrices erosivas menores. Se han formado por procesos de progradación, retrogradación, agradación vertical repetitiva o por procesos de desplazamiento lateral del área sedimentariamente activa. Estos cambios pueden ser autocíclicos (compensación sedimentaria de los relieves deposicionales preexistentes a un episodio sedimentario dado), o alocíclicos (actividad tectónica o cambios climáticos). La potencia unitaria varía desde las zonas del pie hasta las zonas de cabecera donde pueden alcanzar valores de hasta casi 80 m (son usuales valores de 70 m), su extensión lateral alcanza valores entre 6-10 km, mientras que su extensión radial varía usualmente entre 3 y 5 km (figura 6.45-2) en los ejemplos citados de la zona de Gandesa-Horta de Sant Joan.

5. *Megasecuencia*

Se halla constituida por un conjunto de macrosecuencias y representa a uno o varios grupos de abanicos aluviales simples que se hallan relacionados entre sí. Se han originado por causas generales, tales como el cambio lateral del área de sedimentación general, procesos de progradación o retrogradación generalizada del sistema sedimentario del conjunto de los abanicos aluviales y actividad tectónica importante.

Tienen potencias verticales del orden de hasta unos 200 m y se extienden a lo largo del borde de cuenca estudiado entre las poblaciones de Gandesa y de Horta de Sant Joan (Tarragona), por más de 14 km. Son de tal entidad que admiten su cartografía específica en forma de unidades deposicionales informales (figura 6.45-1).

Ordenación

Las macrosecuencias y megasecuencias tienen una gran importancia, y se pueden utilizar para un análisis secuencial más detallado que permita estudiar las evoluciones verticales y laterales en cuanto a la tendencia sedimentaria de los abanicos aluviales localizados en las cercanías de un borde de cuenca tectónicamente activo (figura 6.46).

En las zonas correspondientes al cuerpo principal del conjunto de los abanicos aluviales estudiados, las megasecuencias conglomeráticas muestran unos límites bien definidos y resaltados por tramos de materiales de granulometría más fina (areniscas y lutitas). Estos límites pueden ser correlacionados con las discontinuidades erosivas que quedan bien resaltadas entre los paquetes conglomeráticos de las partes más internas de los abanicos aluviales, y permiten realizar una cartografía detallada de las diversas secuencias mayores, ya que muestran una marcada continuidad lateral.

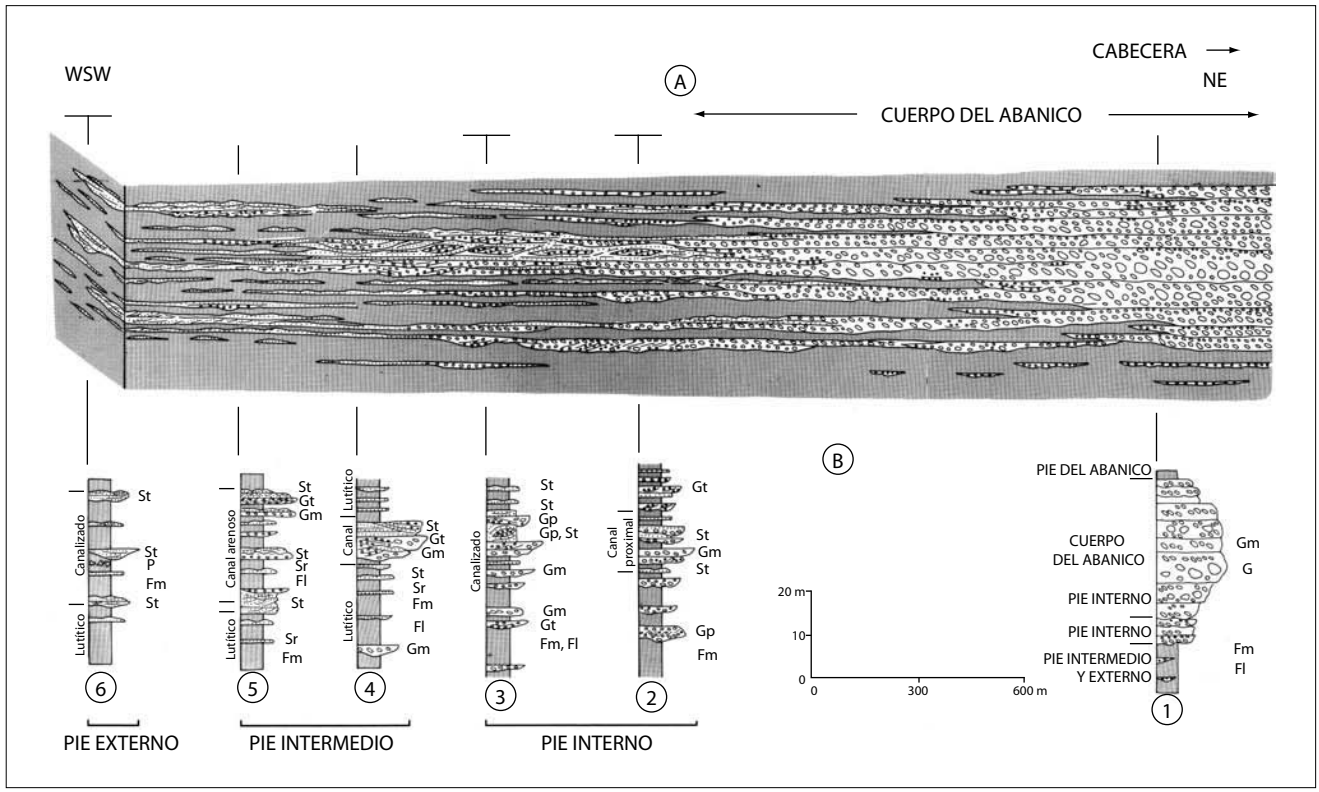


Figura 6.46. Esquema de la evolución lateral de la macrosecuencia IV-4 entre dos isócronas principales consecutivas. A) sección general en la que se evidencian las equivalencias laterales entre las asociaciones de facies del cuerpo interno del abanico, hasta las asociaciones de facies del pie externo del abanico. B) columnas sintéticas que muestran la evolución vertical de facies en cada una de las secciones principales estudiadas. Modificado de Cabrera, Colombo y Robles, 1985.

Las macrosecuencias muestran un marcado carácter cíclico con ciertas características que localmente pueden ser simétricas. Empiezan con facies de lutitas y areniscas en la base, de conglomerados en el centro, y acaban a techo con otras facies arenosas y lutíticas. Las variaciones granulométricas verticales resaltan el carácter asimétrico o localmente simétrico de los tramos conglomeráticos. Como que la parte inferior muestra una tendencia vertical granulométricamente negativa, puede indicar la progradación y variación lateral del área activa. Así, la parte superior, que muestra una ordenación granulométrica vertical con carácter positivo, parece sugerir una retrogradación del abanico aluvial o un desplazamiento lateral de la zona de sedimentación activa.

Las megasecuencias acostumbran a estar limitadas por (figura 6.44) discordancias angulares en las partes más internas que pasan a discordancias progresivas en las partes más externas del conjunto de los abanicos aluviales estudiados. Cada una de estas megasecuencias también muestra un cierto carácter cíclico, claramente asimétrico en algunos casos. Estas unidades de gran escala se han originado a causa de grandes y sucesivas progradaciones o retrogradaciones del conjunto del complejo de los abanicos aluviales. La retrogradación final, que es de gran entidad, queda claramente reflejada en el límite vertical de la megasecuencia más alta, así como por el carácter cartografiable de la misma, que se extiende prácticamente a toda la zona donde se hallan representadas las facies conglomeráticas de los abanicos aluviales. Esta característica, que en menor escala también se da a techo de otras megasecuencias, permite una delimitación bastante precisa de las mismas.

El ejemplo estudiado del conjunto de abanicos paleógenos situados en el borde suroccidental de las Cadenas Costeras Catalanas, entre las localidades de Gandesa y Horta de Sant

Joan (Tarragona), muestra unas características un tanto particulares en cuanto a su arquitectura aluvial. Así, aparte de las macro y megasecuencias ya descritas, a gran escala se aprecia la existencia de una gran megasecuencia principal con tendencia negativa. Se puede deducir que existe un incremento de la actividad aluvial asociada al borde de cuenca tectónicamente activo a través del tiempo. Una de las particularidades importantes consiste en que a pesar de que esa megasecuencia tiene, a gran escala, un marcado carácter negativo, a escala de megasecuencias y macrosecuencias la tendencia granulométrica general es de tipo cíclico y en ocasiones asimétrica. A escala menor también existe un apilamiento (figura 6.44) importante de materiales terrígenos depositados mediante sistemas sedimentarios de abanicos aluviales, con la particularidad de que éstos se hallan constituidos por corrientes predominantemente acuosas tractivas. Así, casi son inexistentes las secuencias granulométricas negativas, debido a la falta cuantitativamente importante de flujos masivos, así como a un retrabajamiento acuoso y repetitivo de los materiales terrígenos con tendencias secuenciales negativas (figura 6.45), depositados en algunos lóbulos aluviales (figura 6.46).

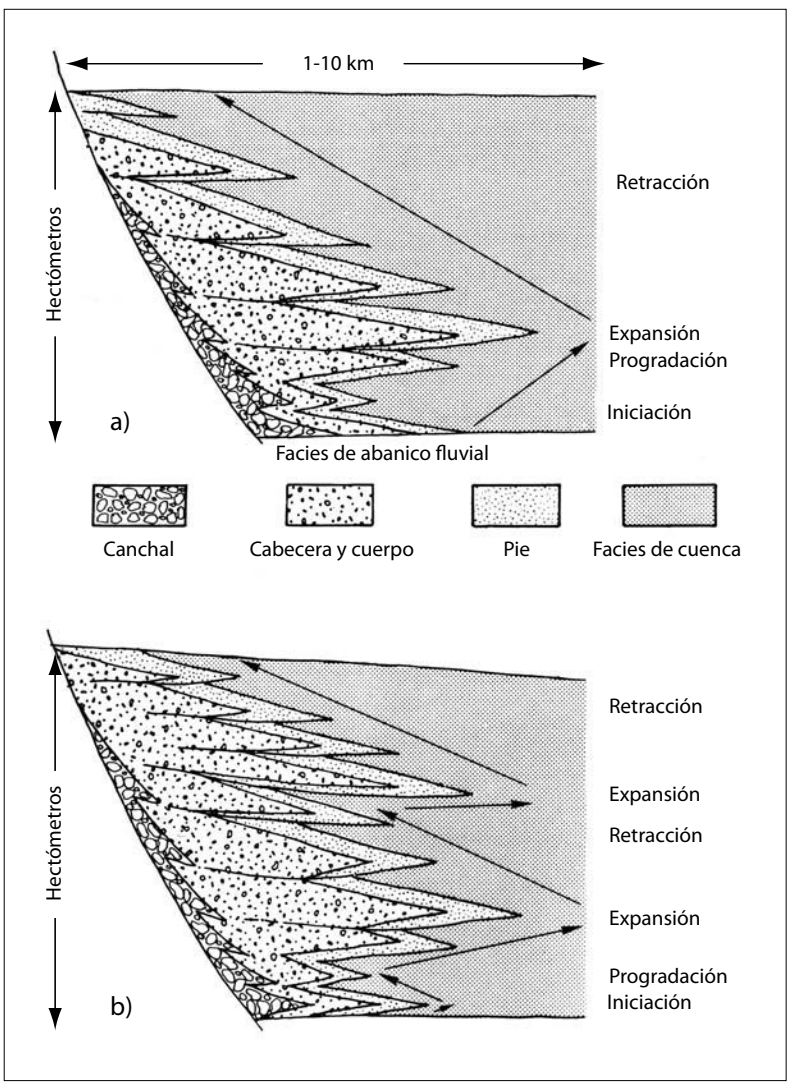


Figura 6.47. Esquema de la evolución vertical de abanicos aluviales: a) Secuencias de un abanico que se ha desarrollado después de un pulso tectónico único; b) Secuencia amalgamada generada como respuesta a un episodio de reactivación tectónica (Fraser y Decelles, 1992).

Causalidad

De los apartados anteriores se deduce que las causas principales de la generación de las secuencias deposicionales corresponden a factores diversos. Estos condicionan desde la geometría y límites de los litosomas más pequeños hasta el tipo de apilamiento aluvial (figura 6.47).

Así, los condicionantes de *muy alta frecuencia* y, por tanto, de poca separación en el tiempo y de una gran repetitividad efectiva, corresponden a variaciones hidráulicas inherentes a los propios procesos de transporte y acumulación sedimentaria. En los flujos acuosos queda implícito que éstos no son permanentes ni estacionarios y por lo tanto sus características hidráulicas pueden variar y varían tanto en el espacio, a lo largo del curso, como en el tiempo, para un mismo lugar. Estas variaciones son de muy alta frecuencia y, por tanto, tendrán una escasa representación sedimentaria unitaria.

Los condicionantes de *alta frecuencia* pueden corresponder a variaciones del nivel de base. Que pueden ser de tipo general cuando se produzcan variaciones en la lámina de agua de los lagos principales o del mar a los que desembocan los cauces procedentes de los abanicos. En cambio, serán de tipo local cuando los cauces de orden mayor a los que van a parar los procedentes de los abanicos, tengan una dinámica propia de incisión y relleno.

La *baja frecuencia* corresponderá a los efectos de las variaciones relativas del nivel de base como resultado de la actividad tectónica asociada. Ésta puede condicionar la variación de situación del segmento activo en cada momento y a su vez condicionar las características progradantes y agradantes del sistema de los abanicos aluviales. Las características retrogradantes pueden venir condicionadas por el cese de la actividad tectónica que implica un reajuste de la topografía en sentido de la erosión remontante. Esto, que implica la generación de una secuencia acumulativa depositada directamente sobre materiales del área fuente, también está asociada a la generación de una superficie de erosión del tipo de una penillanura *(pediment)*.

Relaciones con las cuencas sedimentarias

Los abanicos aluviales forman parte del relleno de la mayoría de las cuencas sedimentarias continentales y acostumbran a jalonar los bordes que han sido tectónicamente activos a lo largo de los episodios de acumulación sedimentaria.

La progradación y crecimiento de abanicos aluviales refleja la actividad tectónica en un margen activo de una cuenca sedimentaria, y constituye una de las fuentes mayores de materiales clásticos gruesos. El análisis de la situación de los cuerpos aluviales indicará la existencia de pulsos tectónicos con respuesta sedimentaria asociada. Su progradación hacia centro de cuenca indicará la importancia de los eventos tectónicos. La agradación de los sistemas aluviales indicará la existencia de una zona con una subsidencia diferencial que posibilita la generación de un surco donde quedan atrapados los clásticos más gruesos. La retrogradación de los sistemas aluviales implicará el cese de la actividad tectónica en el borde de cuenca activo y un desplazamiento de ese límite hacia zonas más internas del área fuente. Este último caso implicará la expansión de la cuenca sedimentaria hacia sectores de la anterior área fuente.

Los principales factores que controlan la sedimentación aluvial, para una región climática concreta, corresponden a la subsidencia de la cuenca, al suministro de materiales clásticos y a los cambios del nivel de base (figura 6.48). Evidentemente todos estos factores se interaccionan dando lugar a una configuración arquitectural concreta y a una relación geométrica y espacial

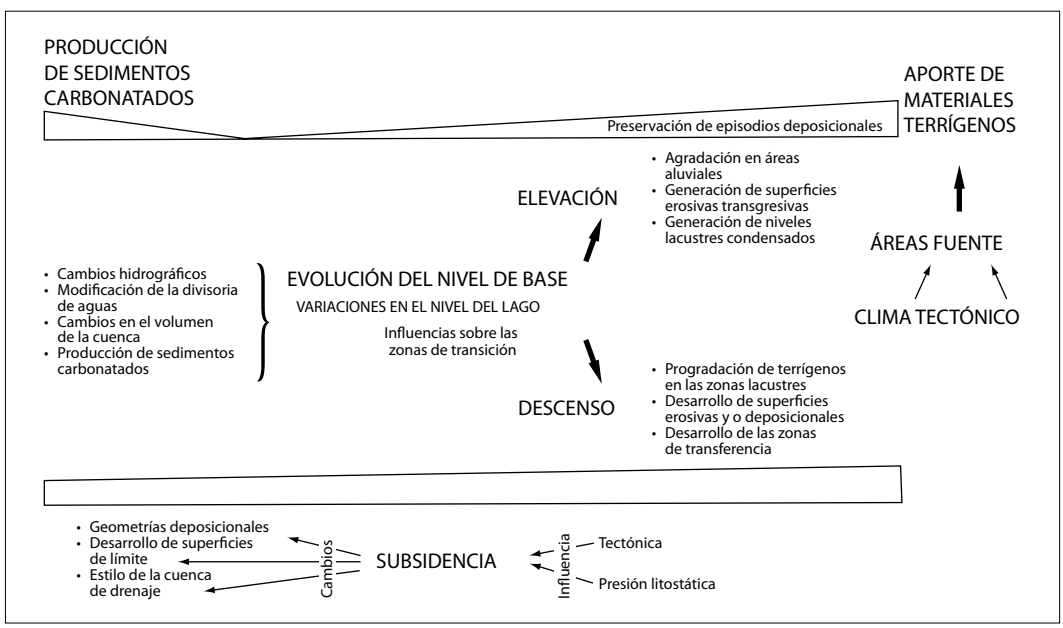


Figura 6.48. Factores principales que controlan la sedimentación en una cuenca continental endorreica (Anadón *et al.*, 1989).

determinada respecto a los otros sistemas deposicionales coetáneos. En los ejemplos estudiados en las cadenas Costeras Catalanas las condiciones climáticas y la actividad tectónica en la cuenca y sobre todo en sus bordes influyen sobre los otros factores. Así, afectan en gran manera a los aportes terrígenos que condicionan a su vez la sedimentación aluvial.

Subsidencia de la cuenca

Cuando existe un factor de subsidencia que afecta a toda la cuenca, a medida que se vaya acentuando se irá creando espacio de acomodación suficiente como para albergar diversos sistemas deposicionales (figura 6.49). En el caso de que los aportes de flujos acuosos y de sedimentos sean continuos, los sistemas aluviales progradarán y se harán lo suficientemente extensos como para ocupar grandes áreas. En otros casos, cuando las cuencas sedimentarias tienen un borde tectónicamente activo con desarrollo y emplazamiento de cabalgamientos y mantos de corrimiento de orden menor, éstos contribuyen en gran manera a la generación de gran cantidad de materiales terrígenos. En algunos episodios estos clásticos pueden expandirse a distancias considerables (casi 45 km en el caso de la Sierra del Montsant), mientras que en otros casos las acumulaciones de conglomerados (del orden de 1.600 m) se encuentran adosadas (2-3 km) y aproximadamente paralelas a los borde de cuenca. En ese caso es posible que la misma presión litostática de los mantos de cabalgamiento pueda haber condicionado una subsidencia diferencial (Angevine *et al.*, 1990). Ésta a su vez puede haber contribuido a la generación de un surco aproximadamente paralelo al borde de cuenca, donde se pueden encontrar las mayores acumulaciones conglomeráticas de la zona. En cualquier caso es evidente la importancia que tiene la subsidencia en orden a proporcionar espacio suficiente como para posibilitar la acumulación clástica aluvial.

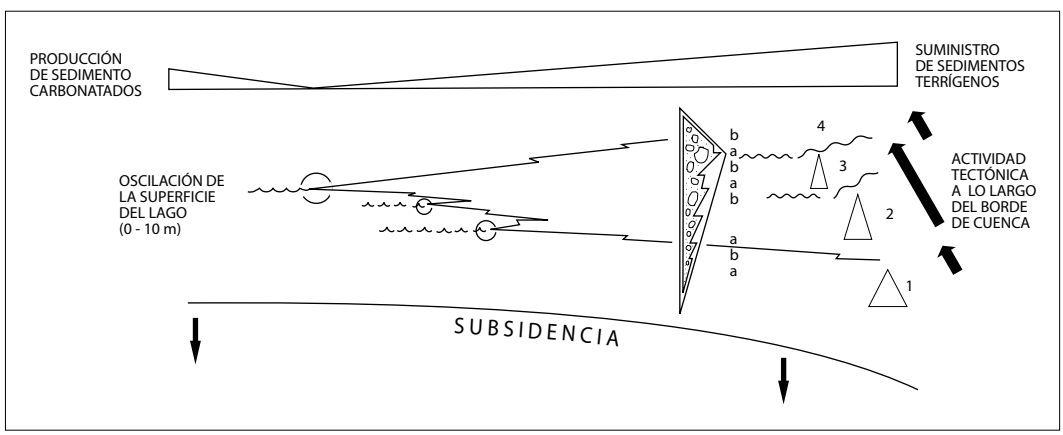


Figura 6.49. Incidencia de la actividad tectónica en el borde de cuenca y evolución de las influencias del nivel de base del lago central en la sedimentación aluvial. La ordenación megasecuencial de las unidades aluviales refleja el desplazamiento hacia el interior de la cuenca de su borde tectónicamente activo. La ordenación secuencial de orden menor (a-b) debe reflejar la evolución tectónica de cada uno de los sucesivos márgenes de cuenca. Las fluctuaciones del nivel lacustre deben tener influencia en la organización arquitectural de las secuencias menores y sobre el estilo de los diferentes canales desarrollados en las zonas del cuerpo y del pie del abanico (Anadón *et al.*, 1989).

Aportes sedimentarios

El suministro detrítico en una cuenca concreta puede estar condicionado por las condiciones paleoclimáticas y por la evolución tectónica en al área fuente y a lo largo de los bordes de la cuenca sedimentaria.

Condicionantes climáticos

En el sector estudiado de la Cuenca del Ebro, las evidencias sedimentarias con implicaciones climáticas indican que tanto las estructuras y secuencias sedimentarias como los restos fósiles parecen indicar condiciones áridas y semiáridas para el período comprendido entre el Eoceno superior y el Mioceno inferior. En concreto los restos palinológicos, los cambios en las faunas de micromamíferos y la existencia de algunos depósitos evaporíticos, sugieren en principio unas ciertas condiciones de humedad ambiental que evolucionan a condiciones de mayor aridez desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior (Cabrera, 1983; Cabrera, Colombo y Robles, 1985; Agustí *et al.*, 1987, 1988).

Así, aunque se pueden detectar a lo largo de la historia sedimentaria de la cuenca, oscilaciones climáticas de incremento de humedad ambiental con una mayor frecuencia, no se aprecian cambios significativos de la tendencia hacia una mayor aridez climática.

Evolución tectónica

Este tipo de evolución admite diversos tipos de aproximación en función de las escalas consideradas. A gran escala, la tendencia megasecuencial grano y estratocreciente en el sector SW de las Cadenas Costeras Catalanas que constituye uno de los márgenes de la Cuenca del Ebro genera un «gran megaciclo aluvial» (Colombo, 1980; Robles, 1982; Cabrera, Colombo y Robles, 1985). Éste que se ha desarrollado entre el Eoceno inferior y el Oligoceno superior, es visible a gran escala en la zona de Horta-Gandesa y en la zona del Montsant-La Llena (figura 6.50). El megaciclo se ha producido como consecuencia del desplazamiento hacia la cuenca de su borde oriental tectónicamente activo (Colombo, 1980, 1986; Colombo y Vergés, 1992; Anadón *et al.*, 1979, 1986, 1989, 1991). Los estadios iniciales del megaciclo corresponden a las primeras secuencias aluviales de granulometría fina que implican un borde de cuenca ubicado durante el Eoceno inferior mucho más hacia el SE de su posición actual.

Las macrosecuencias medias y de orden menor reflejan la evolución de cada uno de los márgenes tectónicamente activos de la Cuenca del Ebro durante el Eoceno y el Oligoceno principalmente. Los diversos pulsos tectónicos han tenido diferentes respuestas sedimentarias en función de su importancia y entidad (Cuevas *et al.*, 2007). Así, la evolución secuencial y las diversas discordancias angulares y progresivas son las características principales que reflejan la influencia tectónica en la sedimentación, y que permiten algunas divisiones secuenciales y macrosecuenciales (Robles, 1982; Cabrera, Colombo y Robles, 1985) estableciendo una jerarquización específica (figura 6.45).

Variaciones en el nivel de base

Este tipo de cambios puede haber resultado como consecuencia de la subsidencia diferencial, de la variación del volumen de la cuenca, de la modificación de la divisoria de aguas, de los cambios hidrográficos, etc. Cuando en las zonas distales de los abanicos existe un sistema lacustre, los cambios hidrográficos podrán tener una gran influencia en las variaciones del nivel de base que en ese caso estará controlado por las oscilaciones de la superficie lacustre. En el sector estudiado de la cuenca del Ebro, y dado el carácter endorreico de los lagos situados adyacentes a las zonas del pie de los abanicos aluviales, la oscilación del nivel lacustre debe reflejar claramente las variaciones hídricas de aportes al sistema. Cuando los lagos muestran facies de escasa profundidad, la influencia de las oscilaciones de la lámina de agua estable (el nivel de base) en las secuencias aluviales relacionadas, será de orden menor. De esa manera los cambios en el grosor de las secuencias aluviales serán de orden menor, de tipo métrico.

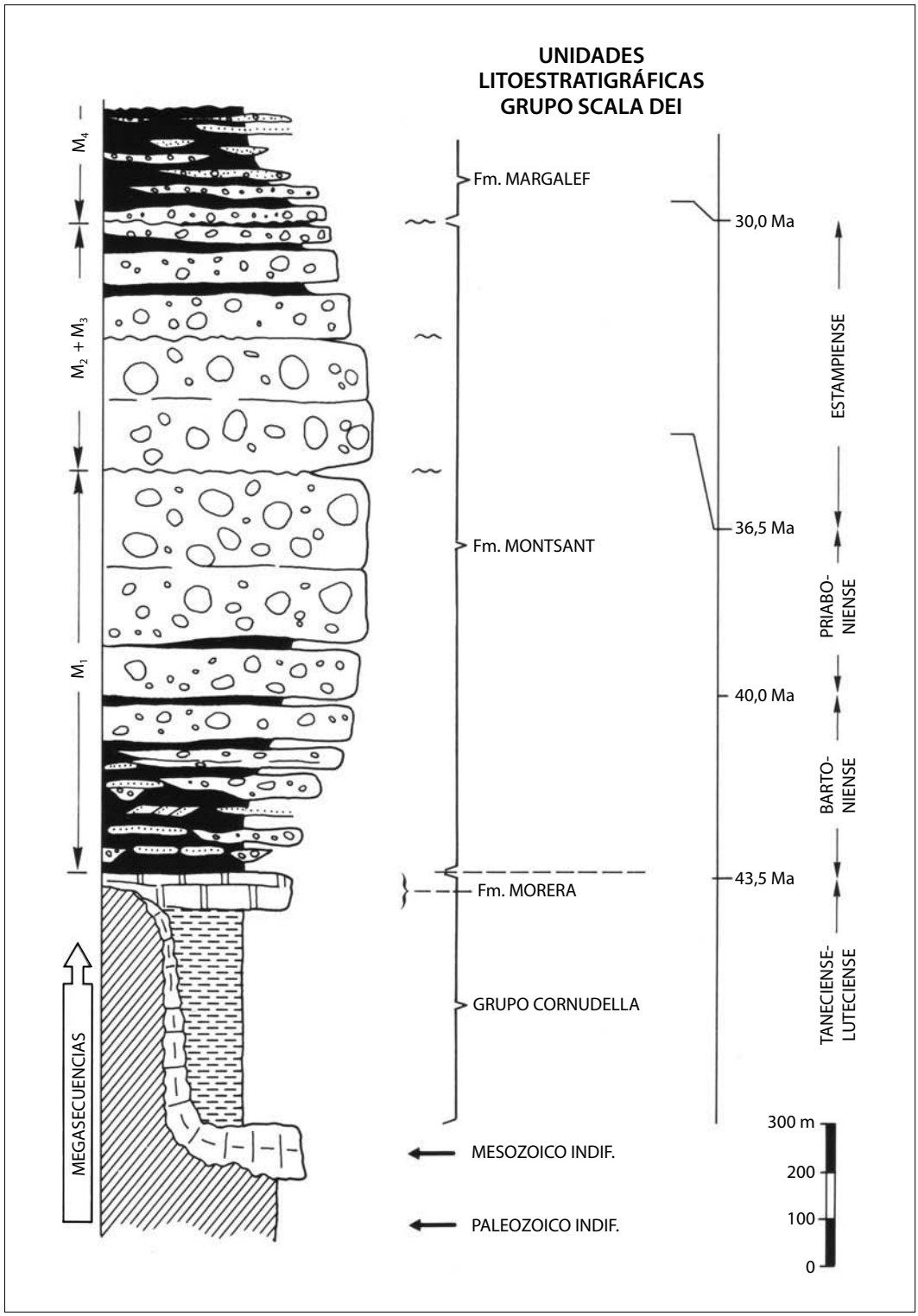


Figura 6.50. Sección estratigráfica esquemática de la Serra de La Llena. Los materiales detríticos del Grupo Scala Dei están organizados en cuatro megasecuencias separadas por discontinuidades, que corresponden a depósitos sintectónicos. Las edades se basan en datos paleomastológicos (Colombo y Vergés, 1992).

Así los cambios menores en el nivel de base deben haber afectado esencialmente la tendencia de las acumulaciones arenosas situadas en la zona de tránsito aluvial-lacustre, así como el estilo y evolución de los canales aluviales relacionados. Los efectos de los cambios de orden menor del nivel de base serán difíciles de trazar desde las zonas marginales hasta las zonas aluviales más internas. En éstas, las grandes acumulaciones de materiales clásticos gruesos no reflejan los eventos de escala menor.

El descenso del nivel lacustre implica un encajamiento en los canales aluviales y su elongación hacia zonas lacustres más centrales (figura 6.51). Esto ocasiona también un incremento en los aportes terrígenos como consecuencia de los procesos de encajamiento y nueva erosión en el área fuente general y/o en el área fuente local (Billi *et al.*, 1991; Schumm y Rea, 1995). Así, los canales actuarán como un sistema de transferencia y distribución de sedimentos finos, de manera que éstos serán acumulados directamente en las zonas lacustres de poca profundidad donde pueden llegar a constituir deltas *(fan deltas)* de orden menor, y en las llanuras de inundación asociadas. En ese estadio se desarrolla una importante cobertera vegetal que coloniza las zonas costeras lacustres expuestas subaéreamente cuando el nivel de las aguas se ha ido retirando. Por tanto, pueden generarse diversos tipos de paleosuelos y crecimientos evaporíticos intersticiales. Algunos deltas de escasa entidad se pueden haber desarrollado también en zonas lacustres más internas.

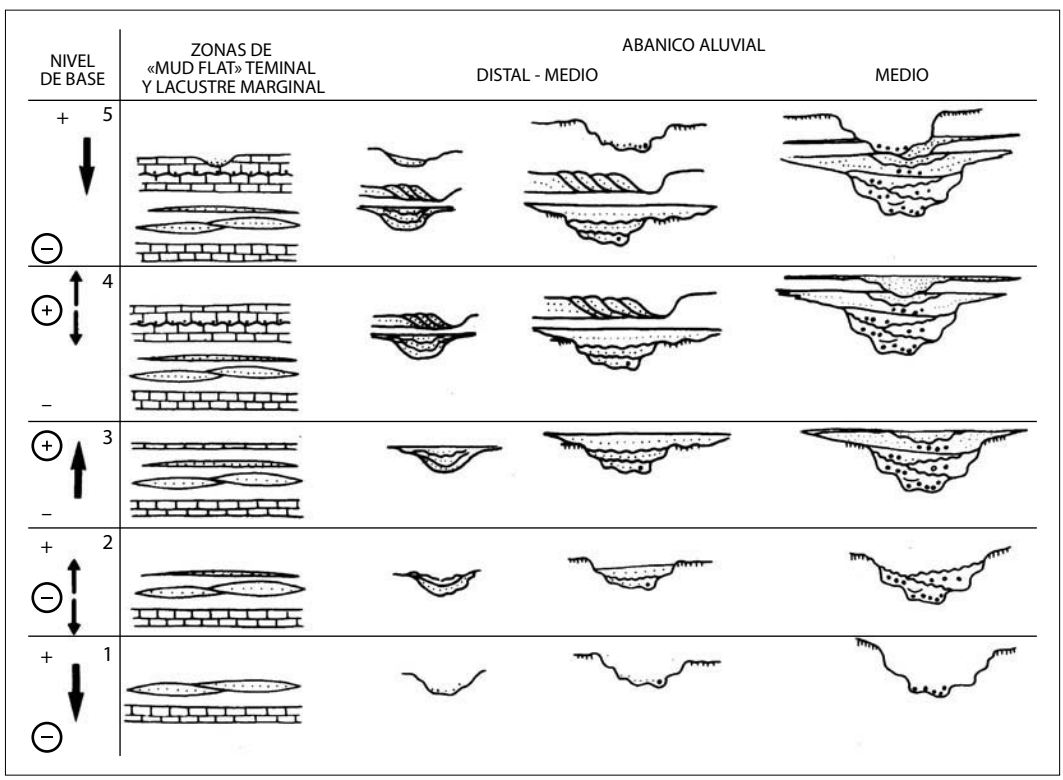


Figura 6.51. Esquema de las diferentes geometrías deposicionales y las tendencias acumulativas observadas en el sector SE de la Cuenca del Ebro (Anadón *et al.*, 1989). Se manifiestan las relaciones entre las variaciones en el abanico aluvial y sus equivalencias con la actividad de la zona lacustre endorreica central.

El ascenso del nivel lacustre implica un incremento del espacio de acomodación de manera que las facies lacustres de escasa profundidad tenderán a expandirse arealmente condicionando que los canales aluviales sufran fenómenos de acreción vertical localmente importantes. En el estadio de aguas más altas los canales aluviales estarán sometidos a fenómenos de retroa-

limentación *(back filling)* dando lugar a cursos tabulares, con relleno en cinta *(ribbons)* y con acreción lateral. Los sistemas deltáicos de escasa entidad desarrollados en este episodio son predominantemente lutíticos con algunos lóbulos arenosos.

Las oscilaciones repetitivas de ascenso y descenso del nivel lacustre de mayor frecuencia y menor entidad se pueden traducir en episodios internos de relleno sedimentario en los canales aluviales. En algunos casos estos litosomas aluviales (canales) pueden mostrar superficies superiores convexas (Fernández, Bluck y Viseras, 1993) generadas en episodios de alto aporte terrígeno y en condiciones de alto nivel lacustre. La cantidad, el grosor respectivo y las superficies erosivas internas que delimitan los depósitos *(storeys),* deben reflejar las acumulaciones sedimentarias y los episodios de descenso. Las elevaciones y caídas de orden menor del nivel de base pueden tener su reflejo tanto en el relleno sedimentario de algunos canales distributarios muy encajados, situados en las zonas medias y proximales de los abanicos, como en el bajo desplazamiento lateral de esos canales. Esa posibilidad de variabilidad del surco es mucho menor que la de los canales distales menos encajados.

Hay que tener en cuenta que para que las oscilaciones del nivel de base local tengan un reflejo en las secuencias aluviales debe existir un sistema de transferencia con un dilatado funcionamiento en el tiempo. De manera que si los aportes acuosos procedentes de la zona aluvial son continuados, pueden reflejar las variaciones sufridas al tener que adaptarse a las nuevas condiciones del nivel de base. Existen casos en los que los abanicos aluviales generados en un ambiente climático árido no reflejan las variaciones de los lagos salinos que constituyen su nivel de base. En la zona de Nevada (Blair y McPherson, 1994) se sitúa el Lago Walker alimentado por el río Walker y se halla circundado por diversos tipos de abanicos aluviales de los que constituye su nivel de base. El nivel de ese lago ha sufrido variaciones importantes en los últimos 112 años, conociéndose que su nivel ha caído 45 m desde 1882 hasta 1994, como consecuencia de una intensa retención de grandes volúmenes de agua en presas construidas aguas arriba de la desembocadura del río Walker en el lago homónimo. Antes de la construcción de las presas el río formaba un delta lacustre. A medida que el nivel lacustre ha ido descendiendo a lo largo del tiempo, el río se ha ido adaptando construyendo hasta doce lóbulos deltáicos situados en cada una de las posiciones en las que se ha ubicado la desembocadura del río en el lago. El carácter salobre de las aguas del lago impide el desarrollo de una amplia vegetación de ribera que pudiera atrapar sedimentos en episodios de aguas altas. A su vez la superficie de los abanicos, dadas las condiciones de elevada aridez, está desprovista de cobertera vegetal por lo que no se desarrollan niveles edáficos. Por tanto, no podría retener las aguas de lluvia y escorrentía en el caso de que éstas pudieran existir en la zona. Así, se comprende la gran vulnerabilidad de las geoformas a los chaparrones y tempestades, por lo que si existiera algún tipo de escorrentía ésta quedaría reflejada en los abanicos. De manera que éstos tenderían a adaptarse a las nuevas condiciones del nivel de base controlado por el descenso de la superficie del lago. En cambio la carencia de lluvias y de cursos acuosos que afecten a los abanicos impide que éstos reflejen claramente las nuevas condiciones de nivel de base. Hay que tener en cuenta que un período de 112 años es del todo irrelevante en el registro geológico y parece demasiado pequeño para que pueda tener alguna consecuencia sedimentológica en una zona con una gran aridez climática. Así y todo es un ejemplo real que sugiere que además de un descenso del nivel de base, se necesita un aporte acuoso suficiente como para que los abanicos aluviales circundantes puedan reflejar algunos episodios de progradación y cambios significativos.

A modo de resumen hay que constatar que la tendencia general implica que las ordenaciones secuenciales aluviales se han generado predominantemente como respuesta sedimentaria a episodios de actividad tectónica. La tendencia actual es la de considerar (Decelles *et al.*, 1991) que los litosomas (y secuencias) de orden mayor tienen un indudable origen tectónico. Mientras que, los litosomas (y secuencias) de orden menor se atribuyen a variables internas de

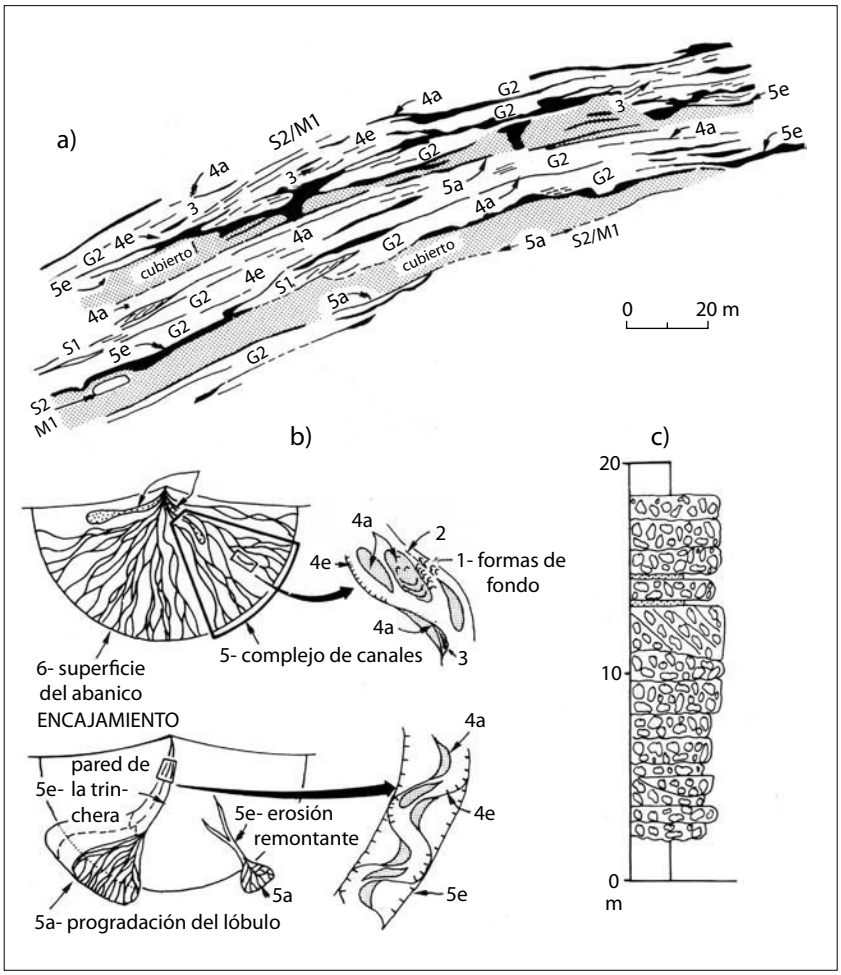


Figura 6.52. Génesis y significado arquitectural de los litosomas de quinto orden en los conglomerados Beartooth (Decelles *et al.*, 1991): a) esquema de un afloramiento en el que se aprecian las superficies de tercer, cuarto y quinto orden; b) representación del origen de las superficies y de los litosomas de quinto orden; c) sección de un litosoma de quinto orden. En la parte superior del abanico un litosoma de quinto orden representa secuencias retroalimentadas (*backfilling*) depositadas después de episodios de encajamiento. En la parte inferior del abanico, por el contrario, esos litosomas representan lóbulos deposicionales progradantes como consecuencia de los episodios de encajamiento en la cabecera del abanico (Fraser y Decelles, 1992).

la cuenca de drenaje (figura 6.52). En algunos casos concretos del Cuaternario (Ritter *et al.*, 1995) se puede sugerir que los litosomas de quinto y sexto orden (Decelles *et al.*, 1991) podrían corresponder a efectos climáticos. Es interesante resaltar que eso no se puede extrapolar literalmente a depósitos aluviales anteriores al Cuaternario (Brierley *et al.*, 1993), ya que se desconocen, entre otras, las variables climáticas, la precisión de la dinámica de circulación atmosférica, etc., para el período de tiempo considerado.

Los cambios climáticos de tipo cíclico han dejado de ser los más importantes que condicionan la sedimentación, ya que usualmente la duración de los ciclotemas es mayor que las periodicidades aceptadas para los ciclos climáticos de origen orbital (Blair y Bilodeau, 1988). Posteriormente se ha sugerido (Ritter *et al.*, 1995) que el tectonismo con actividad repetitiva puede haber condicionado el ambiente sedimentario como para que se pueda producir la sedimentación aluvial, acentuado el relieve y creando el espacio de acomodación suficiente (Mackey y Bridge, 1995). Además, durante alguno de esos ciclos de tectónicos los cambios climáticos pueden condicionar la descarga acuosa y sedimentaria como para iniciar la agradación aluvial.

ACTIVIDAD TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA

El análisis de las acumulaciones sedimentarias permite detectar un cierto tipo de actividad tectónica asociada a la acumulación de materiales clásticos. Así, se considera tanto el contexto tectonoestratigráfico, como las secuencias de clastos como reflejo de la actividad sedimentaria influenciada por los efectos tectónicos.

Contexto tectonoestratigráfico

En respuesta al levantamiento tectónico pueden producirse dos casos bien diferenciados:

a) Cuando la velocidad del levantamiento tectónico del borde activo es mayor que la del encajamiento del canal principal, se produce una acumulación de pequeños abanicos sobreimpuestos a las partes más altas del abanico, correspondientes probablemente a

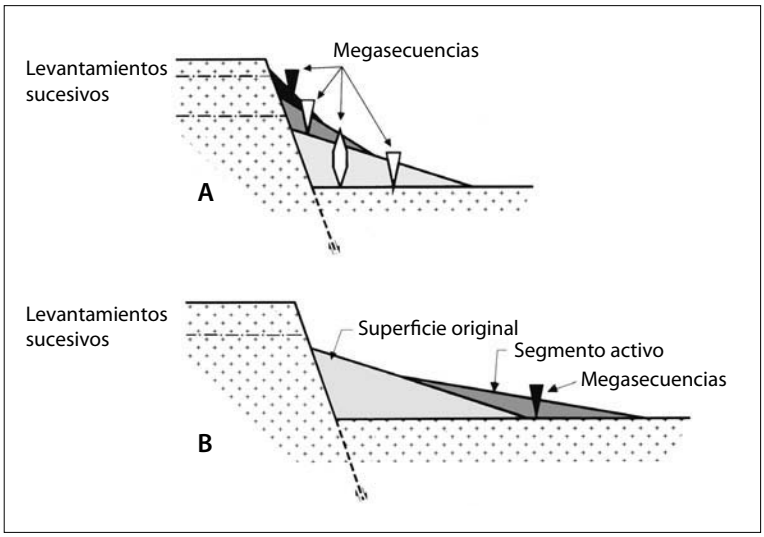


Figura 6.53. Variación en el comportamiento de los abanicos aluviales: A) respuesta a un levantamiento tectónico repetitivo con una velocidad de levantamiento mayor que la del encajamiento del canal principal. Se ha remarcado la disposición de los abanicos menores y sus tendencias secuenciales respectivas, B) respuesta a una actividad tectónica cuando la velocidad de encajamiento del canal principal es mayor que la del levantamiento (Heward, 1978).

las partes más internas del cuerpo y las partes de la cabecera del abanico. Se produce así una segmentación del abanico. Originan una ordenación secuencial de un conjunto de secuencias granulométricas inversas, aunque alguna puede acabar rápidamente mediante unos términos positivos (figura 6.53a).

b) Cuando la velocidad del levantamiento tectónico es menor que la del encajamiento del canal principal, se producirá un fenómeno parecido al descrito en el tipo 3. Toda la sedimentación se localizará hacia el pie del abanico donde se construirán unos abanicos de menor entidad pero con una ordenación secuencial vertical marcadamente negativa. Además los valores granulométricos absolutos serán bastante mayores (Hooke, 1972) que en el caso citado anteriormente (figura 6.53b).

Discordancias sintectónicas

Cuando se producen diversos episodios de levantamiento del borde tectónicamente activo y éstos influyen sobre los abanicos adyacentes al mismo, se originan diversas superficies de discontinuidad que corresponden a *discordancias erosivas angulares*. Estas pueden estar relacionadas o no, con cambios y variaciones en la velocidad de ascenso del borde tectónicamente activo (figura 6.54). En el caso de que se produzca un levantamiento acelerado, el sector activo se traslada hacia el pie del abanico pero tiene tendencia a mostrar una pendiente cada vez más suave. Cuando esto se produce de una manera repetitiva asociadamente a los diferentes episodios de levantamiento, se origina entonces un *offlap* rotativo (Riba, 1976, 1989) que condiciona una discordancia progresiva (figura 6.55). En caso contrario, cuando a partir de una pendiente abrupta disminuye la velocidad de levantamiento, o cuando se produce un descenso relativo, los materiales de las zonas del pie del abanico se sitúan sobre las de zonas más internas. Se produce así una ordenación secuencial con tendencia vertical positiva, y una geometría en *onlap* rotativo (Riba, 1976), que implica la atenuación de una discordancia progresiva.

La interacción de los dos modelos, que implica primero una actividad tectónica importante y después un amortiguamiento, se ha denominado *discordancia progresiva sintectónica compuesta* (Riba, 1976), ya que participa de movimientos tectónicos que se producen sincrónicamente a la deposición de los abanicos aluviales (figura 6.56). Además los períodos de aceleración y de deceleración del movimiento tectónico se hallan separados como mínimo por un período de detención que ha posibilitado el desarrollo de una o varias discordancias angulares asociadas.

Se han realizado algunos estudios de cuencas intramontañosas colmatadas predominantemente por materiales aluviales conglomeráticos en los que las discordancias angulares corresponden a discontinuidades estratigráficas condicionadas por la actividad tectónica. Así, en los Pirineos Centrales, los materiales eocenos y oligocenos de La Pobla de Segur (Rosell y Riba,

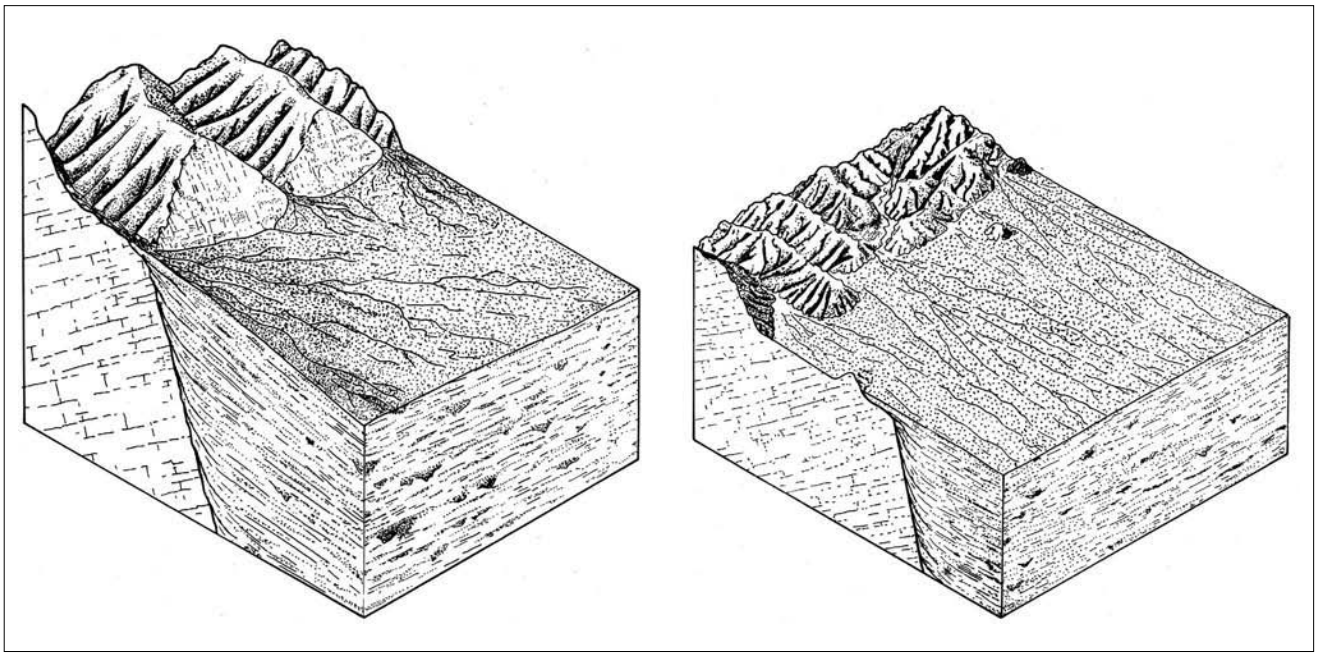


Figura 6.54. Geometría estratigráfica de los depósitos de abanicos aluviales adosados a un frente montañoso tectónicamente activo (A) y pasivo (B), cuyo retroceso implica la generación de una penillanura (*pediment*) con algunos montes-isla relictos (Bull, 1972). Hay que tener en cuenta que, si las fallas son activas sincrónicamente a la actividad aluvial, podrían condicionar el desarrollo de diversas discordancias progresivas.

1966; Robles, 1982) corresponden predominantemente a conglomerados que se hallan discordantes sobre las deformadas unidades mesozoicas infrayacentes. Recientemente (Mellere y Marzo, 1992) se ha podido correlacionar adecuadamente diferentes episodios de sedimentación y de estructuración tectónica de la cuenca de La Pobla de Segur. De esta manera se han cartografiado las principales superficies de discontinuidad que han permitido diferenciar diversas unidades de orden mayor (alogrupos) que a su vez se dividen en aloformaciones o secuencias.

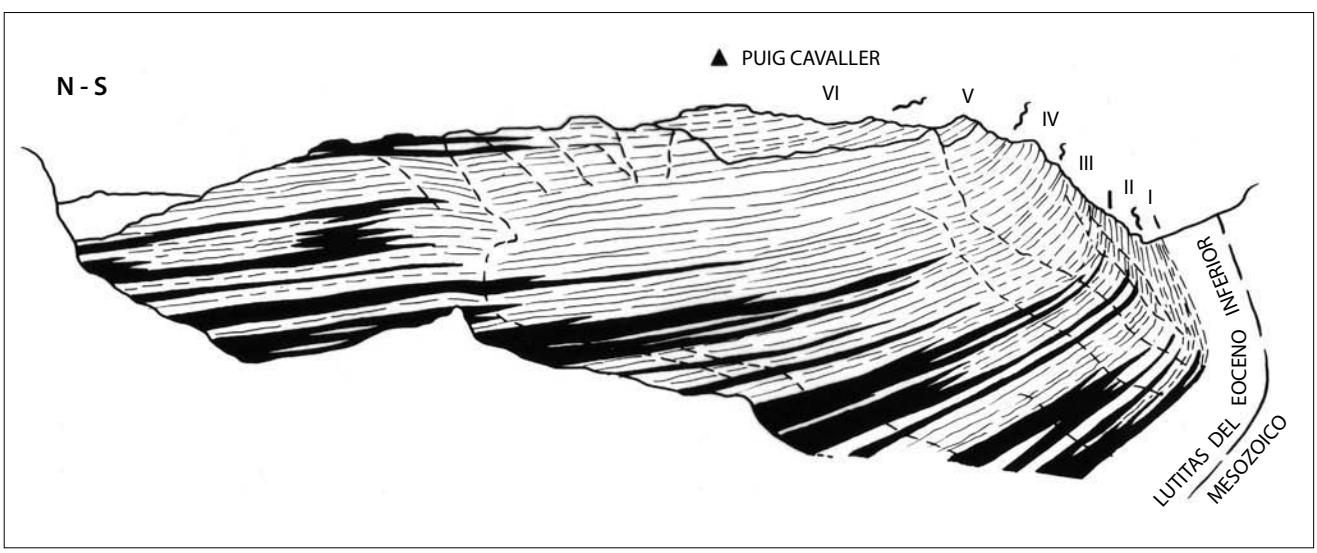


Figura 6.55. Zona suroccidental de las Cadenas Costeras Catalanas en el sector de Gandesa, donde se muestra una discordancia progresiva desarrollada en los materiales conglomeráticos del Grupo Scala Dei que constituyen el Puig Cavaller. Las diferentes megasecuencias (I-VI) están compuestas por macrosecuencias con cierta continuidad lateral. En blanco están representados los tramos conglomeráticos y en negro los materiales de granulometría más fina.

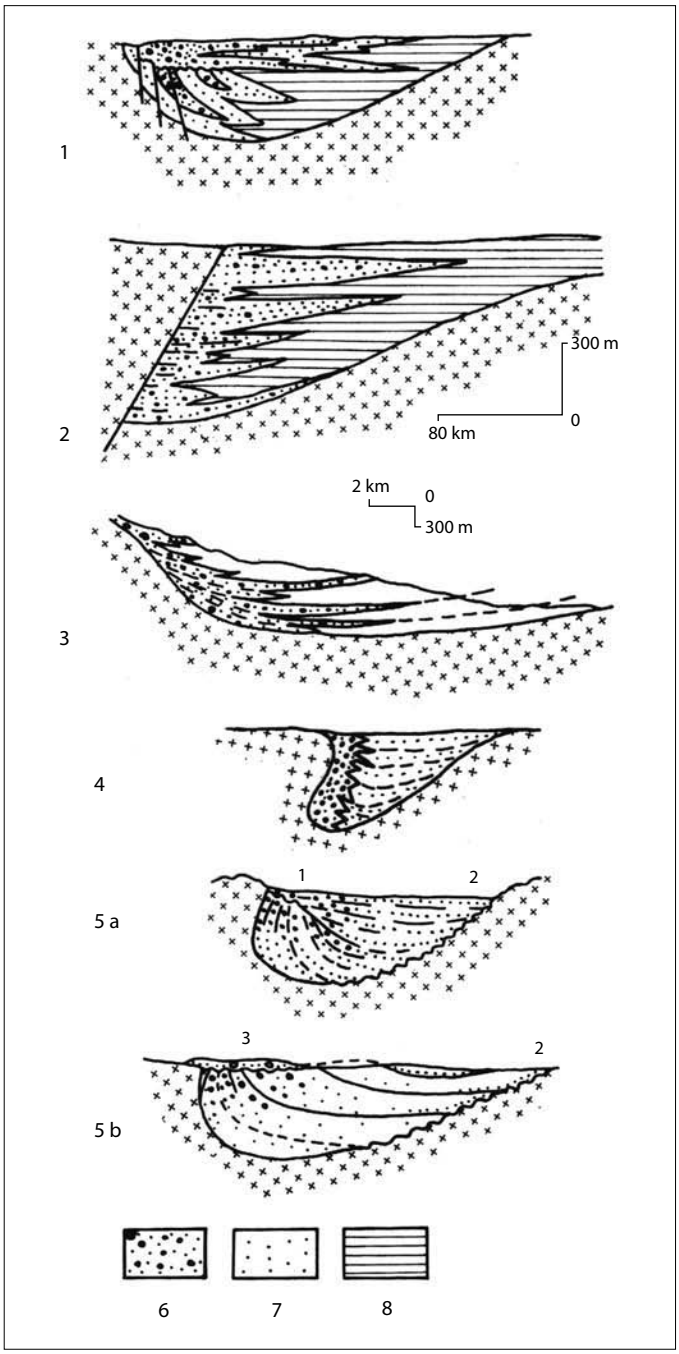


Figura 6.56. Diversos tipos de cuencas sedimentarias que se han rellenado sintectónicamente. 1, levantamiento de la cuenca sudafricana del Witwatersrand (Vos, 1975); 2, cuñas clásticas controladas por la actividad de una falla inversa (Krumbein y Sloss, 1969); 3, levantamiento suave y progresivo de un margen de cuenca (Andersen y Picard, 1974); 4, cuenca que manifiesta una deformación intensa (Bhryni y Skjerlie, 1975); 5, discordancias progresivas sintectónicas del Alto Cardener (5a) y de (5b) Miranda de Ebro: 1) discordancia progresiva sintectónica de flanco activo, 2) discordancia progresiva sintectónica de flanco pasivo, 3) discordancia postectónica (Riba, 1974); 6, facies detríticas muy gruesas; 7, facies detríticas finas; 8, otras facies.

Esto ha sido posible ya que las discontinuidades que corresponden a las discordancias angulares son cartografiables y se extienden claramente a toda la cuenca. Así, los límites de los alogrupos corresponden a cambios paleogeográficos relacionados con la compartimentación tectónica y evolución sedimentaria de la cuenca.

Se han podido analizar disposiciones geométricas similares con alguna variación específica, y desarrolladas en los materiales terrígenos que durante el Paleógeno se depositaron en el borde occidental de las Cadenas Costeras Catalanas (Anadón *et al.*, 1986). Una de las particularidades que implica el que el sector activo se desplace hacia la zona del pie del abanico es que, en un momento dado, se puede tener la representación isócrona de la deposición de los materiales del abanico desde las zonas más internas hasta las más externas. Además también pueden seguirse los cambios de facies desde las zonas más proximales hasta las más distales, y si el movimiento tectónico es sinsedimentario (figura 6.57), también se pueden seguir las diversas disposiciones geométricas de las diferentes expansiones del abanico hacia zonas alejadas del pie. Este es el caso de los materiales del complejo de abanicos aluviales del Montsant-La Llena (Colombo, 1986; Colombo y Vergés, 1992), en los que se puede apreciar la existencia de una discordancia progresiva doble en un sentido, así como una discordancia progresiva asociada a una angular (figura 6.58). En ese caso se produce el desarrollo de un abanico cercano a un borde tectónicamente activo de la cuenca (área de Vilanova de Prades), que ha ido moviéndose sinsedimentariamente y se ha originado una discordancia progresiva muy marcada. Posteriormente actúa otra fractura de zócalo que aproxima el borde de cuenca hasta unas posiciones muy similares a las actuales, con lo que ese movimiento se produce también de una manera sinsedimentaria, originándose a su vez otra discordancia progresiva superpuesta a la primera. Finalmente, cuando se produce una suavización del relieve del área fuente, que implica el retroceso del frente topográfico, implica la retrogradación del abanico con lo que a su vez se origina otra discordancia superpuesta (figura 6.59) a la discordancia progresiva. Como que los taludes sobre los que se acumulan los materiales sedimentarios no son planos, esto adquiere una gran importancia sedimentológica, sobre todo cuando además eso condiciona la tendencia de desplazamiento de los cursos principales (figura 6.60).

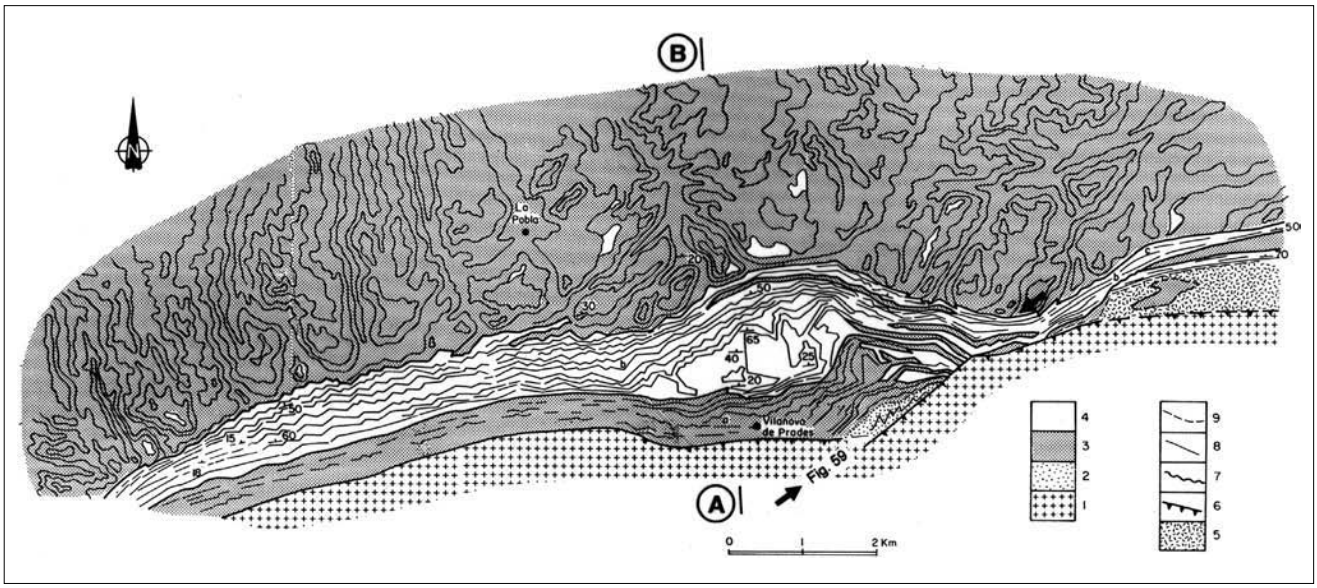


Figura 6.57. Esquema planimétrico de distribución de facies en la Sierra de la Llena en las proximidades de la población de Vilanova de Prades. Substrato paleozoico: 1) Sistema de Cornudella: facies lacustres. 2) Sistema de Scala Dei: facies aluviales de cuerpo externo y pie de abanico. 3) facies de cuerpo de abanico. 4) recubrimiento cuaternario. 5) fractura inversa y traza de cabalgamiento. 6) discordancia angular sintectónica. 7) líneas fotogeológicas de capa. 8) contacto discordante. 9) Se aprecian diversas discordancias progresivas sintectónicas superpuestas (a-b) y alguna discordancia angular (c) asociada (Colombo, 1986). La línea A-A' corresponde a la traza del corte de la figura 6.58.

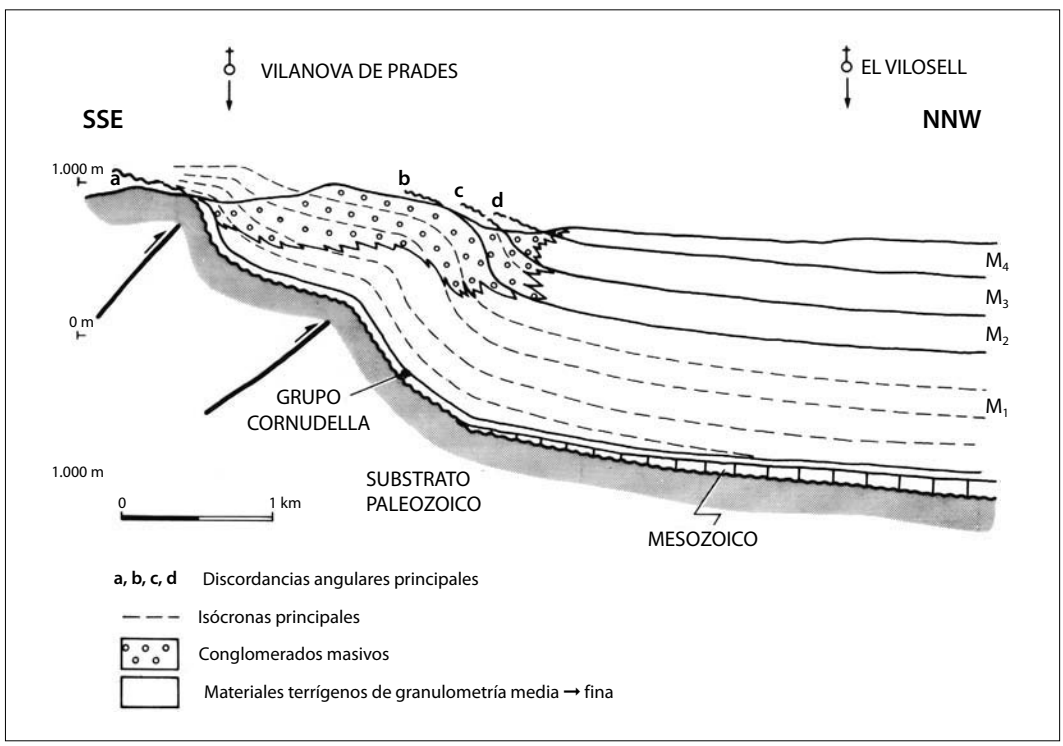


Figura 6.58. Corte geológico profundo que muestra la disposición estructural de los materiales que constituyen la Serra de La Llena. Las discordancias angulares asociadas a las discordancias progresivas (a, b, c y d) que afectan a materiales de edad diferente, implican la existencia de varias estructuras tectónicas indicadas por los cabalgamientos ocultos relacionados con las flexiones observables en superficie (Colombo y Vergés, 1992).

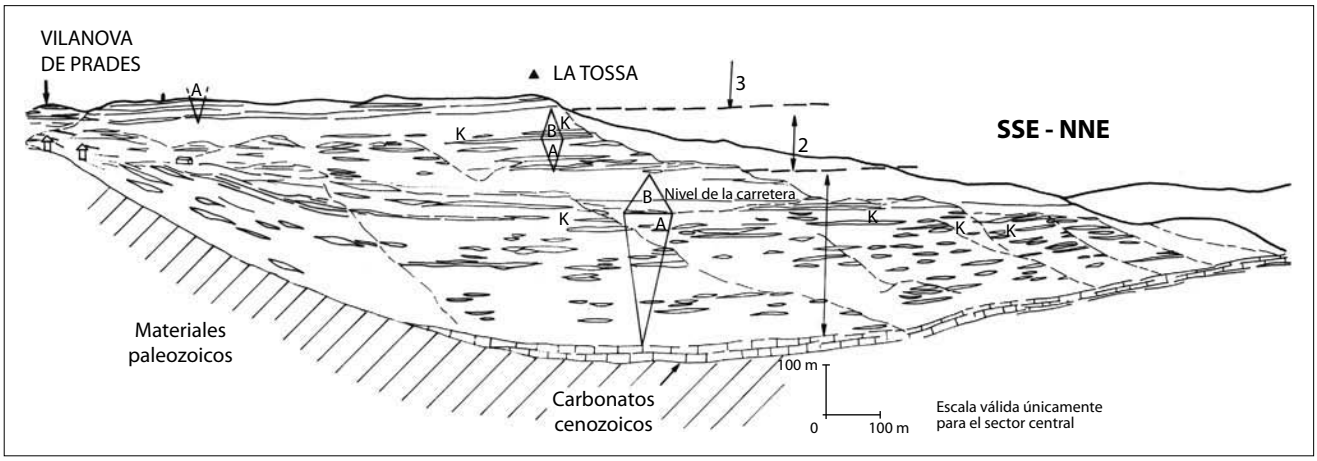


Figura 6.59. Arquitectura aluvial de la megasecuencia inferior (M_1) organizada en tres macrosecuencias superpuestas. Las macrosecuencias (1-3) muestran tendencias verticales grano y estratocrecientes (tramo A), seguidas por tendencias grano y estratodecrecientes (tramo B). Hacia las partes más altas de las macrosecuencias existen algunos niveles (tramo K) con superficies de acreción lateral, correspondientes a barras de meandro de granulometría gruesa. En el sector de la población de Vilanova de Prades se manifiesta además, otra discordancia progresiva lateral que afecta parcialmente (tramo A) a niveles de la macrosecuencia inferior (Colombo y Vergés, 1992).

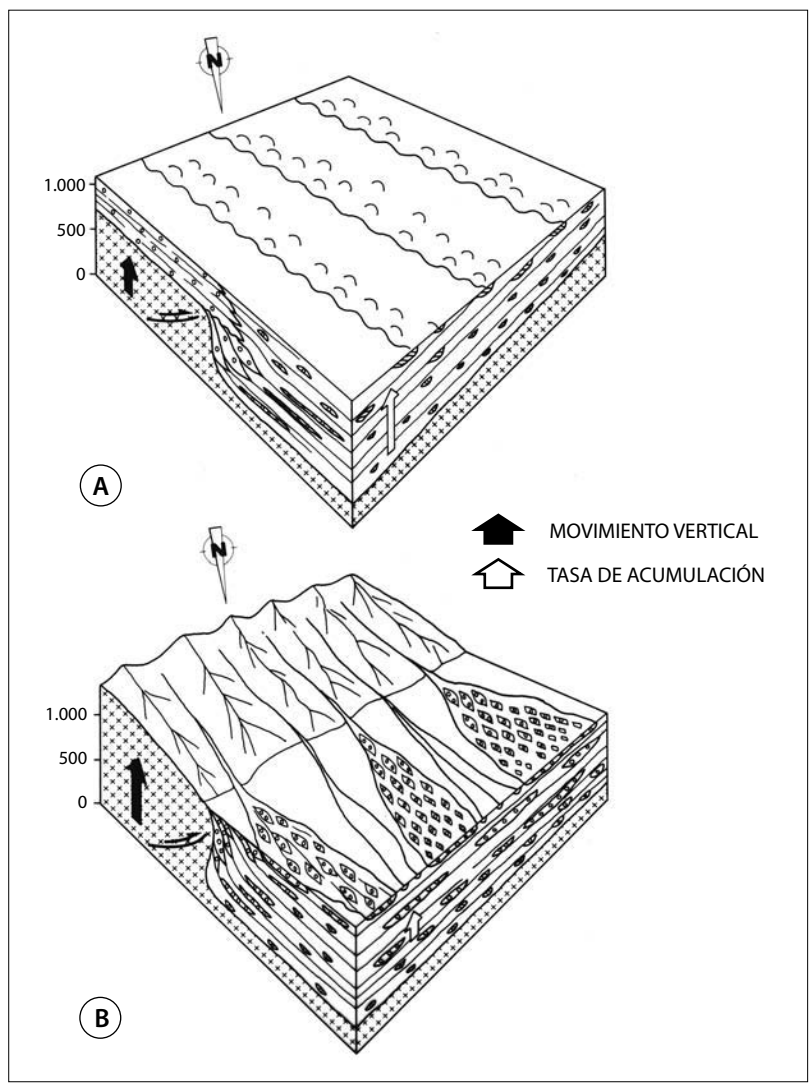


Figura 6.60. Esquema de las relaciones de predominio de la velocidad de acumulación de sedimentos (flecha blanca) sobre la velocidad del movimiento vertical (A) y predominio de la velocidad del levantamiento vertical (flecha negra) sobre la velocidad de acumulación de sedimentos (B). Durante ambos períodos, la rotación episódica y relativamente continua del flanco de antepaís del anticlinal estructural genera una discordancia progresiva. A escala media, cada una de las macrosecuencias aluviales podría estar formada por un estadio inicial de progradación (B) seguido por un estadio de retrogradación (A) o estabilidad (Colombo y Vergés, 1992).

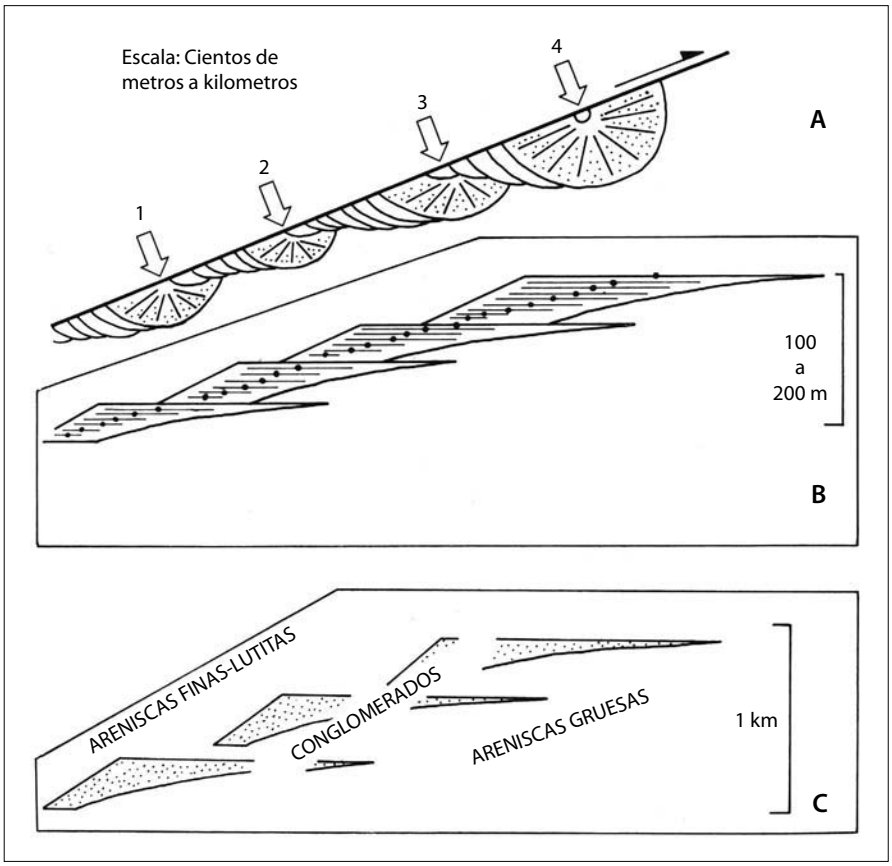


Figura 6.61. Tendencias secuenciales y geometrías de los abanicos aluviales adosados al borde de la cuenca de Hornelen (Noruega), cuando la deformación es prolongada pero se efectúa discontinuamente. La escala varía desde centenares de metros a algún kilómetro: A) abanicos aluviales asociados a una importante fractura de desgarre; B) sección esquemática en un plano paralelo al de la falla. La disposición de secuencias negativas (CU) y negativo-positivas (CUFU) se debe a un desplazamiento horizontal (1) y a la progradación (2) de los abanicos (Steel y Nemec, 1987; Steel, 1988); C) distribución general de las facies y litosomas aluviales.

Tectonismo sindeposicional

Se han realizado trabajos (Steel, 1987; Bluck, 1987; Steel y Nemec, 1987) tendentes a asociar no sólo la posibilidad de que los abanicos progradan o retrogradan con respecto a la cuenca de sedimentación, sino que se puedan ir desplazando a lo largo de su margen. Este caso implica que ese margen sea activo sinsedimentariamente y que además las fracturas limitantes sean fracturas de desgarre. De esta manera (figura 6.61) se puede observar la ordenación secuencial vertical, que es bastante diferente a la esperada en algunas zonas que anteriormente habían sido interpretadas como zonas de acumulación de abanicos aluviales coalescentes lateralmente y formando una «bajada». Si se ha producido un desplazamiento del sector sedimentariamente activo a favor de la fractura de desgarre, los abanicos no son coetáneos, sino que cada vez son más modernos en el sentido de movimiento principal del desgarre (figura 6.62). Además puede suce-

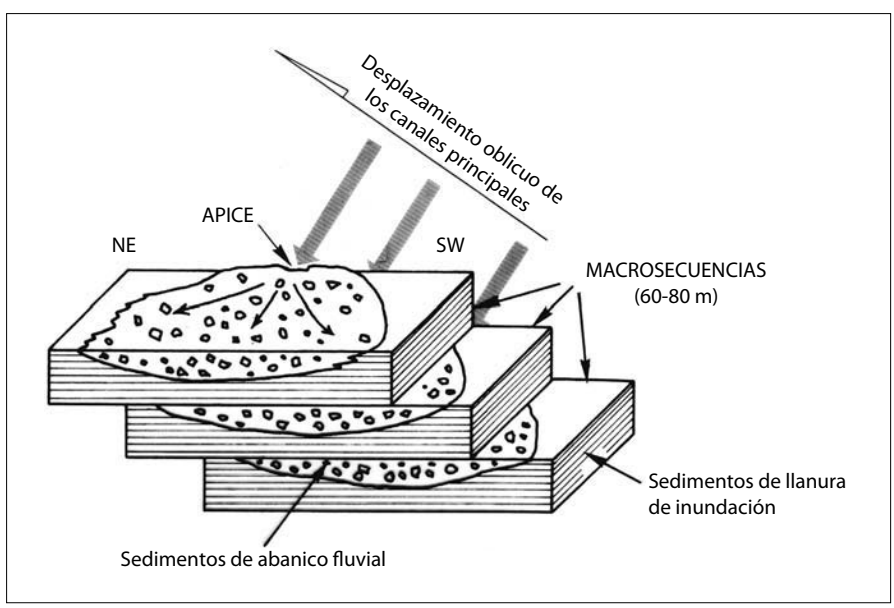


Figura 6.62. Esquema de un desplazamiento diagonal episódico de los abanicos asociados a etapas de agradación, como consecuencia del desplazamientos de los cañones suministradores de sedimentos (vectores tramados). Los diversos ciclotemas se hallan controlados por la actividad de la falla de desgarre (Steel y Nemec, 1987).

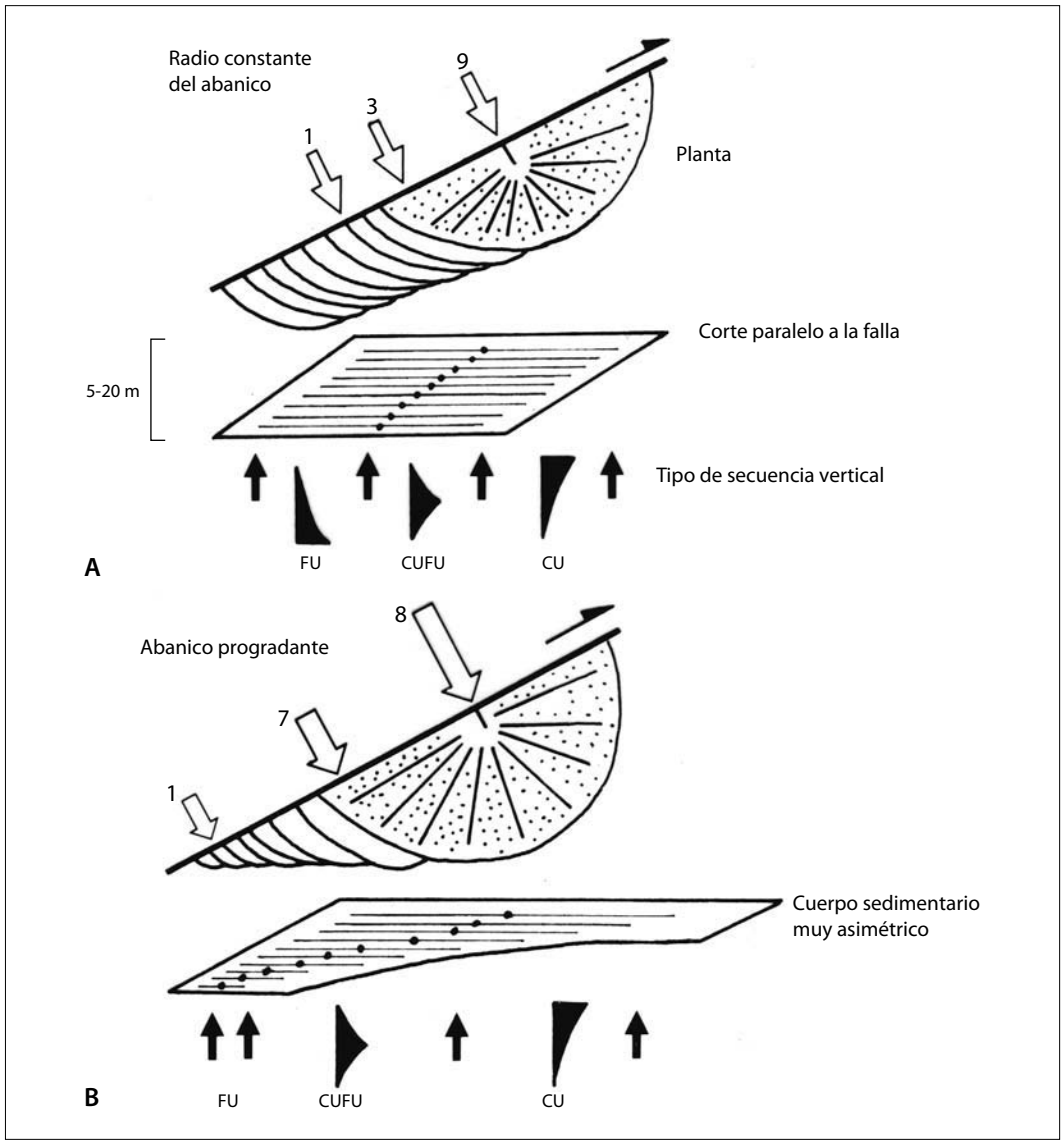


Figura 6.63. Tendencias secuenciales mayores en abanicos desarrollados como consecuencia de la actuación de fallas de desgarre, que muestran un desplazamiento lateral continuo respecto a la posición del canal principal en cada momento: A) el abanico mantiene un radio constante. B) el abanico va progradando cada vez con mayor intensidad (Steel, 1988).

der que los abanicos sean todos del mismo tamaño, con lo que sus relaciones con la cuenca se mantienen; que alguno pueda progradar hacia la cuenca (figura 6.63) o que pueda retrogradar y se desarrolle hacia la zona del área fuente. Esto implica que las líneas isócronas corten oblicuamente a las unidades de los materiales terrígenos aluviales. También se producen, en la vertical, cambios importantes en cuanto al sentido de las paleocorrientes principales (figura 6.64). Los casos reales (figura 6.65) muestran algunas variaciones locales y generales sobre lo previsto en los modelos conceptuales.

En concreto, lo que se desplaza no son los abanicos, sino lo que se desplaza, en el otro lado de la falla de desgarre, es el cañón suministrador de materiales terrígenos para el canal principal del abanico. Es evidente que ese desplazamiento implicará una moción lateral del área sedimentariamente activa, y como que, además, ese movimiento no se produce de una manera continuada, se podrán individualizar diversos abanicos colocados lateral y oblicuamen-

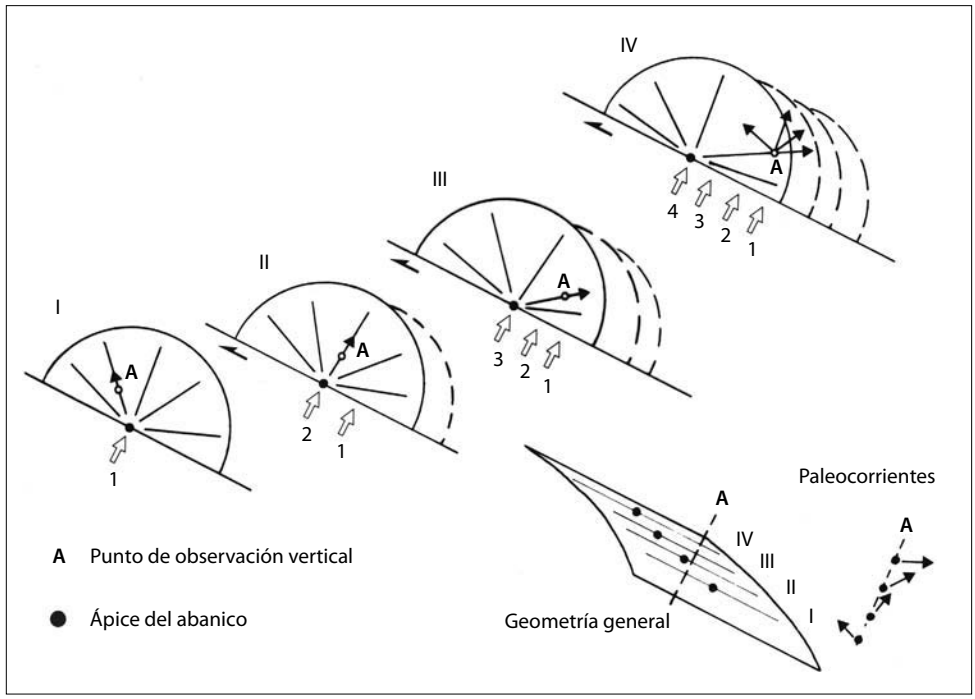
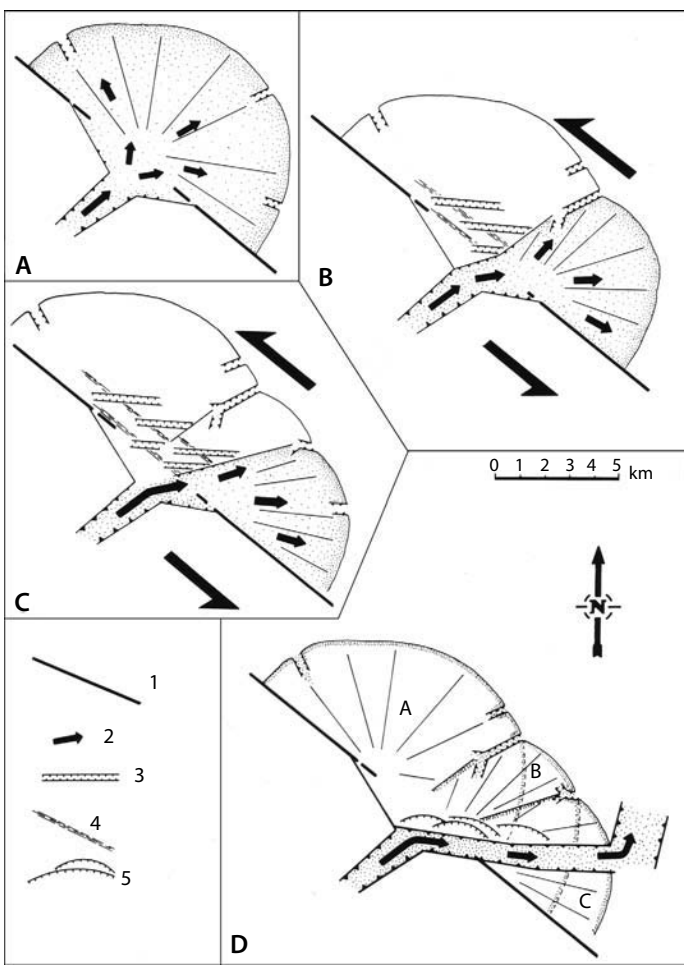


Figura 6.64. Variación en la vertical de las paleocorrientes en una sección concreta (punto A), que aparentemente muestran una dispersión radial. En la sección vertical se aprecia un desplazamiento lateral oblicuo del canal principal que genera diversos abanicos que se van solapando entre sí (Steel y Nemec, 1987).



te los unos sobre los otros. Es ilustrativo, a este efecto, que la fractura de desgarre mejor conocida en la actualidad, la de San Andrés en California, sufre movimientos de 3 y 10 m de desplazamiento lateral cada vez que existe un gran terremoto, manteniéndose inactiva durante largos períodos (Sieh, 1978). Por esa causa los abanicos supuestamente equivalentes laterales son equivalentes oblicuos y se hallan separados por materiales de granulometría fina acumulados en zonas marginales.

Tal como ha podido apreciarse, en la naturaleza no existe un único caso, ni en una misma cuenca todos sus bordes se comportan de la misma manera ni a la vez, por lo que se hace necesario intentar establecer algún tipo de ordenación jerárquica de las secuencias genéticas citadas y de algunas de mayor o menor orden que obedecerán a causas también de importancia y entidad variables.

Figura 6.65. Evolución de un abanico aluvial (A-D) afectado por fracturas senestras de desgarre *(strike-slip),* a lo largo de un margen de cuenca tectónicamente activo. 1. falla marginal de los Sudetes; 2. paleocorrientes principales de dispersión de los sedimentos; 3. depresiones *(grabens)* extensionales; 4. zonas de cizalla; 5. fallas lístricas (Mastalerz y Wojewoda, 1993).

Organización composicional

Los depósitos sedimentarios pueden ser buenos indicadores de la actividad tectónica desarrollada en las fallas que delimitan la cuenca de acumulación. Además, los depósitos sintectónicos clásticos pueden mostrar pruebas evidentes de la actividad tectónica asociada. Cabe destacar que los cambios en la composición de los clastos de los conglomerados reflejan la erosión y el levantamiento de la zona del área fuente.

La erosión y el retrabajamiento progresivo de los materiales puede indicar tanto los episodios como la intensidad de la deformación tectónica en el área fuente, el crecimiento y organización de las cuencas de acumulación, así como la evolución del relieve en una cordillera montañosa en crecimiento (Decelles *et al.*, 1987; Decelles y Hertel, 1989; Graham *et al.*, 1986; Ingersoll, 1990; Jordan *et al.*, 1988; Dickinson, 1985, 1988; Copeland y Harrison, 1990).

La primera aparición de nuevos tipos de clastos en los conglomerados indica que existen levantamientos a lo largo de una falla (Decelles *et al.*, 1991) y ha sido utilizada para calcular el tiempo transcurrido entre el arrastre desde el área fuente hasta el lugar de acumulación (Heller *et al.*, 1988; Cerveny, 1988) y como clave en la correlación estratigráfica (Ingersoll, 1990).

La presencia a través de una sección estratigráfica determinada, de clastos de un origen concreto, puede indicar episodios repetitivos de reciclado de los materiales conglomeráticos depositados previamente (Tanner, 1976; Decelles *et al.*, 1987, 1991; Graham *et al.*, 1986; Colombo, 1994).

Origen y significado de las secuencias de clastos

Las elevaciones montañosas en crecimiento se han documentado a partir del análisis de los abanicos aluviales que crecen asociadamente, como una respuesta sedimentaria al levantamiento tectónico. Cuando el tránsito de materiales clásticos es directo desde el área fuente a la zona de acumulación de los abanicos aluviales, los cambios en la composición de los clastos pueden indicar la evolución tectónica del área fuente a lo largo del tiempo.

A medida que el encajamiento del sistema de transferencia en el área fuente se va haciendo mayor y más intenso, nuevos clastos con litologías diferentes son arrastrados y puestos en circulación de manera que éstos pueden quedar acumulados en los abanicos aluviales que se van generado al pie del relieve montañoso. Así, la composición de los clastos refleja la denudación de la estratigrafía deposicional original del área fuente y va cambiando a medida que el área fuente se va haciendo cada vez mayor, de manera que se erosionan áreas más extensas y/o más profundas. En un primer estadio la secuencia de clastos refleja una inversión de la estratigrafía original del área fuente. De esta manera se denomina *secuencia normal de clastos* a aquella que muestra una ordenación vertical de clastos con la estratigrafía original invertida. Es lo que se conoce usualmente con la denominación de *montaña invertida*. Esto implica una «distribución vertical negativa de los clastos».

En el caso de que la deformación se vaya desplazando hacia la cuenca de acumulación, el área fuente también se extiende en el mismo sentido involucrando a los depósitos conglomeráticos acumulados previamente. Cuando el levantamiento se localiza a lo largo de la zona frontal, los conglomerados antiguos que son erosionados pueden constituir un área fuente local que predomine sobre los materiales clásticos que acceden directamente desde el área fuente original. Así, el retrabajamiento y reciclado de los conglomerados puede incrementar la madurez textural y mineralógica de los clastos de segunda generación (Tanner, 1976). De esta manera se produce el retrabajamiento de la secuencia normal de clastos mediante la inversión vertical de los clastos previamente invertidos, dando lugar a una *secuencia inversa de clastos* caracterizada por una distribución vertical normal de los clastos. Esto corresponde a una

«distribución vertical positiva de los clastos». Cuando esto se produce de una manera repetitiva a través del tiempo, se pueden generar diversas distribuciones verticales de clastos con tendencias positivas y negativas. Así, se pueden generar clastos de segunda generación y por reciclado sucesivo pueden aparecer, en el mejor de los casos, clastos de tercera, de cuarta o de quinta generación respectivamente.

Varias series de secuencias normales e inversas se pueden generar de la siguiente manera (figura 6.67). Inicialmente en el área fuente existe una secuencia positiva de unidades estratigráficas (A-D) que esta siendo levantada a lo largo de una falla (1) que en el caso considerado corresponde a una falla inversa. La primera generación de conglomerados derivados a partir de esa área fuente muestra una secuencia normal caracterizada por una distribución vertical invertida (negativa) de los clastos. Posteriormente una falla ubicada más hacia la cuenca de sedimentación (2) levanta los depósitos acumulados previamente. La erosión posterior de estos depósitos condiciona una secuencia inversa con una ordenación vertical normal (positiva) de los clastos. Si existe además otra falla situada más hacia el interior de la cuenca de sedimentación (3), los conglomerados previos pueden ser reciclados, vueltos a invertir y acumulados como nuevas secuencias normales o inversas según los casos. En cada episodio de reciclaje la estratigrafía original de los clastos se va mezclando. Además, como que sigue existiendo aporte desde el área fuente, la señal de las secuencias verticales de clastos también se va diluyendo. Finalmente después de varios episodios de reciclaje la estratigrafía original del área fuente puede quedar obliterada.

Conglomerados de La Serra de La Llena

En La Serra de La Llena (figuras 6.50 y 6.66) existe una acumulación conglomerática que constituye un buen ejemplo de los diversos episodios de retrabajamiento y reciclaje descritos anteriormente. El área fuente (Colombo, 1980, 1986) se halla situada a unos 10-15 km hacia el sur y suroeste de la zona donde actualmente aparecen los conglomerados, y se halla constituida por materiales mesozoicos predominantemente carbonatados y secundariamente siliciclásticos. La acumulación conglomerática está constituida por un apilamiento de cuatro megasecuencias (Colombo y Vergés, 1992) que, con una potencia total del orden de 1.600 m, son más potentes y con granulometrías más gruesas hacia la parte superior. Internamente esas megasecuencias se hallan constituidas por varias macrosecuencias con tendencias grano y estratodecrecientes, y con paleocorrientes principales hacia el norte y nordeste. A su vez, cada macrosecuencia esta organizada en varias secuencias de orden menor, grano y estratodecrecientes. Estas secuencias menores representan tanto eventos deposicionales de menor orden como variaciones en las zonas de acumulación sedimentaria. Las macrosecuencias representan la respuesta sedimentaria a eventos tectónicos, climáticos o sedimentarios de escala menor. Las megasecuencias, limitadas por discontinuidades de orden mayor están asociadas directamente con la actividad tectónica principal en el área fuente o a lo largo del margen de la cuenca y representan la respuesta sedimentaria principal a los eventos tectónicos.

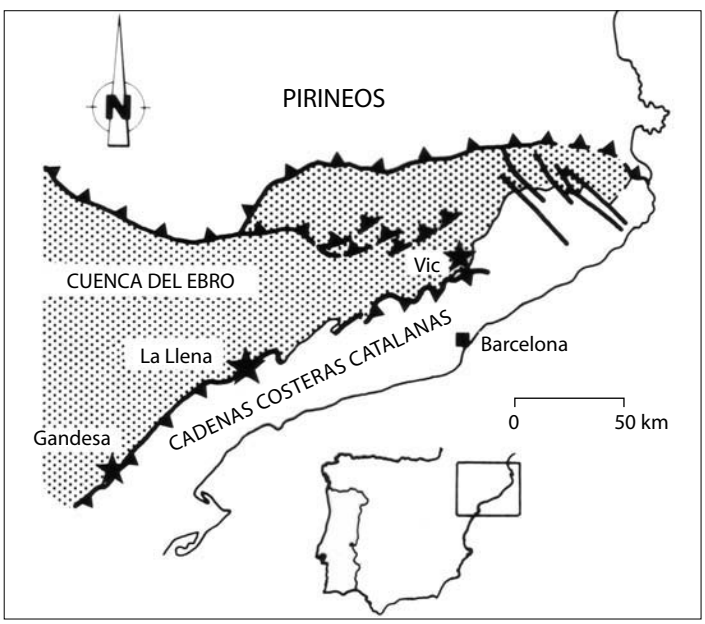


Figura 6.66. Situación de las zonas referenciadas y estudiadas en el sector occidental de las Cadenas Costeras Catalanas (Colombo, 1994).

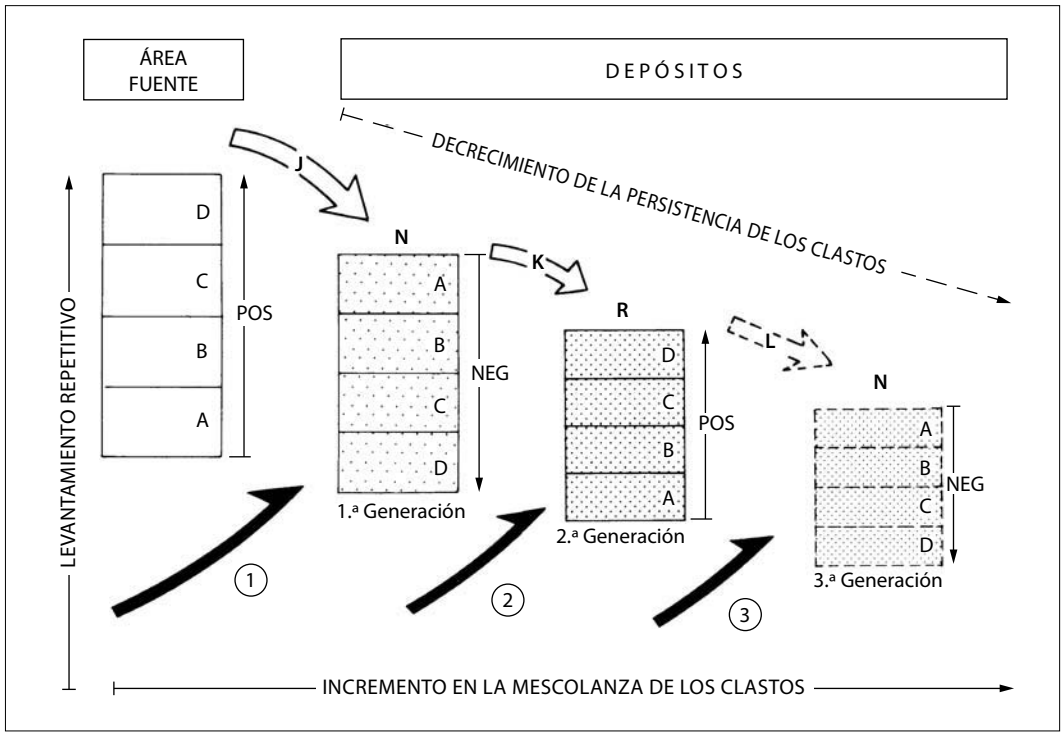


Figura 6.67. Generación de secuencias normales y reversas de distribución vertical de clastos. El área fuente que contiene una secuencia positiva (POS) de unidades (A-D) está afectada por la actuación repetitiva de diversos cabalgamientos o fallas inversas (1-3). La actividad de los cabalgamientos da lugar a diferentes generaciones de depósitos (1.ª-3.ª generación), cuando los conglomerados depositados previamente pueden ser canibalizados. Este proceso va generando depósitos con distribución vertical de los clastos negativa (NEG) o positiva (POS). Varias secuencias de clastos con tendencias normales (N) y reversas (R) se han ido generando a medida que se han retrabajado en los tres estadios (J, K, L) indicados (Colombo, 1994).

El contaje semicuantitativo de los clastos, de los que se conoce su origen primario en función de sus facies y de los microfosiles que contienen, ha permitido conocer cual es el origen primario de los mismos y caracterizar de esa manera las megasecuencias descritas (Colombo, 1994).

La parte basal de la megasecuencia inferior (M_1) está constituida predominantemente por clastos procedentes del Cretácico superior (Cenomaniense-Turoniense), mientras que en su parte superior (figura 6.68) aparecen clastos del Barremiense. Estos a su vez constituyen una parte importante de la segunda megasecuencia (M_2) que en la parte superior muestra clastos del Triásico y del Paleozoico. Localmente aparece cerca de la base de esta segunda megasecuencia un nivel con una gran mescolanza de clastos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos. Este nivel sugiere un nuevo impulso en la deformación tectónica que se desplaza hacia la cuenca de sedimentación como consecuencia del emplazamiento de un pequeño manto de cabalgamiento en el área fuente. La tercera megasecuencia (M_3) muestra abundantes clastos del Paleozoico en su base que poco a poco van pasando a ser clastos del Cretácico superior hacia su parte alta. La megasecuencia superior (M_4) muestra una gran mescolanza de clastos de diverso origen en comparación con las megasecuencias descritas anteriormente, con la particularidad de que los clastos silícicos paleozoicos se hallan ampliamente distribuidos. La composición de esta megasecuencia sugiere un intenso mezclado de los clastos procedentes del área fuente y del retrabajamiento de las megasecuencias previas. El reciclado múltiple también implica un enriquecimiento de los clastos más competentes (silícicos paleozoicos) en detrimento de los más blandos (carbonatados mesozoicos).

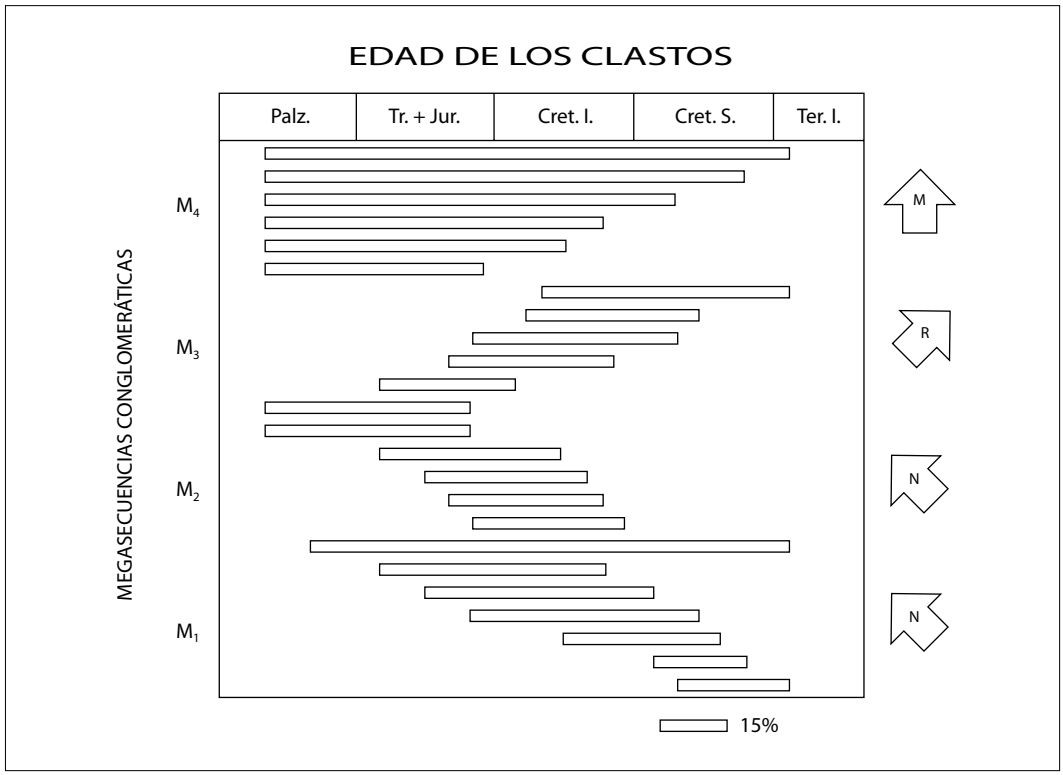


Figura 6.68. Distribución estratigráfica de los clastos identificables en los conglomerados de la Serra de La Llena. Pal., Paleozoico; Tr. + Jur., Triásico y Jurásico; Cret. I., Cretácico inferior; Cret. S., Cretácico superior; Ter. I., Terciario inferior; M_1-M_4, corresponden a las megasecuencias principales. Las secuencias de clastos pueden ser: normales (N), reversas (R) y de mescolanza (M). Las barras horizontales indican el rango de edades primarias de los clastos presentes en las diferentes secuencias estudiadas. El grosor vertical de la barra estándar indica que el 15% (barra inferior de la figura) de los clastos de una localidad determinada, han sido identificables como pertenecientes a una unidad estratigráfica primaria específica. La atribución a cada edad concreta, ha sido contrastada con los restos de fauna originales en su área de definición. El repetido retrabajamiento de los clastos genera una elevada proporción de clastos no identificables, que van aumentando a medida que (M_1-M_4) se va ascendiendo en la serie vertical (Colombo, 1994).

En definitiva, las composiciones de los clastos en los conglomerados de La Serra de La Llena reflejan la elevación del área fuente a lo largo de una fractura (1 en figura 6.67) que delimita la cuenca de acumulación y la denudación del área fuente. La erosión del área fuente implica una acumulación de clastos que refleja la inversión estratigráfica de los niveles sedimentarios originales así como una progradación del sistema aluvial hacia la cuenca adyacente (figura 6.69). Un segundo episodio de actividad tectónica implica la progradación de una segunda megasecuencia conglomerática como consecuencia de la renovación del levantamiento tectónico a lo largo de una falla, así como una mayor incisión en el área fuente que proporciona una cantidad suficiente de clastos para constituir una secuencia normal. El siguiente episodio de actividad tectónica debe haber tenido lugar a lo largo de una nueva falla (2 en figura 6.67) situada más hacia el interior de la cuenca que la estructura previa. Esta falla debe afectar a las zonas proximales de los abanicos aluviales generando una megasecuencia inversa. A su vez, la contribución de clastos desde el área fuente queda diluida por los conglomerados reciclados a lo largo del borde de cuenca. Posteriormente una nueva falla (3 en figura 6.67) levanta los materiales depositados previamente y los retrabaja y resedimenta en zonas más alejadas hacia la cuenca. La megasecuencia superior muestra una gran mescolanza de materiales clásticos de diverso origen que implica diversos episodios repetitivos de retrabajamiento con la permanencia de los clastos silícicos (paleozoicos) más durables.

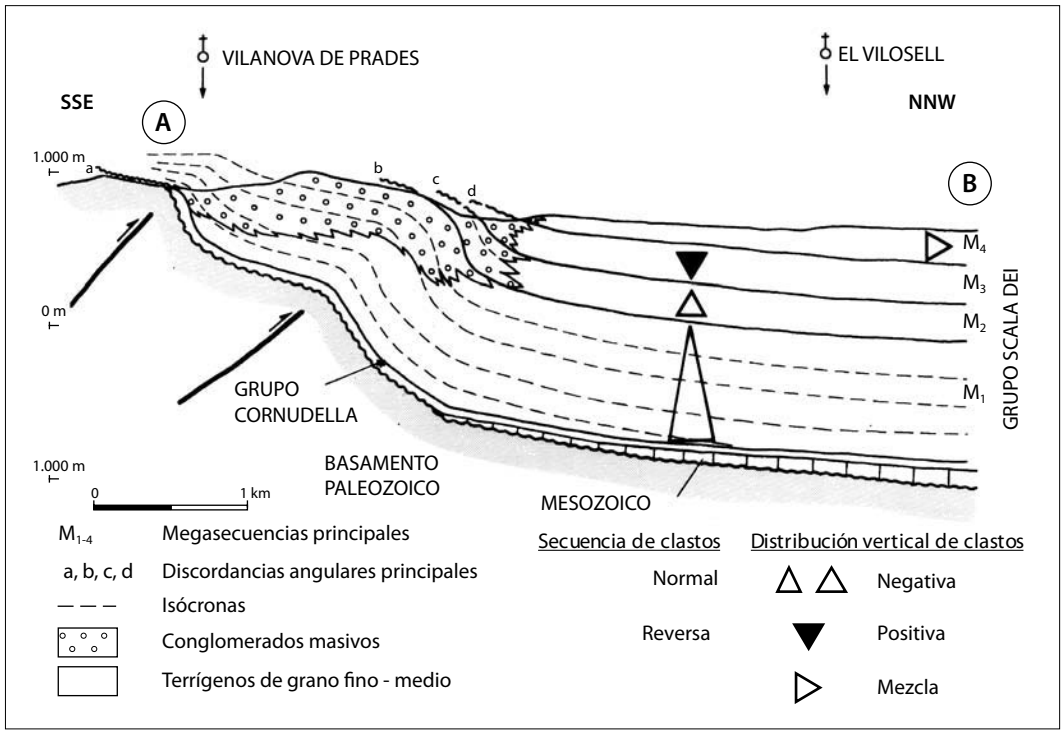


Figura 6.69. Sección general de la Serra de La Llena que muestra la disposición de las principales unidades conglomeráticas. La distribución vertical de los clastos muestra secuencias reversas (M_1 y M_2), positivas (M_3) y finalmente con una gran mescolanza de clastos (M_4), que implican sucesivos retrabajamientos de los clastos como consecuencia de la actividad tectónica repetitiva en el área fuente o en zonas cercanas. Los dos cabalgamientos sucesivos (2 y 3 en la figura 67) ocasionan el desarrollo de dos discordancias progresivas superpuestas, cuyas geometrías implican un desplazamiento hacia la Cuenca del Ebro de su margen tectónicamente activo (Colombo, 1994).

Como que el área fuente original se encuentra a una distancia relativamente pequeña (10-15 km) de la Serra de La Llena, no implica un gran recorrido para acentuar la mescolanza de los clastos. Esta mescolanza se debe haber producido por un sucesivo retrabajamiento repetitivo de los conglomerados depositados previamente. Las repetidas inversiones de las secuencias verticales de clastos implican que la naturaleza de los levantamientos tectónicos es episódica y procede desde el área fuente hacia el centro de la cuenca.

La persistencia de la distribución de paleocorrientes hacia el norte y nordeste sugiere variaciones de inclinación en esas direcciones acentuadas por los repetidos levantamientos tectónicos. Las acumulaciones de megasecuencias con las características de las descritas en la Serra de La Llena sugieren que en esa zona, los límites de la cuenca de acumulación corresponden a fracturas de tipo inverso que pueden evolucionar a mantos de cabalgamiento de orden menor. Así, aunque de momento esos mantos no sean apreciables como estructuras concretas, se puede deducir su existencia y actividad tanto por el apilamiento vertical de megasecuencias del tipo de las descritas, como por sus tendencias evolutivas hacia el centro de la cuenca. Por tanto, un estudio detallado de la distribución vertical de los clastos permite identificar los principales pulsos tectónicos en el margen de cuenca y también en el área fuente.

Las facies de los conglomerados y areniscas y en menor medida las de las lutitas intercaladas entre los niveles de granulometría más gruesa (figura 6.70) sugieren un transporte eminentemente hidráulico de los sedimentos. Por el contrario, la carencia de facies generadas por flujos masivos indica el grado de canibalización sufrido por los conglomerados previos. La variabilidad secuencial vertical (figura 6.71) sugiere que los diversos pulsos tectónicos no han

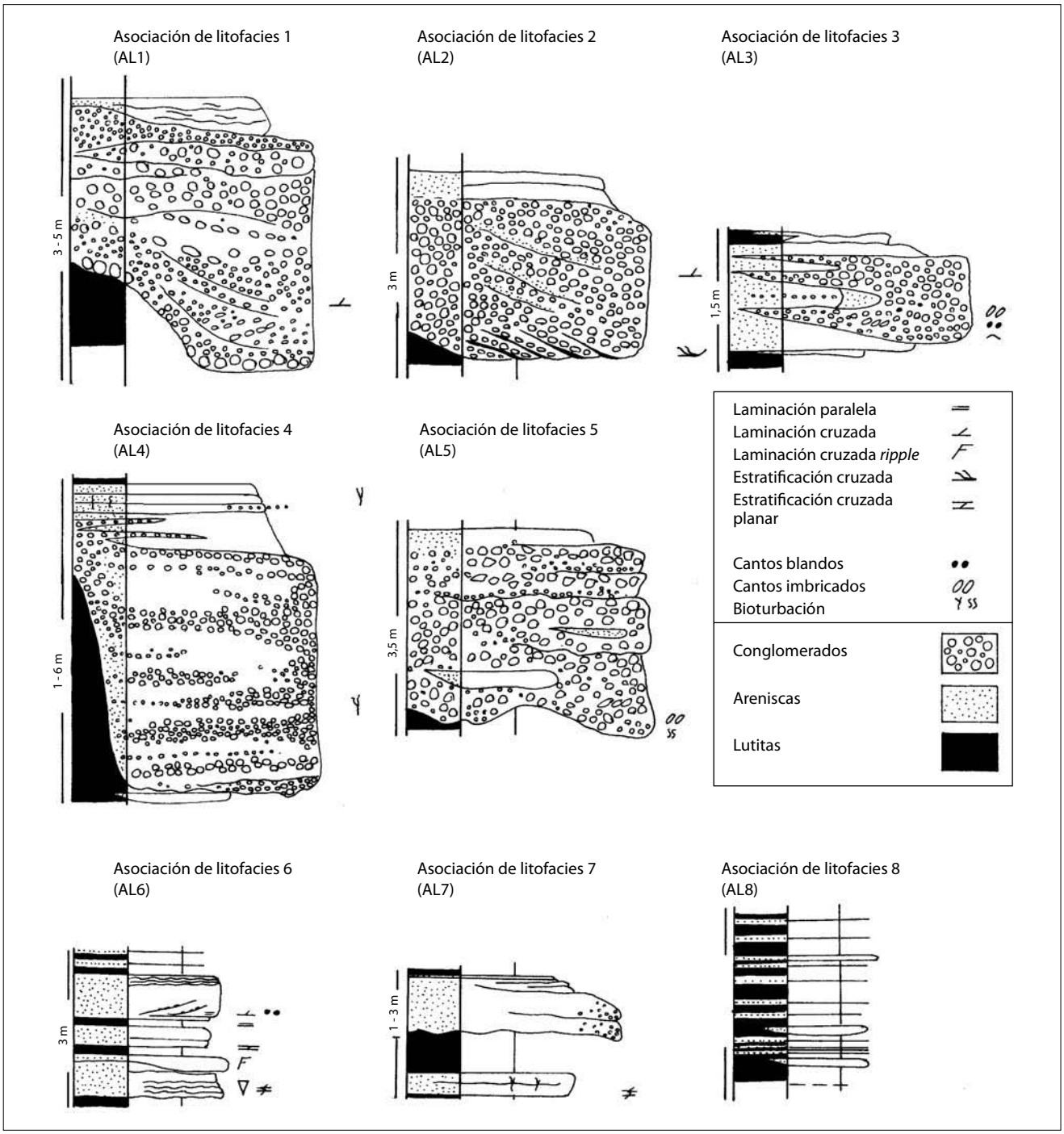


Figura 6.70. Ejemplos de asociaciones de facies conglomeráticas, arenosas y de granulometría fina, diferenciadas en Grupo Scala Dei (Colombo 1980) y presentes en el sector del Montsant-Serra de la Llena (Pérez Lacunza y Colombo, 2001).

sido continuos, sino que también se han realizado con una cierta variabilidad en cuanto a intensidad.

También hay que tener en cuenta que aunque se trata de un borde de cuenca tectónicamente activo y sincrónico a la sedimentación de los materiales clásticos, eso no implica necesariamente que el desplazamiento de ese borde se realice siempre en la misma dirección y sentido. Localmente pueden existir algunas alternancias de avances y retrocesos (figura 6.72).

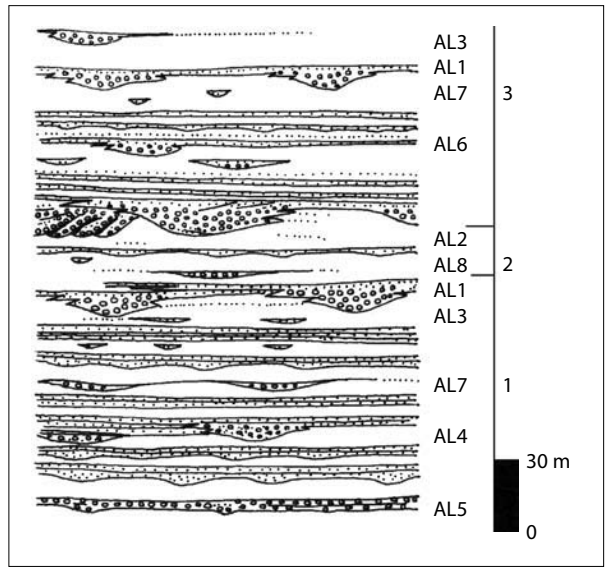


Figura 6.71. Arquitectura aluvial simplificada del sector del Montsant-Serra de la Llena. Se manifiesta la distribución de las principales asociaciones de facies. La numeración corresponde a los tres niveles claramente diferenciados en el campo (Pérez Lacunza y Colombo, 2001).

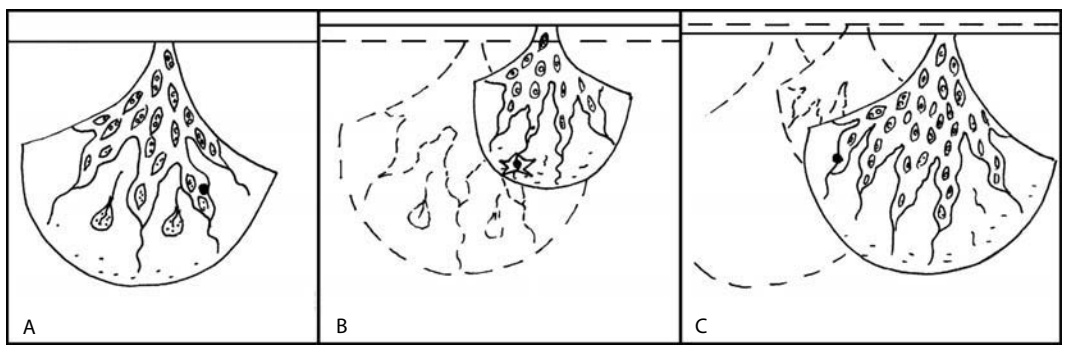


Figura 6.72. Evolución de abanicos aluviales del Grupo Scala Dei (Colombo 1980). Para cada estadio evolutivo se muestra (punto negro) la misma posición geográfica: A) desarrollo inicial de un gran abanico aluvial. B) Desplazamiento (retracción) del borde de cuenca tectónicamente activo y generación de un abanico aluvial menor. C) Progradación del borde de cuenca tectónicamente activo y generación de un abanico aluvial de orden mayor. Las cabeceras de los abanicos aluviales están asociadas a la posición del borde de cuenca tectónicamente activo (línea continua) e inactivo (línea discontinua) en cada momento de la evolución del sistema aluvial (Pérez Lacunza y Colombo, 2001).

ABANICOS INTRAMONTAÑOSOS

En algunos lugares, que normalmente corresponden a grandes valles fluviales de ríos actuales encajados en altas cordilleras montañosas, se aprecian diversos niveles aterrazados que llaman mucho la atención. Concretamente, a lo largo de los valles de los grandes ríos que desde la cordillera de los Andes vierten hacia el este, se aprecian diversos niveles aterrazados que varían tanto en número como en entidad entre unos valles y otros. En un trabajo realizado recientemente (Colombo, 2005) se estudiaron diversos ejemplos extendidos a lo largo de unos 1.000 km y situados en algunos de los mayores valles fluviales incididos en la cordillera de los Andes.

Aunque los niveles aterrazados tuvieran algunas semejanzas con las terrazas fluviales, su variabilidad a lo largo del mismo valle, sus diferenciaciones en cuanto a su número que varían de un valle a otro, así como sus características sedimentológicas, planteaban serias dudas sobre su generación como una respuesta sedimentaria a la variabilidad de un nivel de base general que ejerciera un cierto control sobre su génesis.

Por tanto, se hacía necesario estudiar sus características concretas para salir de dudas. Así, se vio que los niveles aterrazados estaban constituidos por acumulaciones de gravas sin cementar que mostraban algunas facies características. Las gravas muestran estructuras tractivas como alineaciones e imbricaciones de clastos así como una muy mala selección tanto por granulometría como por densidad. Se aprecian varios niveles de acumulaciones de gravas (Colombo *et al.*, 1996) que sugieren haber sido transportadas predominantemente por diversos tipos de flujos tractivos, turbulentos, rápidos y con una gran cantidad de carga tractiva *(flash floods)*.

Las paleocorrientes acostumbran a ser relativamente ortogonales a la dirección de los valles principales. Esto, junto a que los grandes cuerpos de gravas acostumbran a ser monogénicos, sugiere un origen predominantemente local de los clastos que normalmente varían entre subangulosos y subredondeados. Además, los litosomas en los que se agrupan los niveles de gravas acostumbran a mostrar bases planares y superficies superiores relativamente convexas. Estas características y el hecho de que los grandes litosomas muestren una planimetría relativamente conoidal a la vez que la superficie superior, con un gradiente elevado, muestre trazas de antiguos cursos acuosos abandonados con una clara dispersión radial y focalizados aguas arriba del canal del torrente tributario al río principal, sugiere que no se trata de ningún tipo de terrazas fluviales sino que debe tener otro origen.

Pueden corresponder a abanicos aluviales de orden menor desarrollados en la desembocadura del torrente tributario en su junción con el río principal. Por tanto, existen algunos abanicos aluviales desarrollados como consecuencia de un gran aporte de materiales clásticos por un torrente o río menor que es afluente del río principal en un valle excavado dentro de una gran cordillera. Desde el punto de vista geológico esto constituye un buen ejemplo donde estudiar las características genéticas y de desarrollo de este tipo de abanicos aluviales que, en principio, parece ser de poca entidad respecto a su potencial de preservación en el registro geológico.

Caracterización

Esos abanicos aluviales muestran una gran variedad de niveles aterrazados que tienen variedades geométricas notables. Los más jóvenes se sitúan frente a los más antiguos en niveles progresivamente más bajos. Así, cada abanico aluvial mayor muestra una geometría segmentada y constituida por varias rupturas morfológicas de la superficie superior.

Por eso se propone utilizar el término de abanicos aluviales telescópicos (Bowman, 1978; Janocko, 2001) para abarcar esas caracteristicas morfológicas tan poco usuales. Sin embargo, existe una gran cantidad de trabajos sobre abanicos aluviales segmentados (Blissenbach, 1954; Bull, 1964, 1968, 1979; Harvey, 1984, 1987a; Harvey *et al.,* 1999, 2003), algunos de los cuales implican la acción de una actividad tectónica (Bull y McFadden, 1977; Wallace, 1978; Harvey, 1987b; Silva *et al.,* 1993; Shaoping y Guizhi, 1999; Stokes y Mather, 2000; Leeder y Mack, 2001), mientras que otros sugieren unas variaciones climáticas (Bull, 1977, 1991; Harvey, 1990, 1996) como controles sobre su génesis.

Suponiendo que se mantuvieran constantes las otras variables, solo seria necesario implicar variaciones significativas en la descarga acuosa y un incremento en la carga tractiva para desarrollar abanicos aluviales de pequeño tamaño relativo y situados en el interior de un valle fluvial, en la zona de la junción de los afluentes menores con el río principal (figura 6.73).

Génesis

Un abanico aluvial se puede formar cuando los afluentes depositan su carga tractiva en la zona de junción con el río principal que en ese momento tenía un bajo nivel de base. El nivel de las aguas se va incrementando a consecuencia de que el abanico aluvial actúa como un dique natural (Malde, 1968; Jarrett y Costa, 1986; Clague y Evans, 2000) que ocasiona un lago

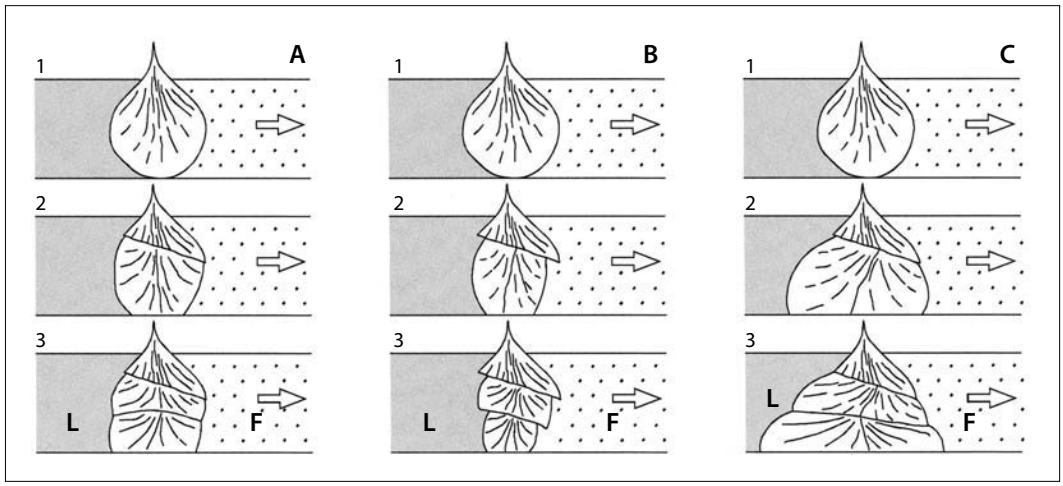


Figura 6.73. Crecimiento (1, 2 y 3) de abanicos aluviales menores dentro del valle (F) de un río principal que condicionan el desarrollo de lagos temporales (L). Manteniendo otros factores constantes y dependiendo de las variaciones de flujo acuoso y carga tractiva, los abanicos podrían ser: A) del mismo tamaño, B) más pequeños o, C) cada vez mayores.

temporal desarrollado aguas arriba. Como que las facies de los niveles de limos lacustres indican una escasa profundidad relativa de los lagos (Colombo *et al.*, 2000, 2008), hay que considerar que los abanicos aluviales laterales iban creciendo episódicamente. De esta manera y en vez de un gran lago temporal, se fueron generando varios lagos probablemente menores y de características someras. Hay que tener en cuenta que los niveles más potentes y de granulometría mayor van cambiando gradualmente a materiales más finos y de menor granulometría, sugiriendo que las corrientes procedentes de los abanicos laterales podían llegar al lago directamente.

Cuando el abanico cesa en su crecimiento, las aguas del río principal que constituyen el lago van incrementando su nivel hasta que sobrepasan la presa natural y se desbordan. Posteriormente y como consecuencia de la erosión remontante se produce la completa incisión de la presa facilitando el drenaje del lago temporal. Finalmente se alcanza un nivel de base similar al del río principal. Después de diversos episodios de desbordamiento se produce en el nuevo segmento aluvial una incisión situada frente a la anterior. Por tanto, se genera una incisión casi completa de la nueva terraza que tiende a alcanzar el antiguo nivel de base local más bajo, que corresponde al del río principal (figura 6.74).

La repetición de estos procesos contribuye al desarrollo de un abanico aluvial donde las terrazas más jóvenes se sitúan delante de las más antiguas y siempre en unas cotas inferiores. Los abanicos aluviales así generados muestran unas características morfológicas que encajan en su denominación de abanicos aluviales telescópicos dado que cada vez ocupan más espacio delante de los depósitos previos. Finalmente hay que considerar que la superficie de los segmentos correspondientes a las terrazas aluviales es predominantemente erosional (Colombo *et al.,* 2000; Colombo, 2005) y no de acumulación.

Consideraciones

Se plantean varios interrogantes sobre el porqué de la generación de estos abanicos aluviales laterales desarrollados en el valle de un río principal. Hay que descartar una causa asociada a tectónica y sismicidad (Hermanns y Strecker, 1996; Trauth *et al.*, 2000), ya que no es posible sostener esa causa general para explicar la génesis de este tipo de abanicos que están presentes en diversos valles distribuidos a lo largo de más de 1.000 km en la cordillera de los

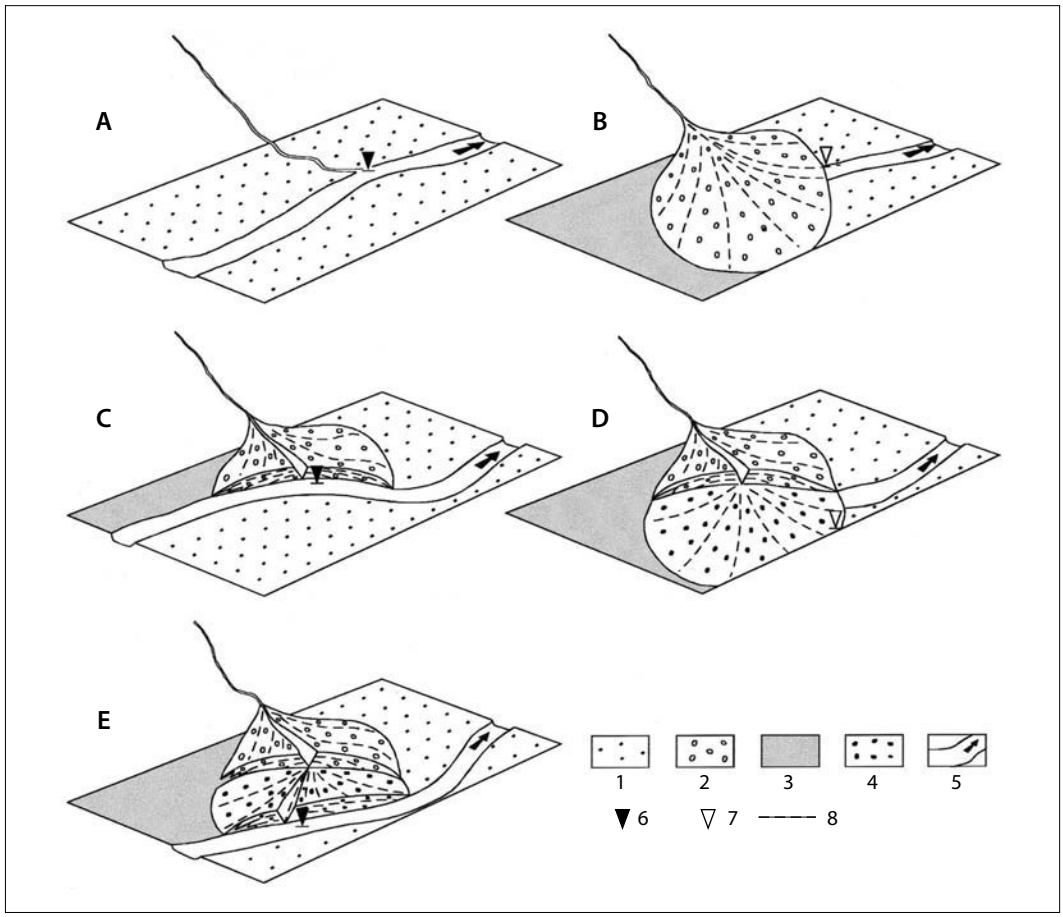


Figura 6.74. Modelo esquemático de la generación de un abanico aluvial telescópico donde un afluente (A) alcanza el valle de un río principal. Un abanico aluvial se desarrolla (B) en la zona de unión del afluente del río principal como consecuencia de una gran diferencia de descarga acuosa y aportes clásticos, produciendo una presa que genera un lago temporal aguas arriba. Cuando las aguas rebosan por encima del dique natural, la erosión subsiguiente puede condicionar el desarrollo de una gran cicatriz (C). Posteriormente, cuando se genere un nuevo abanico aluvial (D), también producirá una nueva presa que condicionará un nuevo lago temporal en el mismo valle fluvial. La repetición de estos procesos producirá diversas terrazas aluviales (E) caracteristicas de los abanicos aluviales telescópicos. (1) valle del río principal; (2) depósitos del primer abanico aluvial; (3) materiales terrígenos lacustres; (4) depósitos del segundo abanico aluvial; (5) cauce del río principal; (6) nivel bajo; (7) nivel alto; (8) trazas de los cursos aluviales menores (Colombo *et al.*, 2000; Colombo, 2005; ligeramente modificado).

Andes. Las variaciones en el nivel de base general debidas a la oscilación de la superficie del océano Atlántico, situado a casi 1.200 km al este de la zona estudiada, serían también excluidas.

Sin embargo, el clima (Iriondo, 1990) podría contribuir necesariamente a la explicación de la generación este tipo de abanicos aluviales distribuidos a lo largo de una zona muy amplia. Variaciones en la distribución de grandes tormentas podrían corresponder al desarrollo local de algunos abanicos aluviales y lagos temporales asociados. Aunque siempre se han asociado estos episodios a cambios climáticos, creemos que se pueden haber ocasionado como resultado de una alta frecuencialidad e irregular distribución geográfica de ciertas variaciones meteorológicas.

Una buena ilustración (Colombo *et al.*, 1996, 2000; Colombo, 2005) de la alta frecuencialidad de las variaciones meteorológicas ha sido proporcionada por la destrucción durante un período comprendido entre 1968 y 1972 del antiguo puente de la carretera (N 20) que cruzaba el cauce de un abanico aluvial (río Albarracín). La terraza más moderna contiene un fragmento (sillar) del parapeto del puente antiguo. Este bloque ha sido transportado proba-

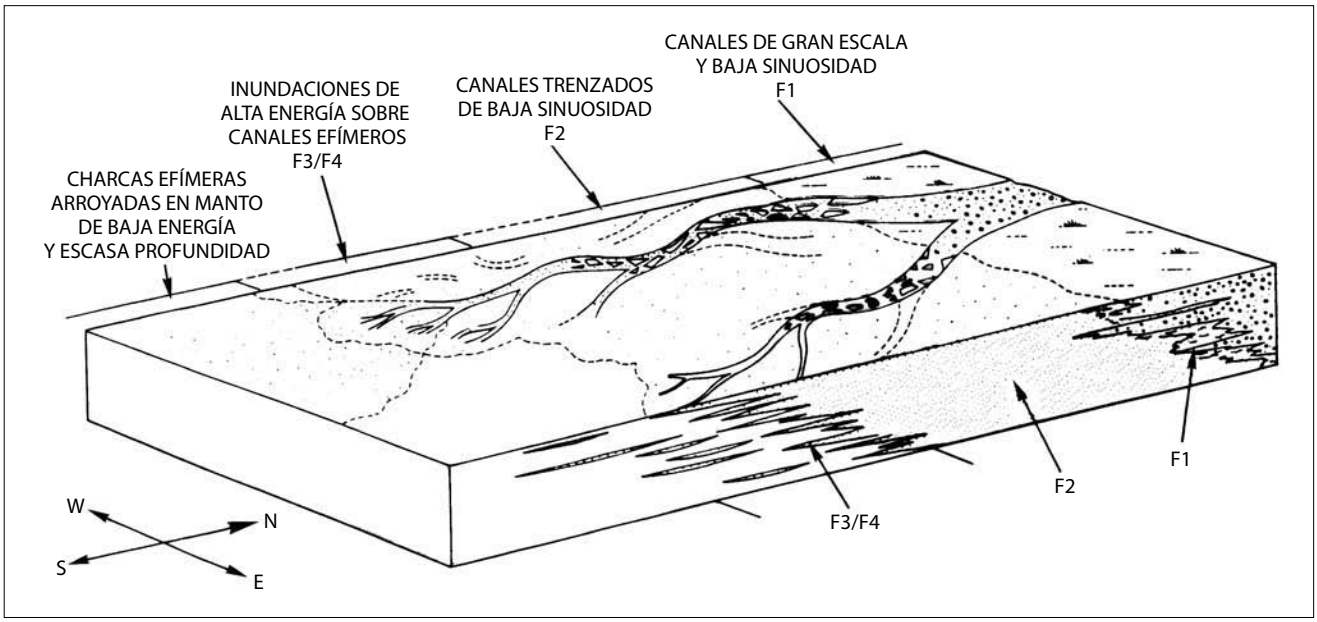


Figura 6.75. Modelo deposicional del abanico terminal del Gun Point Formation (Sadler y Kelly, 1993).

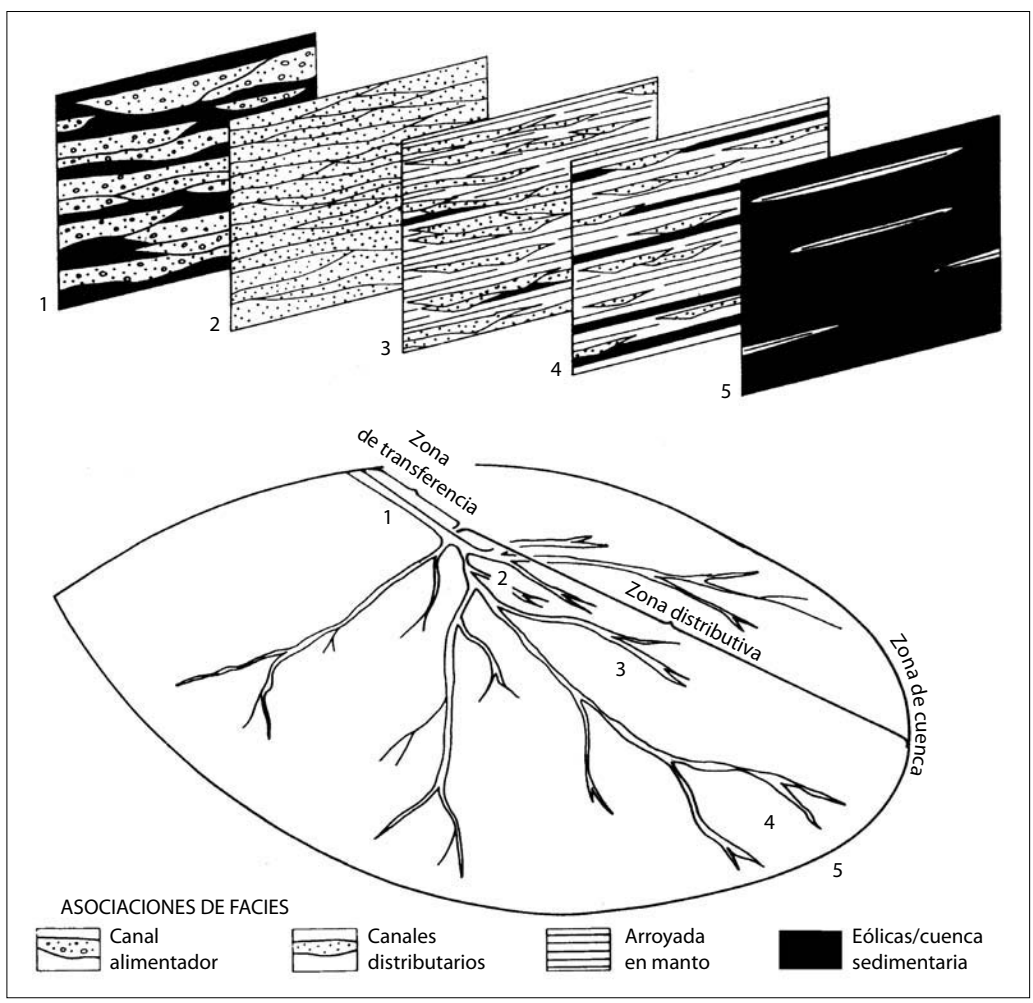


Figura 6.76. Modelo de facies de abanicos terminales. Las proporciones de las diferentes asociaciones de facies varían con relación a las proporciones de la relación entre los materiales transportados en suspensión respecto a los acarreados por tracción. Usualmente la mayor extensión de los abanicos terminales no debe exceder de los 100 km (Kelly y Olsen, 1993).

blemente por los flujos ocasionados por las grandes lluvias torrenciales condicionadas por efectos tipo «El Niño» (ENSO). Eso no significa, a nuestro entender, ningún cambio climático producido en una época muy reciente, sino más bien variaciones meteorológicas de tiempo atmosférico que condicionan grandes lluvias repartidas muy irregularmente tanto en el espacio como en el tiempo.

ABANICOS TERMINALES

Los abanicos terminales son unos cuerpos de acumulación que en planta se asemejan a abanicos aluviales y que acostumbran a situarse hacia las partes más lejanas de un sistema fluvial. Han sido generados por corrientes acuosas efímeras, cuando éstas alcanzan una zona plana terrestre, interna y sin conexión superficial con un lago o con una costa. El abanico se forma cuando los flujos se diversifican y la corriente acuosa va desapareciendo por expansión no confinada, infiltración y evaporación.

Características generales

Cuando los canales que acarrean las descargas acuosas y de sedimentos llegan a zonas con topografía más plana y donde el encajamiento de los canales ha disminuido significativamente, se producen fenómenos de expansión radial de los flujos acuosos. Se pierde el encajamiento, los flujos dejan de estar confinados y se genera una arroyada laminar de gran extensión lateral y poca potencia específica. De esta manera se constituyen unos abanicos, caracterizados por terrígenos con granulometría arenosa bien seleccionada, que se hallan intercalados con algunos niveles lutíticos originados por decantación de las aguas fangosas. Corresponden a los abanicos terminales *(terminal fans)* descritos ampliamente en la literatura geológica (Mukerji, 1976; Friend, 1978; Parkash *et al.*, 1983: Graham, 1983; Tunbridge, 1984; Sáez, 1985; Castelltort y Marzo, 1986; Olsen, 1987; Sadler y Kelly, 1993; Kelly y Olsen, 1993; Singh *et al.*, 1993).

Estos abanicos se hallan constituidos principalmente por niveles de areniscas finas y muy finas con estructuras sedimentarias tractivas que se indentan con materiales lutíticos. La particularidad estriba en que este tipo de abanicos se halla asociado a la actividad de cursos fluviales efímeros, con aportes acuosos muy importantes y esporádicos. Se han citado (Parkash *et al.*, 1983) en la India cursos efímeros con canales de hasta 80 m de anchura por los que esporádicamente circulan flujos máximos mensuales del orden de 58×10^6 m^3, condicionados por la acción de los monzones.

Procesos

En los abanicos terminales, los procesos principales corresponden a la diversificación y bifurcación de los canales, y a la pérdida de la corriente por evaporación e infiltración.

Diversificación de los canales: el carácter efímero de los cursos acuosos, con una gran variabilidad de descarga en el espacio y en el tiempo, y las amplias variaciones de la carga tractiva condicionan una deposición rápida. Así, mediante una agradación rápida puede generarse una obstrucción sedimentaria en la parte media de los canales que condicionan la diversificación, de los flujos acuosos subsiguientes, alrededor del obstáculo. De esta manera y si el curso no vuelve a su cauce original se pueden generar las bifurcaciones (Parkash *et al.*, 1980). La diversificación se puede generar de una manera similar a la de los fenómenos de avulsión fluvial. Así, la turbulencia existente en los cursos acuosos que se hallan confinados en canales con diques laterales *(albardones, levées),* puede ser la responsable de la abertura de una brecha en

los bancos y de la generación de un canal distributario de orden menor (Mukerji, 1976). El ángulo de diversificación es usualmente menor que 90° en el caso del abanico terminal actual de Markanda en el que además puede apreciarse que hacia las partes más distales el ángulo de divergencia disminuye (Mukerji, 1976). Así, la capacidad de transportar sedimentos como carga tractiva va disminuyendo de una manera importante a medida que va incrementándose la diversificación en canales distributarios de orden menor figura 6.70).

Disipación del flujo acuoso: se debe a los efectos combinados de la evaporación e infiltración de la descarga acuosa. La evapotranspiración puede ser muy acusada en cursos efímeros cuando la vegetación tiende a colonizarlos. Así, se han citado valores del orden de 20-30 m^3 ha^{-1} $día^{-1}$ (Culler, 1970; Hellwig, 1973) en zonas áridas. Cuando el flujo se expande radial y frontalmente, puede alcanzar zonas planas donde estacionalmente pueden existir algunas lagunas efímeras. Esto se produce en las zonas planas con deposición de lutitas *(mud flats, barreales),* donde ocasionalmente pueden existir depósitos evaporíticos (yesos, sales). La infiltración a través del perímetro de los canales funcionales puede llegar a ser muy elevada según sea la granulometría, la permeabilidad y la transmisividad de los materiales circundantes. Esta infiltración causa la pérdida de una gran cantidad de la descarga acuosa (Schumm, 1977) y, por tanto, la recarga de los acuíferos circundantes (Renard y Keppel, 1966). Además incrementa la concentración del material en suspensión y promueve la agradación de los sedimentos (Schumm, 1977).

Zonación

Se ha propuesto un modelo construido a base del estudio de los ejemplos actuales caracterizados por depósitos arenosos y depósitos acarreados en suspensión y por carga mixta (Kelly y Olsen, 1993). Así se diferencia la zona de alimentación *(feeder),* la zona de distributarios y la zona de la cuenca donde se indentan los materiales del abanico terminal (figura 6.71).

Zona de alimentación (feeder): corresponde a la parte más interna del abanico y esta constituida por la zona del canal alimentador y por las zonas asociadas de intercanal. Aunque en la zona más interna el abanico pueden existir varios canales, normalmente siempre existe uno que es mayor, que acarrea una gran cantidad de sedimentos y descarga acuosa. Acostumbra a ser relativamente muy ancho (Abdullatif, 1989) y poco profundo, con unos márgenes muy marcados y baja variabilidad de paleocorrientes (Bluck, 1980). En esos canales es posible encontrar los escasos materiales clásticos más gruesos acarreados hasta esa zona mediante la actuación de los cursos acuosos confinados (Parkash *et al.*, 1980). Las zonas de intercanal reciben muy pocos materiales de granulometría gruesa, aunque los desbordamientos pueden generar lóbulos de derrame *(crevasse splay)* que acarrean grandes cantidades de lutitas (Parkash *et al.*, 1983). En los sistemas con carga mixta las zonas intercanal se hallan dominadas por la acumulación de lutitas con ocasionales areniscas de arroyada en manto *(sheet flood)* y escasos depósitos de pequeñas lagunas efímeras. En los sistemas con predominancia arenosa, las zonas de intercanal pueden caracterizarse por depósitos eólicos de diverso orden y magnitud.

Zona de distributarios: caracterizada por canales de orden menor como resultado de la bifurcación de los canales principales de alimentación del sistema. Aunque en los canales efímeros se aprecia la existencia de formas de fondo como barras dentro de un cauce trenzado, en algunos casos los cursos pueden ser perennes pero con grandes oscilaciones en la descarga acuosa (Mukerji, 1976). La acumulación sedimentaria hacia partes externas se caracteriza por la generación de lóbulos conoidales agradantes. La incisión de los canales disminuye aguas abajo lo que posibilita la existencia de episodios de arroyada en manto que acarrean materiales

arenosos tabulares. Las variaciones hidráulicas de esos episodios pueden traducirse en la generación de diversos tipos de estructuras de incisión y relleno de orden menor (Hogg, 1982). La zona de distributarios se caracteriza por una combinación de facies de canal de cursos con carga en suspensión, facies de arroyadas en manto y depósitos eólicos. Esto puede condicionar una gran complejidad de facies y de tipos de depósitos. Los canales distributarios dominan en las zonas más proximales y son sustituidos gradualmente aguas abajo por episodios de arroyada en manto (Sneh, 1983).

Zona de cuenca: corresponde generalmente a una zona caracterizada (Parkash *et al.*, 1983) por la acumulación de lutitas *(mud flat, playa, barreal)*. Localmente existen también materiales transportados mediante flujos eólicos (Langford, 1989). Esta zona de cuenca solo es inundable después de unas descargas acuosas muy intensas y también cuando los canales distributarios se extienden hacia esa zona como consecuencia de flujos excepcionales.

Depósitos

La naturaleza de los litosomas en forma de lámina *(sheet)* estratiforme y la carencia general de estructuras de incisión y relleno, sugieren fenómenos de acreción en zonas de extensas llanuras aluviales surcadas por escasos canales. La alternancia de niveles lutíticos y niveles arenosos con granulometrías generalmente finas y medias, y la variación vertical de granulometrías junto a la disminución de la entidad de las estructuras tractivas primarias *(ripples),* sugieren fenómenos repetitivos de frenado dinámico de los flujos acuosos que acarreaban sedimentos. Esto puede haber sido originado por efecto de la bifurcación múltiple de canales, cada vez de orden menor y escasa entidad (Mukerji, 1976). Los litosomas constituidos por diferentes cuerpos laminares de areniscas corresponden a diversos episodios de acreción como resultado de sucesivos episodios de aporte (crecidas acuosas) en canales anchos y muy extensos. Los cuerpos aislados de areniscas deben corresponder a episodios unitarios de inundación. Los cuerpos más gruesos de areniscas, que en ocasiones muestran algunas intercalaciones de clastos, pueden corresponder a los principales canales distributarios del abanico terminal. Su carácter multiepisódico y multilateral puede ser interpretado, en algunos casos, como una manifestación de la actividad de cursos trenzados *(braided)*. Las lutitas se han depositado como materiales de desbordamiento pero en algunos lugares corresponden a rellenos de canales abandonados. La presencia de cuerpos lenticulares sugiere que se trata de zonas cercanas al canal principal alimentador del abanico. En cambio la predominancia de cuerpos tabulares sugiere zonas medias y del pie de los abanicos.

En otros casos los materiales arenosos se encuentran también asociados con algunos niveles de carbonatos y de evaporítas (Bensalah *et al.*, 1988) desarrollados hacia las partes más alejadas de los abanicos. Esto, junto a diversos tipos de estructuras como grietas de desecación y aparición de nódulos de diverso tipo, sugiere importantes condiciones de aridez. Es de gran importancia el conocimiento del carácter tractivo de las corrientes acuosas que transportan sedimentos, con la particularidad de que, según sea su tendencia genética secuencial, se podrá hablar de una progradación, retrogradación o estabilización del abanico.

Hay que tener en cuenta que en estos abanicos no se necesita una ruptura importante de la pendiente para que se puedan generar. Por otro lado, la pérdida importante de la descarga acuosa por infiltración y evaporación, también contribuye a la acumulación localizada de los terrígenos. La pérdida de la capacidad portante del canal principal supone, también, una dispersión radial del flujo suficiente y, por tanto, la acumulación de materiales clásticos en forma de abanico.



Foto 1. Canchales. Hay que notar su aspecto conoidal y que las mayores granulometrías se encuentran al pie de la acumulación sedimentaria. Altura aproximada del canchal mayor, 30 m. Paso del Agua Negra, San Juan, Argentina.



Foto 2. Canchales de orden menor y con pendiente algo más suavizada. Hay que notar la presencia de un flujo de detritos del que se preservan los diques laterales *(levees, albardones)* y trazas del lóbulo frontal. Altura aproximada del canchal mayor, 45 m. Paso del Agua Negra, San Juan, Argentina.



Foto 3. Transición de canchales a abanicos aluviales. El abanico muestra trazas de la actividad de diversos episodios de flujos masivos. Altura aproximada del abanico mayor, 40 m. Paso del Agua Negra, San Juan, Argentina.

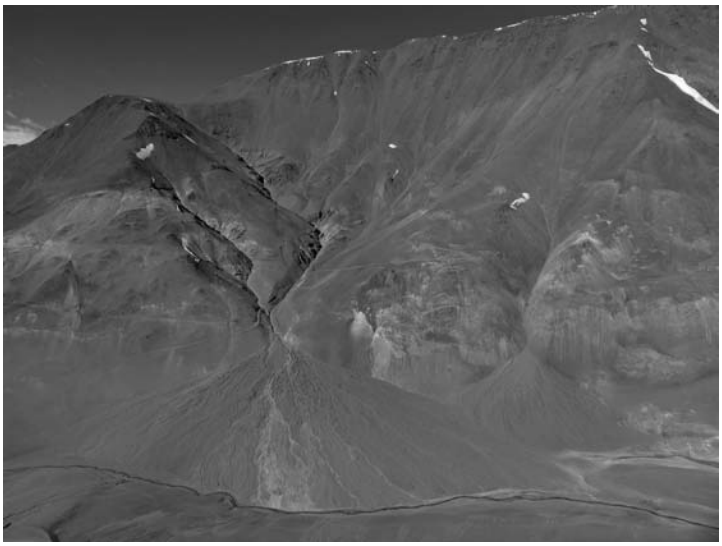


Foto 4. Abanicos aluviales con diferentes tamaños, situados en la misma zona y afectados por la misma climatología. Las dimensiones de los abanicos parecen estar directamente relacionadas con la entidad de su área fuente respectiva. El río situado al pie de los abanicos, tiene una anchura media de 10 m. Paso del Agua Negra, San Juan, Argentina.



Foto 5. Abanico de pequeño tamaño generado después de una violenta tormenta. Hay que notar la ordenación de los clastos que disminuyen de tamaño radialmente. Los clastos carbonatados redondeados han sido retrabajados de un conglomerado previo. Zona de Aínsa. Pirineo Aragonés.



Foto 6. Abanico aluvial, predominantemente fangoso, generado por las grandes lluvias caídas en la zona de la Quebrada del Agua Negra (San Juan, Argentina) en Diciembre de 2006. Los materiales fangosos se distribuyen aguas debajo de la Quebrada principal que en esa zona alcanza una anchura del orden de 150 m.



Foto 7. Detalle de la zona apical del abanico anterior. Hay que notar las líneas de los flujos fangosos (coladas de lodo, *mud flows*), así como la altura del desbordamiento lateral. La anchura del valle angosto es del orden de 20 m.



Foto 8. Abanico aluvial lateral a la Quebrada del Agua Negra. Ha llegado a cerrar el valle principal y generado un pequeño lago temporal, tal como lo sugieren los depósitos lutíticos situados aguas arriba. La anchura del valle principal, en la zona de los depósitos lacustres llega hasta los 200 m.



Foto 9. Gran abanico aluvial lateral a la Quebrada del Toro. Provincia de Salta. Es notable la alternancia de episodios de flujos de detritos y de episodios de flujos hidráulicos. Inmediaciones de la Estación Ingeniero Maury del Ferrocarril Transandino. En la parte inferior de la fotografía se aprecian las vías del tren.



Foto 10. Abanico aluvial formado por la alternancia de episodios hídricos y episodios masivos. Quebrada de Humahuaca. La persona que circula el cauce del río da una idea de la magnitud del abanico.



Foto 11. Detalle del cauce principal del abanico aluvial anterior. Son notables las expansiones laterales de los diversos episodios de flujos masivos que han generado varios albardones.



Foto 12. Cauce principal situado en la parte superior del abanico aluvial de Maimará. Es notable la falta de vegetación en el cauce principal que indica su actividad continuada conduciendo diversos episodios de flujos masivos. Los cardones de la parte central tienen unos 3m de altura. Quebrada de Humahuaca, Argentina.



Foto 13. Conglomerados que muestran una fábrica predominantemente desorganizada. Esto sugiere que fueron depositados por diversos flujos masivos (flujos de detritos) que llegaron a una lámina de agua estable. La laminación indica que la superficie de los depósitos ha sido retrabajada localmente. El lápiz mide 12 cm. Zona de Los Vilos, Chile.



Foto 14. Sección de un flujo de detritos reciente. Es notable la mala selección de los depósitos. Quebrada del Agua Negra, Argentina.



Foto 15. Visión oblicua de un flujo de detritos reciente. Quebrada del Agua Negra, Argentina.



Foto 16. Terraza de un abanico aluvial que incorpora (flecha) un sillar del pretil del antiguo puente de la carretera (N 20), que fue destruido por causas naturales entre 1968 y 1972. Esto indica una actividad sedimentaria muy reciente. Río Albarracín. Afluente del río San Juan, Argentina.



Foto 17. Abanico aluvial que cierra un valle fluvial. Los limos claros sugieren la presencia de un lago temporal. Zona de la Quebrada del Toro, Salta, Argentina.



Foto 18. Indentación de los materiales lacustres (color claro) con los aluviales (color oscuro). La altura total de los depósitos lacustres es del orden de los 20 m. Zona del Gólgota. Quebrada del Toro, Salta, Argentina.



Foto 19. Abanico aluvial actual constituido por gravas de pequeño tamaño. Es notable el paso rápido desde las gravas a los limos lacustres. Zona de la Quebrada del Toro, Salta, Argentina.



Foto 20. Horizonte de gravas con tendencia granulométrica positiva. Sugiere que el flujo tractivo que transportaba los clastos mayores incidió directamente sobre una lámina de agua estable y sufrió un frenado dinámico importante y efectivo. Zona de la Quebrada del Toro, Salta, Argentina.



Foto 21. Abanico aluvial telescópico. Los niveles aterrazados sugieren diversos estadios de crecimiento del abanico. Zona del río Jáchal. San Juan, Argentina.



Foto 22. Depósitos aluviales arenosos y conglomeráticos situados en la zona del Coll de Romagats, Vic. Es notable la carencia de secuencias sedimentarias primarias. Los materiales proceden de un área fuente constituida por dioritas y granodioritas, con una carencia manifiesta de materiales lutíticos. El árbol situado a media pendiente tiene 4 m de altura.



Foto 23. Disposición de los conglomerados oligocenos del Puig Cavaller. Es notable la disposición geométrica de los niveles que indica una clara discordancia progresiva. Ver el esquema de la figura 6.55.

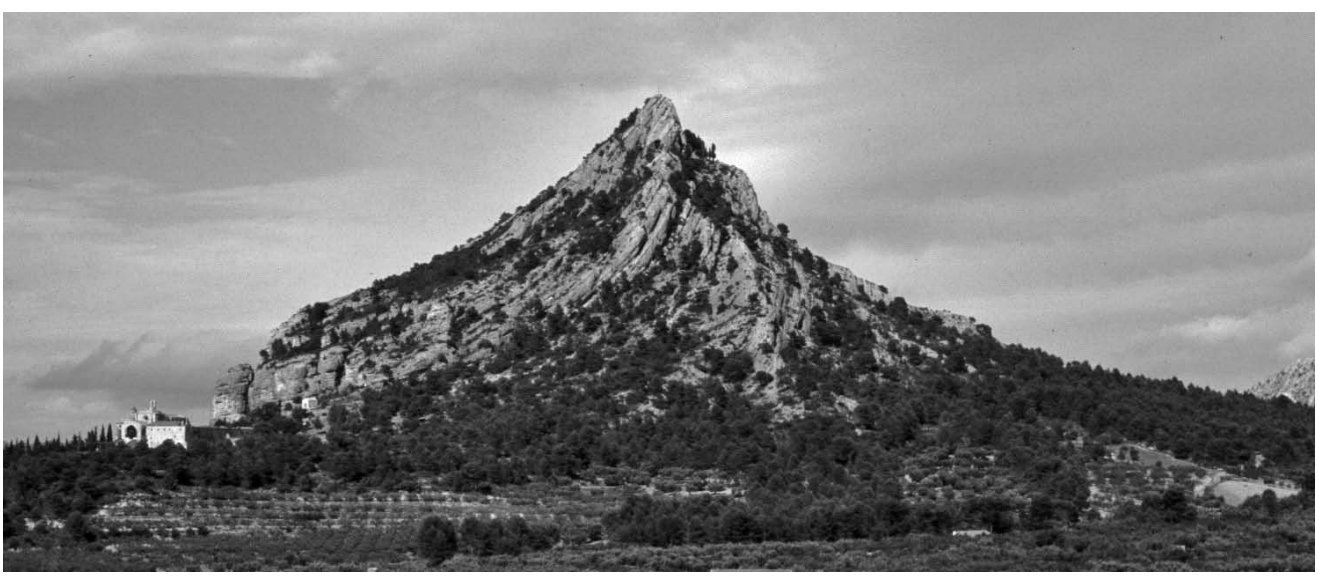


Foto 24. Los conglomerados oligocenos muestran una marcada discordancia progresiva. Muntanya de Santa Bàrbara, Horta de Sant Joan (Tarragona).

BIBLIOGRAFÍA

Abdullatif, O. M. (1989): Channel fill and sheet-flood facies sequences in ephemeral terminal river Gash, Kassala, Sudan. *Sedim. Geol.*, 63, 171-184.

Agustí, J.; Anadón, P.; Arbiol, S.; Cabrera, L.; Colombo, F. y Sáez, A. (1987): Biostratigraphical characteristics of the oligocene sequences on Nort-Eastern Spain (Ebro and Campins basins). *Münchner Geowisserischaftliche Abhandlungen,* 10, 35-42.

Agustí, J.; Cabrera, L.; Anadón, P. y Arbiol, S. (1988): A late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.,* 18 (2), 81-97.

Alonso, J. L.; Colombo, F. y Riba, O. (2009): Folding mechanisms in a fault-propagation fold inferred from the analysis of unconformity angles. The Sant Llorenç growth structure (Pyrenees, Spain). En K. McKlay, J. H. Shaw y J. Suppe (ed.), *Fault-related Folding. AAPG Memoir,* 24, 7.1-7.15.

Allen, J. R. L. (1965a): Fining-up cycles in alluvial succesions. *Geol. J.*, 4, 229-246.

— (1965b): Review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-191.

Allen, Ph.; Cabrera, L.; Colombo, F. y Matter, A. (1983): Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 140, 133-146.

Anadón, P. y Marzo, M. (1975): Montserrat molassic sedimentation: a general view. En Livret-guide Excursion n.º 20. *Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de Potasse*, 41-47. IX Congr. Int. Sédimentologie. Nice.

Anadón, P.; Colombo, F.; Esteban, M.; Marzo, M.; Robles, S.; Santanach, P. y Sole-Sugrañes, L. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Tomo Homenaje al Prof. L. Solé Sabarís. *Acta Geologica Hispanica,* 14, 242-270.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Colombo, F.; Marzo, M. y Riba, O. (1986): Syntectonic intradeformational unconformities in alluvial fan deposits, Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En Ph. Allen y P. Homewood (eds.), *Foreland basins. IAS Spec. Publ.,* 8, 259-271.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Colombo, F.; Marzo, M. y Sáez, A. (1991): Development of alluvial sequences in response to tectonics and lake-level changes (Oligocene, Ebro basin, Spain). *SEPM Meeting «Sequence stratigraphy and biostratigraphical patterns: an integrated approach»,* I, 5-6.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Colldeforns, B.; Colombo, F.; Cuevas, J. L. y Marzo, M. (1989): Alluvial fan evolution in the S. E. Ebro basin: Response to tectonics and lacustrine base level changes. 4th *International Conference on Fluvial Sedimentology.* Servei Geològic de Catalunya. Barcelona. *Excursion Guidebook. Exc.* 9, 91.

Andersen, D. W. y Picard, M. D. (1974): Evolution of synorogenic clastic deposits in the intermontane Uinta basin of Utah. En W. R. Dickinson (ed.), *Tectonics and Sedimentation. SEPM Spec. Publ.*, 22, 167-189.

Angevine, C. L.; Heller, P. y Paola, C. (1990): Quantitative sedimentary basin modeling. *AAPG Continuing Education Course Note Series,* 32, 242.

Arche, A. y López, J. (1984): Características sedimentológicas de las facies Buntsandstein entre Boniches y Talayuelas (Prov. de Cuenca), Cordillera Ibérica. *Homenaje a Luis Sánchez de la Torre. Pub. Geología UAB*, 20, 97-107.

Arche, A.; Cámara, P. y Durantez, O. (1987): Tectonic controls on the development of a quaternary alluvial fan system, Lietor, prebetic ranges, Spain. *Alluvial fans and their tectonic control. Joint Meeting BSRG-TSG Bristol University*. Abstracts, 24.

Balañá. J.; Colombo. F. y Vaquer, R. (2007): Procedencia de los materials terrígenos finos del Paleógeno continental, zona de Vic, NE de España. *Geogaceta*, 41, 15-18.

Barnes, H. A.; Hutton, J. F. y Walters, K. (1989): *An introduction to rheology*. Elsevier, 199.

Barsó Romeu, D. y Ramos, E. (2007): Procedencia de los conglomerados sinorogénicos de la Pobla de Segur. *Geogaceta,* 41, 19-18.

Beaty, C. B. (1963): Origin of Alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. *Ann. Assoc. Am. Geographers,* 53, 5l6-545.

Beaty, C. B. (1970): Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains California USA. *Am. J. Sci*., 268, 50-77.

— (1974): Debris flows, alluvial fans and a revitalized catastrophism. *Z. Geomorph. Su*, 21, 39-51.

Beaumont, P. (1972). Alluvial fans along the foothills of the Elburz Mountains, Iran. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.,* 12, 251-273.

Beerbower, J. R. (1964): Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. En D. F. Merriam (ed.), *Symposium on cyclic sedimentation*. *Kansas Geol. Surv. Bull.,* 169 (1), 31-42.

Belt, E. S. (1968): Carboniferous Continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada. En G. de V. Klein (ed.), *Late Paleozoic and Mesozoic continental sedimentation, northwestern North America*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper,* 106, 127-176.

Bensalah, M.; Colombo, F.; Kherous, A. y Baghli, A. (1988): Sedimentación aluvial paleógena en el altiplano oranés al sur de Tlemcen (Argelia septentrional). *II Congr. Geológico de España. Comunicaciones*, I, 43-45.

Bentham, P. A.; Burbank, D. W. y Puigdefábregas, C. (1992): Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla Formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain. *Basin Research*, 4, 335-352.

Billi, P.; Magi, M. y Sagri. M. (1991): Pleistocene lacustrine Fan Delta deposits of the Valdarno basin, Italy. *J. Sedim. Petrol.,* 61, 280-290.

Blackwelder, E. (1928): Mudflow as a Geological agent in semi-arid mountains. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 39, 465-484.

Blair, T. C. (1987): Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park. *J. Sedim. Petrol.*, 57, 1-18.

— (2000): Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedim. Geol.,* 132, 233-262.

Blair, T. C. y Bilodeau, W. L. (1988): Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology,* 16, 517-520.

Blair, T. C. y McPherson, J. C. (1994a): Alluvial fans and their natural distiction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sedim. Research*, 64A, 450-489.

— (1994b): *Alluvial fan processes and forms*. En A. D. Abrahams y A. J. Parsons (eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, London, 355-402.

— (1994c): Historical adjustments by Walker River to lake-level fall over a tectonically tilted half-graben floor, Walker Lake Basin, Nevada. *Sedim. Geol.,* 92, 7-16.

— (1998): Recent debris-flow processes and resultant forms and facies of the Dolomite alluvial an, Owens Valley, California. *J. Sedim. Research,* 68, 800-818.

Blissenbach, E. (1952): Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans. *J. Sedim. Petrol.,* 22, 25-28.

— (1954): Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 175-190.

Bluck, B. J. (1964): Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *J. Sedim. Petrol.*, 34, 395-400.

— (1965): The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales. *Sedimentology*, 4, 225-245.

— (1974): Structure and directional properties of some valley sandur deposits in southern Iceland. *Sedimentology*, 21, 533-554.

— (1976): Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity. *Trans. R. Soc. Edimburgh*, 71, 181-221.

— (1980): Evolution of a strike-slip fault-controlled basin, upper Old Red Sandstone, Scotland. En P. F. Ballace y H. G. Reading (eds.), *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*. *IAS Spec. Publ.,* 4, 63-78.

— (1987): Fan lithosome geometry as function tectonics. *Alluvial fans and their tectonic controls. Joint Meeting BSRG-TGG Bristol University*. *Abstracts,* 4.

Boothroyd, J. C. y Nummedal, D. (1978): Proglacial braided outwash a model for humid alluvial fan deposits. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial sedimentology. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 641-668.

Bowman, D. (1978): Determination of intersection points within telescopic alluvial fan complex. *Earth Surface Processes*, 3, 265-276.

Bridge, J. S. (1993): Description and interpretation of fluvial deposits; a critical perspective. *Sedimentology*, 40, 801-810.

Brierley, G. J.; Liu, K. y Crook, K. A. W. (1993): Sedimentology of coarse-grained alluvial fans in the Markham Valley, Papua New Guinea. *Sedim. Geol.*, 86, 297-324.

Bryhni, I. y Skjerlie, F. J. (1975): Syndepositional tectonism in the Kvamshesten district (Old Red Sandstone), western Norway. *Geol. Mag.*, 112, 593-600.

Bull, W. B. (1963): Alluvial fan deposits in western Fresno County, California. *J. Geol.*, 71. 243-251.

— (1964a): Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 437-A, 70.

— (1964b): Geomorphology of segmented alluvial fan in western Fresno County, California. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 352-E, 89-129.

— (1968): Alluvial fan, cone. En R. W. Fairbridge (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. New York, Reinhold Book Corporation, 7-10.

— (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. En J. K. Rigby y W. K. Hamblin (eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. *SEPM Spec. Publ.,* 16, 63-83.

— (1977): The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.

— (1979): Threshold of critical power in streams. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, 453-464.

— (1991): *Geomorphic responses to Climatic Change*. Oxford University Press, New York.

Bull, W. B. y McFadden, L. D. (1977): Tectonic geomorphology north and south of Garlock fault, California. En D. O. Dohering (ed.), *Geomorphology in Arid Regions*. Binghamton, State University, New York, 115-138.

Buwalda, J. P. (1951): Transport of coarse material on alluvial fans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, 1497.

Cabrera, L. y Colombo, F. (1986). Las secuencias de abanicos aluviales paleógenos del Montsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (sistemas de Scala Dei y de los Monegros, sector SE de la Cuenca del Ebro). *XI Congr. Español de Sedimentología. Guía de las excursiones,* 7, 1-7, 54.

Cabrera, L.; Colombo, F. y Robles, S. (1985): Sedimentation and Tectonics interrelationships in the Paleocene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. En J. Rosell y M. Milá (eds.), *Excursion guidebook*. 6th European IAS Meeting. Lleida, Spain*, Excursion,* 10, 394-492.

Calvache, M.; Viseras, C. y Fernández, J. (1997): Controls on alluvial fan development-evidence from fan morphometry and sedimentology. Sierra Nevada, Spain, *Geomorphology,* 21, 69-84.

Castelltort. F. X. y Marzo, M. (1986): Un modelo deposicional de abanicos aluviales arenosos originados por corrientes efímeras en el Muschelkalk medio de Los Catalánides. *XI Congr. Español de Sedimentologia. Resúmenes y Comunicaciones*, 47.

Cerveny, P. F.; Naeser, N. D.; Zeitler, P. K.; Naeser, C. W. y Johnson, N. M. (1988): History of uplift and relief of the Himalaya during the past 18 milion years: Evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group. En K. L. Kleinspeh y C. Paola (eds.), *New perspectives on basin analysis*, 43-61.

Clague, J. J. y Evans, S. G. (2000): A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in Britsh Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1763-1783.

Colombo. F. (1975): Le probleme de la limite inferieure. Aire de Vic. En Livret-guide Excursion n.º 20: *Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse*. *IX Congr. Int. Sédimentologie,* Nice, 19-24.

— (1979): Introducció a l'estudi sedimentològic del cons de dejecció *(alluvial fans)* i dels sediments associats. *Inst. Cat. d'Història Natural. Seminaris d'Estudis Universitaris,* 5.

— (1980): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Inferior Continental de los Catalánides.* Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita.

— (1985): Depositional processes in Tertiary alluvial fans, Vic area, Catalonian Coastal Ranges. *IAS, 6th European Regional Meeting, Abstracts*, 546-549.

— (1986): Estratigrafía y sedimentología del paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geologia Ibérica*, 10, 55-115.

Colombo. F. (1987): Tectonically controlled Tertiary alluvial fans in Catalonia Coastal Ranges, NE Spain: comparison betwen sandy (Vic area) and conglomeratic (Montsant and Gandesa areas) alluvial fan deposits. *Alluvial fans and their tectonic controls. Joint Meeting BSRG-TSG Bristol University, Abstracts,* 19.

— (1989): Abanicos aluviales. En A. Arche (ed.), *Sedimentología*. «Nuevas tendencias» CSIC, 11, 143-218.

— (1994): Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22, 235-238.

— (1995): Sandy and conglomeratic alluvial fans related to Paleocene-Oligocene tectonic activity. Catalan Coastal Ranges, Spain. En T. C. Blair y J. C. McPherson (eds.), *Alluvial Fans*. *SEPM International Research Conference, Proceedings and Abstracts,* Death Valley, California.

— (2005): Quaternary telescopic-like alluvial fans, Andean Ranges, Argentina. En A. M. Harvey, A. E. Mather y M. Stokes (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology*, *Dynamics*. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.,* 251, 69-84.

Colombo, F.; Anselmi, G.; Busquets, P.; Cardó, R.; Ragona, D. y Ramos, E. (1996): Aterrazamientos en el río Albarracín (Prov. de San Juan, Argentina): génesis y significado geodinámico. *Geogaceta,* 20 (5), 100-103.

Colombo, F.; Busquets, P.; Ramos, E.; Vergés, J. y Ragona, D. (2000): Quaternary alluvial terraces in an active tectonic region: the San Juan River valley, andean ranges, San Juan Province, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.,* 13, 611-626.

Colombo. F. y Marzo, M. (1987): Conceptos básicos de fluidodinámica y tipos principales de flujos. En J. Martí (ed.), *Volcanología,* 2, 1-104.

Colombo. F. y Robles, S. (1983): Evolución de los sistemas sedimentarios del borde SE de la Depresión del Ebro entre Gandesa y Horta de Sant Joan (Prov. de Tarragona). *Libro de Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca,* 53, I. 76-I. 79.

Colombo, F. y Vergés, J. (1992): Implicaciones sedimentarias y tectónicas de las discordancias progresivas en el margen SE de la cuenca del Ebro. Serra de la Llena. Tarragona. Libro Homenaje al Profesor Oriol Riba. *Acta Geológica Hispánica,* 27, 33-54.

Copeland, P. y Harrison, T. M. (1990): Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by 40Ar/39Ar analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal fan. *Geology,* 18, 354-357.

Cordini, R. (1947): Los ríos Pilcomayo en la región de El Patiño. Anales de Industria y Comercio. *Dirección de Minería y Geología, Anales,* 1, 82.

Crowell, J. C. (1974): Sedimentation along the San Andreas Fault, California. En R. H. Dott, Jr. y R. H. Shaver (eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. *SEPM. Spec. Publ.,* 19, 292-303.

Cuevas, J. L.; Arbués, P.; Cabrera, L. y Marzo, M. (2007): Anatomy and architecture of ephemeral, ribbon-like channel-deposits of the Caspe Formation (Upper Oligocene to Lower Miocene of the Ebro Basin, Spain). En G. Nichols, E. Williams y C. Paola (eds.), *Sedimentary processes, environments and basins*. *IAS Spec Publ.,* 38, 591-611.

Culler, R. C. (1970): Water conservation by removal of phreatophytes. *Trans. Am Geophys. Union,* 51, 684-689.

Dade, W. B. y Verdeyen, M. E. (2007): Tectonic and climatic controls of alluvial-fan size and source-catchment relief. *J. Geol. Soc. London,* 164, 353-358.

Decelles, P. G.; Gray, M. B.; Ridgway, K. D.; Cole, R. B.; Pivnik, D. A.; Pequera, N. y Sristava, P. (1991): Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology,* 38, 567-590.

Decelles, P. G. y Hertel, F. (1989): Petrology of fluvial sandstones from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 1552-1562.

Decelles, P. G.; Tolson, R. B.; Graham, S. A.; Smith, G. A.; Ingersoll, R. V.; White, J.; Schmidt, C. J.; Rice, R.; Moxon, I.; Lemke, L.; Handschy. J. W.; Follo, M. F.; Edwards, D. P.; Cavazza, W.; Caldwell, M. y Bargar, E. (1987): Laramide thrust-generated alluvial-fan sedimentation, Sphix Conglomerate, southwestern Montana. *AAPG. Bull.*, 71, 135-155.

Denny, C. S. (1965): Alluvial fans in the Death Valley Region, California and Nevada. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 466, 62.

Denny, C. S. (1967): Fans and Pediments. *Am. J. Sci*., 265, 81-105.

Dickinson, W. R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of arenites*. Boston, D. Reidel, 333-361.

— (1988): Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. En K. L. Kleinspeh y C. Paola (eds.), *New perspectives on basin analysis*, Springer-Verlag, New York, 3-26.

Drew, F. (1873): Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus basin. *Quarterly J. Geol. Soc. London*, 29, 441-471.

Dreyer, T. (1993): Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Palaeocene), Tremp-Graus basin, northern Spain. En C. Puigdefábregas y M. Marzo (eds.), *Alluvial Sedimentation*. *IAS Spec. Publ.*, 17, 337-362.

Eckis, R. (1928): Alluvial fans in the Cucamonga district, Southern California. *J. Geol*., 36, 224-247.

Einsele, G. (1992): *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin.

Eschard, R. (2001): Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 487-490.

Eugster, H. P. y Hardie, L. A. (1975): Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 319-334.

Fernández, J.; Bluck, B. J. y Viseras, C. (1993): The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits; an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain, *Sedimentology*, 40, 879-893.

Font i Sagué, N. (1905): *Curs de geologia dinàmica i estratigràfica aplicada a Catalunya*. Ed. La Neotipia, Barcelona, 370.

Fontboté, J. M. (1954): Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la cordillera Prelitoral Catalana y con la depresión del Ebro. *Tomo Homenaje al Prof. Hernández-Pacheco. Real Soc. Esp. Hist. Nat*., Madrid, 281-311.

Fornós, J. J.; Pomar, L. y Rodriguez-Perea, A. (1984): A composite sequence of alluvial-fan coastal and sea-cliff deposits in the upper Miocene of the Cabrera island (Balearics, Spain). Tomo Homenaje a Luis Sánchez de la Torre. *Publ. Geologia UAB*, 20, 85-95.

Fraser, G. S. y Decelles, P. G. (1992): Geomorphic controls on sediment accumulation at margins of foreland basins. *Basin Research*, 4, 233-252.

Gloppen, T. G. y Steel, R. J. (1981): The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway) - a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration. SEPM Spec. Publ.,* 31, 49-69.

Gohain, K. y Parkash, B. (1990): Morphology of the Kosi megafan. En A. H. Rachocki y M. Church (eds.), *Alluvial fans, a field approach*, John Wiley and Sons, Binghamton, 151-178.

Gole, C. V. y Chitale, S. V. (1966): Inland Delta building activity of Kosi River. *Jour of Hydraulics Division, Proc. Am. Soc. Civil Engineers*. Div. HY 2, 92, 111-126.

Gore, D. B.; Brierley, G. J.; Pickard, J. y Jansen, J. D. (2000): Anatomy of a floodout in semiarid eastern Australia. *Z. für Geomorphologie Suppl.,* 122, 113-139.

Görür, N. (1992): A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adorna basin, Turkey. *Sedim. Geol.,* 81, 243-252.

Graham, J. R. (1983): Analysis of the Upper Devonian Munster basin, an example of fluvial distributary system. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. *IAS Spec. Publ.,* 6, 449-456.

Graham, S. A.; Tolson, R. B.; Decelles, P. G.; Ingersoll, R. V.; Bargar, E.; Caldwell, M.; Cavazza, W.; Edwards, D. P.; Follo, M. F.; Handschy, J. F.; Lemke, L.; Moxon, I.; Rice, R.; Smith, G. A. y White, J. (1986): Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. En P. A. Allen y P. Homewood (eds.), *Foreland Basins*. *IAS Spec. Pub.,* 8, 425-436.

Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.,* 121, 413-420.

Harms, J. C. y Fahnestock, R. K. (1965): Stratification, bed forms, and flow phenomena (wich an example from the Rio Grande). *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, SEPM Spec. Publ.,* 12, 84-115.

Harvey, A. M. (1987): Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentation. En L. Frostick y I. Reid (eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*. *Geological Society of London*. *Spec. Publ.*, 35, 87-103.

— (1989): The ocurrence and role of arid zone alluvial fans. En D. S. G. Thomas (ed.), *Arid zone Geomorphology*. 136-158. Wiley and Sons.

— (1990): Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain. En A. H. Rachocki y M. Church (eds.), *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester, 247-269.

— (1996): The role of alluvial fans in mountain fluvial systems of southeast Spain: implications of climatic change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 543-553.

Harvey, A. M.; Silva, P. G.; Mather, A. E.; Goy, J. L.; Stokes, M. y Zazo, C. (1999): The impact of sea-level and climatic changes on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. *Geomorphology,* 28, 1-22.

Harvey, A. M.; Foster, G.; Hannam, J. y Mather, A. (2003): The Tabernas alluvial fan and lake system, southeast Spain: applications of mineral magnetic and pedogenic iron oxide analyses towards clarifiying the Quaternary sediment sequences. *Geomorphology*, 50, 151-171.

Haughton, P. D. W. (1993): Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanic sediment in fluvial basins: examples from the Lower Od Red Sandstone, east-central Scotland. En C. Puigdefábregas y M. Marzo (eds.), *Alluvial Sedimentation*. *IAS Spec. Publ.,* 17, 451-471.

Heller, P. L.; Angevine, L.; Winslow, N. S. y Paola, C. (1988): Two phase stratigraphic model of foreland basin sequences. *Geology*, 16, 501-504.

Heller, P. L. y Paola, C. (1992): The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2. Application to syntectonic conglomerate. *Basin Research*, 4, 91-102.

Hellwig, D. H. R. (1973): Evaporation of water from sand 3. The loss of water into the atmosphere fron sandy river bed under arid climatic conditions. *J. Hydrol.*, 18, 305-316.

Hérail, C. (1984): Les cones de déjection: formes et sédiments. *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. ELF-Aquitaine Pau*, 1, 135-150.

Hermanns, R. L. y Strecker, M. R. (1996): Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geol Soc. Am. Bull.,* 111, 938-948.

Heward, A. P. (1978a): Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25, 451-488.

— (1978b). Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D Stephanian B coalfields, northern Spain. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 669-702.

— (1987): Early ordovician alluvial fan deposit of the Marmul oilfield, south Oman. *Alluvial fans and their tectonic Controls. Joint Meeting BRG-TSG. Bristol University. Abstracts,* 14.

Hogg, S. E. (1982): Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or...? *Earth. Sci. Review*, 18, 59-76.

Hooke, R. Leb. (1967): Processes on arid region alluvial fans. *J. Geol.*, 75, 438-460.

— (1968): Steady-state relationships on arid-region alluvial fan in closed basins. *Am. J. Sci.*, 266, 609-629.

— (1972): Geomorphic evidence for Late Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 2073-2098.

Hooke, R. Leb. y Dorn, R. I. (1992): Segmentation of alluvial fans in Death Valley, California; new insights from surface exposure dating and laboratory modelling. *Earth. Surf. Proc. and Landforms,* 17, 557-574.

Huang, H. Q.; Chang, H. H. y Nanson, G. C. (2004): Minimum energy as the general form of a critical flow and maximum flow efficiency and for explaining variations in river channel pattern. *Water Resources Research*, 40, W04502. doi: 2003WR002539.

Ingersoll, R. V. (1990): Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. *Geology,* 18, 733-736.

Iriondo, M. (1990): The Upper Holocene dry climate in the Argentine plains. *Quaternary of South America*, 7, 288-321.

Iriondo, M.; Colombo, F. y Kröhling, D. (2000): El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta*, 28, 79-82.

Janocko, J. (2001): Fluvial and alluvial fan deposits in the Hornád and Torysa river valleys: relationship and evolution. *Slovak Geological Magazine,* 7, 221-230.

Jarrett, J. y Costa, J. E. (1986): Hydrology, Geomorphology and Dam-break modelling of the July 15, 1982 Lawn Lake Dam and Cascade Lake Dam failures, Lasimer County, Colorado. *US Geol. Surv. Prof. Paper,* 1369, 1-78.

Jones, S. J. (2002): Transverse rivers draining the Spanish Pyrenees: large scale patterns of sediment erosion and deposition. En S. J. Jones y L. E. Frostick (eds.), *Sediment flux to basin: Causes, controls and consequences*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.,* 191, 171-185.

— (2004): Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova*, 16, 121-127.

Jordan, T. E.; Flemings, P. B. y Beer, J. A. (1988): Dating thrust-fault activity by the use of foreland-basin strata. En K. L. Kleinspeh y C. Paola (eds.), *New perspectives on basin analysis*. New York, Springer-Verlag, 307-330.

Kelly, S. B. y Olsen, H. (1993): Terminal fans-a review with reference to Devonian examples. *Sedim. Geol.,* 85, 339-374.

Kirkby, M. J. (1977): Maximum sediment efficiency as a criterion for alluvial channels. En K. J. Gregory (ed.), *River channel changes*. Wiley and Sons, Chichester, 429-442.

— (1999): Towards an understanding of Varieties of Fluvial Form. En A. J. Miller y A. Gupta (eds.), *Varieties of Fluvial Form*. Wiley and Sons, Chichester, 119-147.

Kostaschuk, R. A.; MacDonald, G. M. y Putnam, P. E. (1986): Depositional process and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 11, 471-484.

Krumbein, W. C. y Sloss, L. L. (1969): *Estratigrafia y sedimentación*. Ed. UTEHA. México.

Langford, R. P. (1989): Fluvial-aeolian interactions. Part 1, modern systems. *Sedimentology*, 36, 1023-1035.

Larsen, V. y Steel, R. J. (1978): The sedimentary history of a debris flow-dominated, Devonian alluvial fan-a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25, 37-59.

Lawton, T. F.; Boyer, S. E. y Schmitt, J. G. (1994): Influence of inherited taper on structural variability and conglomerate distribution, Cordilleran fold and thrust belt, western United States. *Geology*, 22, 339-342.

Lecce, S. A. (1990): The Alluvial Fan problem. En A. H. Rachocki y M. Church (eds.), *Alluvial fans, a field approach*, John Wiley and Sons, Binghamton, 3-24.

Leeder, M. R. (1982): *Sedimentology, process and product*. George Allen and Unwin, Ltd., London.

Leeder, M. R. y Mack, G. H. (2001): Lateral erosion (toe cutting) for alluvial fans by axial river: implication for basin analysis and architecture. *J. Geol, Soc. London,* 158, 885-893.

Leggett, R. F.; Brown, R. J. E. y Johnston, G. H. (1966): Alluvial fan formation near Aklavik, Northwest Territories, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 77, 15-30.

Lietz, J. (1973): Fossil alluvial fans of Grand Canary and their relationships to sea-level. *Z. Geomorph., Suppl.*, 18, 105-120.

Lustig, L. K. (1965): Clastic sedimentation in Deep Springs valley, California. *US Geol. Surv. Prof. Pap.,* 352-F, 131-192.

Mack, G. H. (1992): Paleosols as an indicator of climatic change at the early-late Cretaceous boundary, south-western New Mexico. *J. Sedim. Petrol.*, 62, 483-494.

Mackey, S. D. y Bridge, J. S. (1995): Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: Theory and application. *J. Sedim. Research*, B65, 7-31.

Maizels, J. (1990): Long-term palaeochannel evolution during episodic growth of an exhumed Plio-Pleistocene Alluvial Fan, Oman. En A. H. Rachocki y M. Church (eds.), *Alluvial fans a field approach*, John Wiley and Sons, Binghamton, 271-304.

Malde, H. E. (1968): The catastrophic late Pleistocene-Bonneville Flood in the Snake River plain, Idaho. *US Geol Surv. Prof. Paper,* 596, 1-52.

Mastalerz, K. y Wojewoda, J. (1993): Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene Pre-Kaczawa, SW Poland. En C. Puigdefábregas y M. Marzo (eds.), *Alluvial Sedimentation*. *IAS Spec. Publ.,* 17, 293-304.

Mattauer, M. (1973): *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Ed. Hermann. Paris.

McArthur, J. L. (1987): The characteristics, classification and origin of Late Pleistocene fan deposits in the Cass Basin, Canterbury, New Zealand. *Sedimentology*, 34, 459-471.

McGowen, J. H. y Groat, C. G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas, an alluvial fan model for mineral exploration. *Texas Bureau of Economic Geology. Report of Investigations*, 72, 57.

Mellere, D. y Marzo, M. (1992): Los depósitos aluviales sintectónicos de la Pobla de Segur; alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. Libro Homenaje al Prof. Oriol Riba. *Acta Geologica Hispanica,* 27, 145-159.

Miall, A. D. (1970). Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada. *J. Sedim. Petrol.*, 40, 556-571.

— (1981): Alluvial sedimentary basins, tectonic setting and basin architecture. En A. D. Miall (ed.), *Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. *Geol. Assoc. of Canada Spec. Paper,* 23, 1-33.

Milana, J. P. (1994): Secuencias aluviales asociadas a variaciones hidrológicas; consideraciones teóricas y ejemplos. *Asociación Argentina de Sedimentología, Rev.,* 1, 103-124.

— (2000): Characterization of alluvial bajada facies distribution using TM imagery. *Sedimentology*, 47, 741-760.

Millar, R. G. (2005): Theoretical regime equations for mobile gravel-bed rivers with stable banks. *Geomorphology*, 64, 207-220.

Mohindra, R.; Parkash, B. y Prasad, J. (1992): Historical geomorphology and pedology of Gandak megafan, middle Gangetic plains, India. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 7, 643-662.

Mukerji, A. B. (1976): Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna Plain, India. *Z. Geomorph*. 20, 190-204.

Muñoz, A.; Pardo, G. y Villena, J. (1992): Evolución paleogeográfica de los conglomerados miocenos adosados al borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). Libro Homenaje al Prof. Oriol Riba. *Acta Geológica Hispánica*, 27, 3-14.

Murata, T. (1966): A Theoretical study of the forms of alluvial fans. *Geographical Reports, Tokyo Metropolitan University*, 1, 33-433.

Mutti, E. (1979): Turbidites et cones sous-marins profonds. En P. Homewood (ed.), *Sédimentation Détritique: Fluviatile, Littorale et Marine*, Institut de Géologie, Université de Fribourg, 353-419.

Mutti, E.; Tinterri, R.; Remacha, E.; Mavilla, N.; Angella, S. y Fava, L. (1999): An introduction to analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Note Series*, 39, 97.

Nakayama, K. (1999): Sand-and mud-dominated alluvial-fan deposits of the Miocene Seto Porcelain Clay Formation, Japan. En N. D. Smith y J. Rogers (eds.), *Fluvial Sedimentology VI*. *IAS Spec. Publ.,* 28, 393-407.

Nemec, W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. En A. Colella y D. B. Prior (eds.), *Coarse-Grained Deltas*. *IAS Spec. Publ.,* 10, 29-73.

Nemec, W. y Steel, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mas-flow deposits. En E. H. Koster y R. J. Steel (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Can. Soc. Petr. Geol., Mem.,* 10, 1-31.

Nemec, W. y Postma, G. (1993): Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. En C. Puigdefábregas y M. Marzo (eds.), *Alluvial Sedimentation*. *IAS Spec. Publ.,* 17, 235-276.

Nichols, G. (2005): Tertiary alluvial fans at the northern margin of the Ebro Basin: a review. En A. M. Harvey, A. E. Mather y M. Stokes (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology*, *Dynamics*. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.,* 251, 187-206.

Nichols, G. y Thompson, B. (2005): Bedrock lithology control on contemporaneous alluvial fan facies, Oligo-Miocene, southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 52, 571-585.

Nilsen, T. H. (1969): Old Red Sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian district, western Norway. *Sedim. Geol.,* 3, 35-57.

Nilsen, T. H. (1982): Alluvial fan deposits. En P. A. Scholle y D. Spearing (eds.), *Sandstone Depositional Environments*. *AAPG Mem.,* 31, 49-86.

Nilsen, T. H. y Moore, T. E. (1984): *Bibliography of alluvial-fan deposits*. Ed. Geo Books. Norwick.

Normark, W. R. (1986): Devonian basins of western Norway-sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics,* 36, 207-224.

Olsen, H. (1987): Ancient ephemeral stream deposits; a local terminal fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in the Tonder 3, 4 and 5 wells, Denmark. En L. Frostick y I. Reid (eds.), *Desert sediments, Ancient and Modern*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.,* 35, 69-86.

Ouchi, S. (1985): Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 504-515.

Pack, F. J. (1923): Torrential potential of desert waters. *Pan-American Geologist,* 40, 349-356.

Palmer, B. A.; Purves, A. M. y Donoghue, S. L. (1993): Controls on accumulation of a volcaniclastic fan, Ruapehu composite volcano, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, 55, 176-189.

Paola, C.; Heller, P. L. y Angevine, C. L. (1992): The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial fans, 1. - Theory. *Basin Research*, 4, 73-90.

Parkash, B.; Awasthi, A. K. y Gohain, K. (1983): Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kuruskhetra district, Haryana, India. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems*. *IAS Spec. Publ.,* 6, 337-344.

Parkash, B.; Sharma, R. P. y Roy, A. K. (1980): The Siwalik Group (Molasse)- sediments shed by the collision of continental plates. *Sedim. Geol.,* 25, 127-159.

Parker, G.; Paola, C.; Whipple, K. X. y Möhrig, D. (1988): Alluvial fan formed by channelized fluvial and sheet flow. *J. Hydraulic Engineering,* 124, 985-995.

Pérez Lacunza, E. y Colombo, F. (2001): Variaciones del estilo deposicional en el grupo aluvial Scala Dei, Cuenca del Ebro (Provs. de Tarragona y Lleida): características y significado sedimentológico. *Geogaceta*, 30, 211-214.

Postma, G. (1984): Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, southeastern Spain. En E. H. Koster y R. J. Steel (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Can. Soc. Petr. Geol., Mem.,* 10, 237-255.

Postma, G. y Roep, T. B. (1985). Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *J. Sedim. Petrol.*, 55, 574-885.

Puigdefábregas, C. (1975): *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, CSIC, 104.

Rachocki, A. H. (1981): *Alluvial fans*. New York, John Wiley and Sons.

Renard, K. G. y Keppel, R. V. (1966): Hydrographs od ephemeral streams in the Southwest. *J. Hydraul. Div. ASCE*, 92, 33-52.

Reynolds, S. A.; Galloway, W. E. y Glasford, J. L. (1989): Genetic Stratigraphic Sequences in Non Marine Basins. *Abstracts of 28th Int. Geol. Congr. Washington*, 2, 691-692.

Rhee. C. W. y Chough, S. K. (1993): The Cretaceous Pyonghae basin, southeast Korea. *Sedim. Geol.*, 85, 37-52.

Riba, O. (1974): Tectonogenése et sedimentation: deux modéles de discordances syntectoniques pyreneennes. *Bull. Soc. Géol. France*. *S2, Sec. I,* 4, 353-401.

— (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener. Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedim. Geol.*, 15, 213-233.

— (1989): Las discordancias sintectónicas como elementos del análisis de cuencas. En A. Arche (ed.), *Sedimentología*. «Nuevas tendencias» CSIC, 12, 498-522.

Richards, M.; Bowman, M. y Reading, H. (1998): Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 689-717.

Ritter, J. B.; Miller, J. R.; Enzel, Y. y Wells, S. G. (1995): Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution. *Geology*, 23, 245-248.

Rivenaes, J. C. (1997): Impact of sediment transport efficiency on large-scale sequence architecture: results from stratigraphic computer simulation. *Basin Research,* 9, 91-105.

Robles, S. (1982): Estudio comparativo del sistema aluvial del borde suroccidental de Los Catalánides en la transversal de Prat de Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de Pobla de Segur (Prepirineo de Lérida). *Acta Geol. Hisp*., 17, 225-269.

Rosell, J. y Riba, O. (1966): Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de La Pobla de Segur (provincia de Lérida). *Actas del V Congr. Intern. de Estudios Pirenaicos. Jaca-Pamplona*. Inst. Estudios Pirenaicos, CSIC, Zaragoza.

Rust, B. R. (1978): A classification of fluvial channel systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem*., 5, 187-198.

— (1979): Facies models 2. Coarse alluvial deposits. En R. G. Walker (ed.), *Facies models*. *Geoscience Canada Reprint Series*, 1, 9-21.

Ryder, J. M. (1971): The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian J. Earth Sciences*, 8, 279-298.

Sadler, S. P. y Kelly, S. B. (1993): Fluvial processes and ciclicity in terminal fan deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedim. Geol.,* 85, 375-386.

Sáez, A. y Riba, O. (1986): Depósitos aluviales y lacustres paleógenos del margen pirenaico catalán de la Cuenca del Ebro. *XI Congr. Español de Sedimentología*, Barcelona. *Guía de las excursiones,* 6. 1-6. 29.

Scott, K. M. y Gravlee, G. C., Jr. (1968): Flood surge of the Rubicon River, California-hydrology, hydraulics and boulder transport. *US Geol. Survey Prof. Paper,* 422-M, 1-40

Schumm, S. A. (1961): Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral stream channels. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 352-C. 31-70.

— (1963): Sinuosity of alluvial rivers of the Great Plains. *Geol. Soc. Amer. Bull*., 74, 1089-1100.

— (1968): Speculations concerning palaeohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull*., 79, 1573-1588.

— (1977): *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338.

— (1981): Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. *SEPM Spec. Publ*., 31, 19-29.

— (1993): River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *J. Geology*, 101, 279-294.

Schumm, S. A. y Rea, K. (1995): Sediment yield from disturbed earth systems. *Geology*, 23, 391-394.

Sestini, G. (1970): Postgeosynclinal deposition. *Sedim. Geol*., 4, 481-520.

Shaoping, C. y Guizhi, Y. (1999): Segmented variations in tectonic geomorphology of Daton-Yangiyuan fault zone, NW Beijing, China. *J. Balkan Geophysycal Soc.,* 2, 46-62.

Shukla, U. K.; Singh, I. B.; Sharma, M. y Sharma, S. (2001): A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga Megafan. *Sedim. Geol.,* 144, 243-262.

Sieh, K. E. (1978): Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallet Creek, California. *J. Geophys. Res*., 83, 3907-3939.

Silva, P. G.; Goy, J. L. y Zazo, C. (1992): Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la depresión tectónica del Guadalentín. Murcia, SE España. *Geogaceta*, 11, 67-70.

Silva, P. G.; Goy, J. L.; Somoza, L.; Zazo, C. y Bardají, T. (1993): Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.

Singh, H.; Parkash, B. y Gohain, K. (1993): Facies analysis of the Kosi megafan deposits: *Sedim. Geol*., 85, 87-113.

Sneh, A. (1983): Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *J. Sedim. Petrol.,* 53, 1271-1279.

Spalletti, L. A. (1972): Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, prov. de Jujuy. *Rev. Mus. La Plata (N. S.) Sec. Geol*., 8, 137-225.

— (1979): Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la Sierra de Maz, La Rioja. *Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba*, 53, 167-202.

Stanistreet, I. G.; Cairncross, B. y McCarthy, T. S. (1993): Low sinuosity and meandering bedload rivers of the Okavango fan: channel confinement by vegetation levees without fine sediment. *Sedim. Geol*., 85, 135-156.

Stanistreet, I. G. y McCarthy, T. S. (1993): The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedim. Geol.,* 85, 115-133.

Steel, R. J. (1974): New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean province, Scotland. *J. Sedim. Petrol.*, 44, 336-357.

— (1987): Vertical sequence motifs and skewed geometry in alluvial fan bodies along strike-slip transfer fault zones. *Alluvial fans and their tectonic controls. Joint meeting BSRG-TSG, Bristol University*. Abstracts, 18.

Steel, R. J. y Aasheim, S. M. (1978): Alluvial sand deposition in rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). En A. D. Miall (ed.), *Fluvial sedimentology*. *Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem.,* 5, 385-412.

Steel, R. J. y Gloppen, T. G. (1980): Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: Signs of strike-slip tectonics during infilling. En P. F. Ballance y H. G. Reading (eds.), *Sedimentation in oblique-slip mobile zones. IAS Spec. Publ.,* 4, 79-103.

Steel, R. J.; Maehle, S.; Nilsen, H.; Roe, S. L. y Spinnagr, A. (1977): Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: sedimentary responde to tectonic events. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1124-1134.

Steel, R. J. y Nemec, W. (1987): A field guide to Hornelen basin (Devonian). En R. J. Steel y W. Nemec (eds.), *International Symposium on Fan Deltas. Sedimentology and Tectonic setting*, Bergen, 3-58.

Steel, R. J. y Wilson, A. C. (1975): Sedimentation and tectonism (Permo-Triassic) on the margin of the north Minch basin Lewis. *J. Soc. Geol. London*, 131, 183-202.

Stokes, M. y Mather, A. E. (2000): Response of Plio-Pleistocene alluvial systems to tectonically induced base-level changes, Vera Basin, SE Spain. *J. Geol. Society, London*. 157, 303-316.

Surrel, A. (1841): *Etude sur les torrents des Hautes Alpes*. Première édition, Paris.

Tanner, W. F. (1976): Tectonically significant pebble types: sheared, pocked and second-cycle examples. *Sedim. Geol.,* 16, 69-83.

Tapia, A. (1935): Pilcomayo; contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. *Dirección de Minería y Geología. Boletín* 40, 124.

Tooth, S. (1999): Floodouts in Central Australia. En A. J. Miller y A. Gupta (eds.), *Varieties of Fluvial Form*. Wiley and Sons, Chichester, 219-247.

— (2000): Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Sci Reviews*, 51, 67-107.

Tooth, S. y Nanson, G. C. (1999): Anabranching rivers of the Northern Plains of arid central Australia. *Geomorphology*, 29, 211-233.

Trauth, M. H.; Alonso, R. A.; Haselton, K. R.; Hermanns, R. L. y Strecker, M. R. (2000): Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. *Earth and Planetary Sci. Lett.,* 179, 243-303.

Trewin, N. H. (1993): Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies with the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Antarctica. *Sedim. Geol.,* 85, 387-400.

Tunbridge, I. P. (1984): Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. *Sedimentology*, 31, 697-715.

Twidale, C. R. (1968): Pediments. En R. W. Fairbridge (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology,* Reinhold Publishing Corporation, New York, 817-818.

Vergés, J. y Riba, O. (1991): Discordancias sintectónicas ligadas a cabalgamientos: modelo cinemático. *I Congr. Grupo Español del Terciario. Comunicaciones*, 341-345.

Viseras, C. y Fernández, J. (1995): The role of erosion and deposition in the construction of alluvial fan sequences in the Guadix Formation (SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 74, 21-33.

Viseras, C.; Calvache, M. L.; Soria, J. M. y Fernández, J. (2003): Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic cordillera, Spain. *Geomorphology,* 50, 181-202.

Vos, R. G. (1975): An alluvial plain and lacustrine model from the Precambrian Witwatersrand deposits of South Africa. *J. Sedim. Petrol.*, 45, 480-493.

Wallace, R. E. (1978): Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *US Geol. Surv. Journal of Research*, 6, 637-650.

Wasson, R. J. (1974): Intersection point deposition on alluvial fans. An Australian example. *Geografiska Annaler*, 56, 83-92.

— (1977): Late-glacial alluvial fan sedimentation in Lower Derwent Valley, Tasmania. *Sedimentology*, 24, 781-799.

— (1979): Sedimentation history af the Mundi Mundi alluvial fans western New South Wales. *Sedim. Geol.,* 22, 21-51.

Whipple, K. X. y Dunne, T. (1992): The influence of debris-flow rheology on fan morphology. Owen Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 104, 887-900.

Whipple, K. X.; Parker, G. y Paola, C. (1995): Experimental study of Alluvial Fans. *Proceedings from Hayards Conference,* Y, 221-233. Korea.

Wells, N. A. y Dorr, J. A. (1987): Shifting of the Kosi River, Northern India. *Geology,* 15, 204-207.

Wells, S. G. y Harvey, A. M. (1987): Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwestern England. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 182-198.

Williams, G. E. (1969): Characteristics and origin of a Precambrian pediment. *J. Geology*, 77, 183-207.

Wright, V. P. y Alonso Zarza, A. M. (1990): Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits; a tool for interpreting ancient sequences. *J. Geol. Soc., London*, 147, 8-10.

Yuste, A.; Luzón, A. y Bauluz, B. (2004): Provenance of Oligocene-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. *Sedim. Geol.,* 172, 251-268.

VII

Sistemas aluviales de baja sinuosidad

por Yolanda Sánchez-Moya* y Alfonso Sopeña**

INTRODUCCIÓN

En las clasificaciones tradicionalmente más utilizadas como las establecidas por Rust (1978a), Schumm (1981), Miall (1981 y 1992), se consideran sistemas aluviales de baja sinuosidad, los ríos entrelazados o trenzados (*braided,* figura 7.1) y los rectos. Sin embargo, esta tipificación ha sido discutida (Bristow, 1987; Bridge, 1993 y 2003) y de hecho, los sistemas rectos ya no se incluyen en trabajos imprescindibles como *The Geology of Fluvial Deposits* de Miall (1996) o *Rivers and Floodplains* de Bridge (2003). Ambos autores, con aproximaciones a los sistemas fluviales muy diferentes, coinciden, sin embargo, en excluir los canales rectos o considerarlos el comienzo de la evolución de cualquier otro sistema, razón por la cual son muy raros en la naturaleza (Bridge y Demicco, 2008).

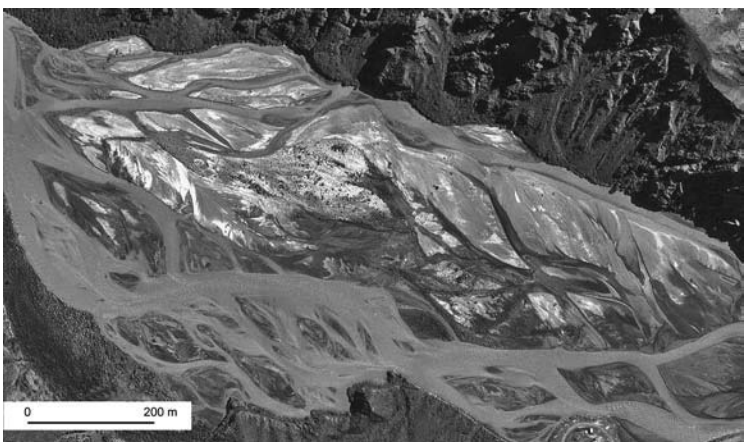


Figura 7.1. Ejemplo de sistema entrelazado, río San Juan, Argentina.

En trabajos sobre ríos actuales, en experimentos de laboratorio (Leopold y Wolman, 1957; Schumm y Khan, 1972; Ikeda, 1975; Schumm, 1981; Ashmore, 1991; Ferguson y Werritty, 1983; Fujita ,1989; Bridge 1993, 2003) o en los modelos teóricos recientes (Fukuoka, 1989; Tubino *et al.,* 1999), se demuestra que los distintos tipos de canales aluviales forman parte de una solución de continuidad. Los diferentes patrones fluviales proceden de canales rectos por erosión lateral de los cauces y generación rápida de barras alternas (Bernini *et al.,* 2006). Según Bridge (2003), el lecho fluvial evoluciona inicialmente hacia una geometría estadísticamente constate y compuesta de filas simples o múltiples, de barras lobuladas alternas *(alternate bars),* en equilibro con el flujo y las condiciones de transporte (figura 7.2). Desde esta perspectiva, los sistemas rectos carecen de entidad propia y es más adecuado hablar de sistemas inestables *(wandering river)* o de sistemas de baja sinuosidad con barras alternas (Miall, 1996). Este capítulo se centra pues, en la revisión de los sistemas de baja sinuosidad, mono o multicanal, es decir en los sistemas entrelazados también llamados trenzados por otros autores y *braided* en la literatura escrita en inglés. Desde un punto de vista económico, los depósitos producidos por este tipo de ríos tienen interés como acuíferos, yacimientos de áridos e hidrocarburos y otras clases de depósitos minerales.

* Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. José Antonio Nováis, 2. Universidad Complutense, 28040 Madrid. E-mail: yol@geo.ucm.es.

** Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. José Antonio Nováis, 2. Universidad Complutense, 28040 Madrid. E-mail: sopena@geo.ucm.es.

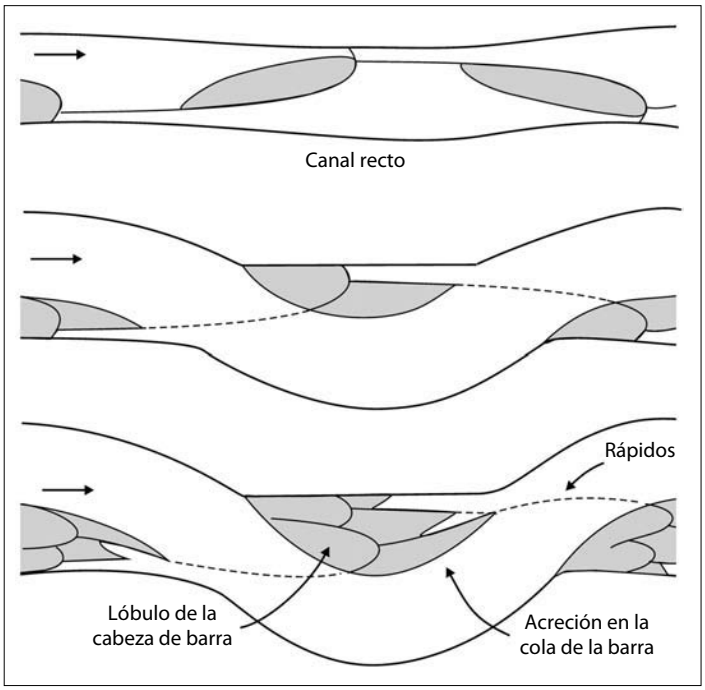


Figura 7.2. Esquema de evolución del patrón fluvial de un canal recto. Crecimiento de barras alternas, erosión lateral de las orillas, ensanchamiento del canal y aumento de la sinuosidad. Modificado de Bridge (2003).

SISTEMAS ENTRELAZADOS

Los sistemas entrelazados o trenzados *(braided),* se caracterizan por canales amplios y poco profundos, en los que durante los períodos aguas bajas se observan múltiples cursos que se bifurcan y reagrupan entorno a barras o islas (figura 7.1). En general, se definen como cursos de agua de múltiples canales y baja sinuosidad (Rust, 1978a y b).

Los ríos entrelazados pueden transportar carga de fondo de gravas, de arenas o mixta y muestran una amplia variedad de escalas, desde llanuras de apenas decenas de metros de ancho, hasta decenas de kilómetros. Este último es el caso de grandes sistemas aluviales, como por ejemplo, el río Brahmaputra. Los caudales, las altas tasas de transporte de sedimentos y las elevadas pendientes de las áreas por las que discurren, producen flujos con capacidades erosivas elevadas y, por tanto, los sistemas entrelazados son muy dinámicos. Tienen tasas de sedimentación altas y en ellos los cambios morfológicos son rápidos en comparación con otros tipos de ríos.

Hoy día, los sistemas aluviales de tipo entrelazado se forman en áreas de drenaje con caudales muy variables y con cubierta vegetal escasa. Sin embargo, en épocas anteriores al Carbonífero, tuvieron también un gran desarrollo en regiones húmedas en las que todavía no existía una cubierta vegetal importante y las lluvias frecuentes favorecieron su formación.

El término entrelazado incluye los ríos bien definidos y los sistemas de canales dispersos, tanto en abanicos aluviales, como en llanuras aluviales. Este tipo de depósitos aluviales se acumulan en tres ambientes principales: ríos entrelazados, abanicos aluviales y llanuras aluviales. Los primeros están, con frecuencia, confinados por los laterales de un valle y cubren la mayor parte de su fondo durante las etapas de inundación. Los abanicos y las llanuras se extienden sobre áreas amplias y generalmente no confinadas. Durante una única etapa de avenida, lo habitual es que no se inunde toda su superficie (figura 7.3). La superficie del abanico o de la llanura aluvial se cubre durante períodos de tiempo relativamente cortos. Los abanicos difieren de las llanuras en que son formas localizadas, con una morfología delimitada, de forma cónica y centrada en un ápice. Con frecuencia, los abanicos y las llanuras aluviales de tipo entrelazado están relacionados en sentido distal.

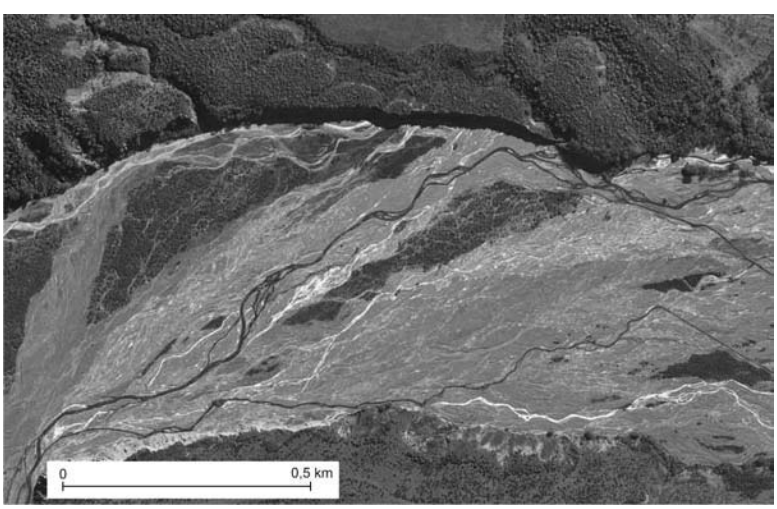


Figura 7.3. Llanura aluvial de tipo entrelazado. Río Toro, provincia de Salta, Argentina.

Durante las últimas décadas se han producido avances significativos en el conocimiento de los ríos entrelazados gracias a la utilización de nuevas metodologías y técnicas de trabajo. El empleo, entre otros, del geo-

radar (GPR, *Ground Penetrating Radar*), de las nuevas herramientas para la obtención de imágenes de sondeos, de la fotogrametría digital y del *doppler* acústico, han permito obtener información sedimentológica tridimensional y estudiar los procesos durante los períodos de inundación a diferentes escalas espaciales y temporales. Además, el uso de modelos teóricos y experimentales en laboratorio, ha incrementado el conocimiento sobre el comportamiento del flujo y de los mecanismos de comienzo y evolución de los canales (Lane *et al.,* 1994, 2001, 2003; Martin y Church, 1996; Stojic *et al.,* 1998; Westaway *et al.,* 2000).

SIGNIFICADO DEL TÉRMINO ENTRELAZADO *(BRAIDED)*

Cuando se analizan y comparan las acepciones que diferentes autores han utilizado para definir los sistemas entrelazados, se observa una cierta confusión. En primer lugar, el término entrelazado implica un determinado estilo fluvial en planta. Leopold y Wolman (1957) definieron los sistemas entrelazados como «aquellos que tienen dos o más canales anastomosados alrededor de islas». Para Lane (1957), son sistemas caracterizados por varios canales que se dividen y reagrupan entorno a barras o islas y que dibujan un patrón entrelazado desde el aire. Brice (1964), subrayó la importancia de definir el tamaño de las islas en relación con la anchura del canal y la necesidad de distinguir entre las formadas dentro del canal y aquellas que se generan por desviaciones en el cauce. Schumm (1977) intentó sintetizar las definiciones anteriores y precisó que los ríos entrelazados son sistemas con carga de fondo y canal único que durante el régimen de flujo bajo muestran barras o islas vegetadas a diferencia de los ríos con múltiples canales, o anastomosados, en los cuales, cada canal presenta su propio estilo. Finalmente Ashmore (1991), definió los sistemas entrelazados, como la bifurcación característica del flujo y/o de la carga transportada a lo largo del lecho del canal y alrededor de partes inactivas de su fondo, sin que ello necesariamente implique la exposición de una barra inactiva por encima de la superficie de agua. Todo lo anterior demuestra de forma clara, la necesidad de sistematizar los conceptos y precisar el tipo de morfologías que se utilizan para definir los sistemas entrelazados.

En primer lugar, para comprobar que un sistema es entrelazado, hay que determinar el segmento del canal que se empleará para su definición y el estado de flujo en que se encuentra el río. Los canales y las barras, presentan una morfología diferente según la altura del agua y además, cambian a lo largo del año. La dificultad inherente al reconocimiento de los cambios en la geometría del canal y a las modificaciones de las barras con el transcurso del tiempo, producen con frecuencia errores en la precisión del tipo de río.

El arquetipo de canal se define normalmente empleado mapas o fotografías aéreas que muestran el sistema fluvial en un determinado momento en el tiempo. El ideal es disponer de medidas de todas las características del canal durante todos estadios de flujo y durante un período de tiempo suficiente. Tradicionalmente, para definir este tipo de ríos y su grado de complicación, se ha empleado un parámetro conocido como índice de entrelazamiento o índice *braiding,* establecido en función de las islas o barras dentro del canal. Sin embargo, su cálculo no es inmediato y la jerarquía de los elementos a considerar es, cuanto menos, confusa. Primero es necesario precisar el significado de algunos conceptos como barras, islas fluviales y sus jerarquías, etc.

NOMENCLATURA

A continuación se revisan algunos de los elementos más utilizados en los sistemas entrelazados, bien porque suelen ser objeto de confusión, bien porque se usan de forma diferente por los diversos autores que tratan este tipo de ríos y es necesario aclarar la forma en que se emplean aquí.

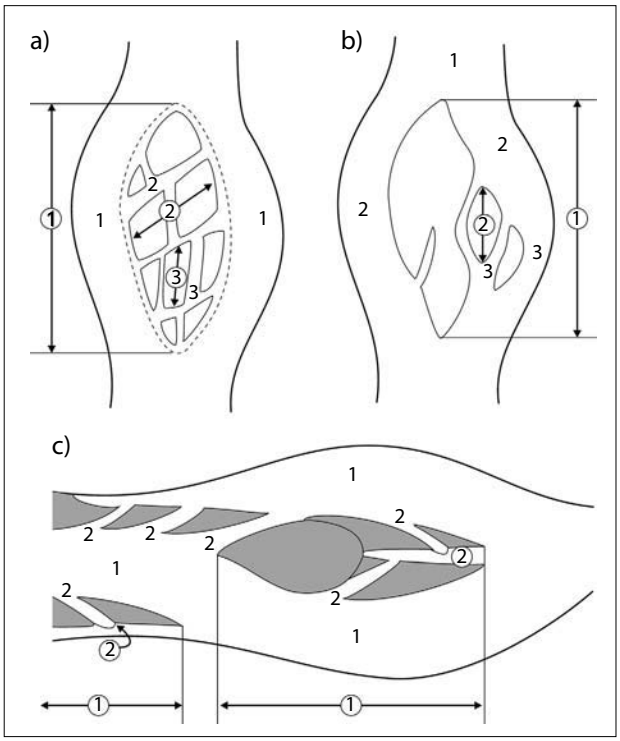


Figura 7.4. Diferentes jerarquías de barras y canales. Los números dentro de los círculos hacen referencia a la jerarquía de las barras, los otros números a la de los canales: a) según Williams y Rust (1969); b) según Bristow (1987); c) ordenación alternativa según Bridge. Modificado de Bridge (1993).

Barras

Tradicionalmente han recibido nombres diversos según su morfología y posición dentro del canal: longitudinales, transversales, linguoides, medias, laterales de diversos rangos, etc. Por ejemplo, Brice (1964) definió las *mid-channel bars*[1] como elevaciones no vegetadas y sumergidas en la etapa de máximo caudal con el canal lleno (*bankfull*). Este tipo de nomenclatura deviene en ambigua y difícil de aplicar en muchos casos. Además la forma y geometría interna de muchas de ellas es de gran complicación y la asignación a un tipo determinado sin disponer de suficientes datos tridimensionales, es siempre arriesgado. El vocabulario de las barras y de sus distintas jerarquías (figura 7.4) es complejo. Actualmente se tiende a emplear barra simple o unitaria *(single braid bar o unit bar),* barra compuesta *(compound bar),* y asociaciones de barras que podrían denominarse ensambladas o múltiples *(bar assemblages o multiple bar)*. En todo caso las barras son: unidades detríticas de geometría y composición variable que separan la corriente de agua de los distintos canales, migran sobre todo durante los momentos de mayor caudal, y acumulan e intercambian sedimento con el flujo del río. El detalle de cada una de estas formas se explica más adelante.

Islas

Es necesario aclarar también los conceptos de barra e isla. En general, se considera que las islas están vegetadas y no se cubren por el agua durante las etapas normales de crecida del río. Se diferencian, por tanto, de las barras, en que éstas se cubren durante las avenidas estacionales y apenas tienen vegetación sobre la superficie o es oportunista. Sin embargo, el desarrollo de la vegetación está controlado por el tiempo de emersión de la superficie de la barra, por el tipo de sedimento y por la flora disponible para la colonización. Estos factores a su vez dependen del clima y, por tanto, de la duración de los períodos de erosión y sedimentación del sistema.

Es muy difícil valorar cuándo una barra se convertirá en una isla, o incluso cuando puede dejar de serlo. Además, esta distinción entre barras e islas puede separar de forma artificial formas sedimentarias que tienen una geometría y génesis común. Brice (1964) denominó islas transitorias a las barras no vegetadas y estables a las vegetadas. También se han llamado islas inestables o estables. Todos estos términos implican una relación entre erosión y sedimentación en el canal y por ende, de la tasa de migración del mismo. Sin embargo, ninguno de ellos ha sido definido de forma objetiva. Es decir, la distinción entre barras e islas puede resultar complicada y aunque el criterio de la vegetación es de utilidad en muchos casos, en otros la estabilidad de la barra es discutible. Por tanto, aunque el empleo de esta terminología es todavía común, de acuerdo con Bridge (2003), estos criterios tan subjetivos deberían reemplazarse por medidas cuantitativas de la tasa de creación, migración y destrucción de las barras

[1] Los autores creen que hay casos en los que traducción de algunos términos ingleses puede producir confusión y se ha preferido esperar que exista un mayor acuerdo entre los especialistas que trabajan en estos temas.

en relación con el tiempo de actividad del canal, para fijar los límites en los que una barra es estable y puede ser considerada una isla

Índice de bifurcación. Empleo de entrelazado, anastomosado y *anabranching*

Para nombrar la bifurcación o separación de los canales alrededor de las barras o de las islas, se utilizan los términos ingleses *braiding* y *anatomosing* y sus traducciones al castellano entrelazamiento o anastomosamiento. Aunque se han empleado como sinónimos (Leopold y Wolman, 1957) ya se admite que hay una diferencia clara entre los sistemas con múltiples canales entrelazados que se dividen alrededor de barras o islas y aquellos que se dividen separando porciones de la llanura de inundación o anastomosados. Incluso, la división es más clara cuando se analizan los modelos de facies que se han descrito en medios de sedimentación actuales o en depósitos antiguos (Masake, 2001).

Mientras que los ríos entrelazados presentan barras o islas en general de perfiles convexos, en los sistemas anastomosados las islas tienen con frecuencia los bordes cóncavos. Además están constituidas por llanura de inundación y, por tanto, compuestas por material de grano más fino que el resto del sistema (Masake, 2001). Se caracterizan por canales individuales, normalmente sinuosos y sin divisiones, separados por porciones de llanura de inundación más grandes que cualquier tipo de barra (figura 7.5). A menudo se forman y desarrollan en condiciones de baja energía, hecho que también los diferencia de los sistemas entrelazados. El modelo de flujo y de transporte de sedimentos puede ser independiente entre unos canales y otros. Esto significa que cada canal puede presentar su propio patrón de sinuosidad y contener barras y carga sedimentaria diferente.

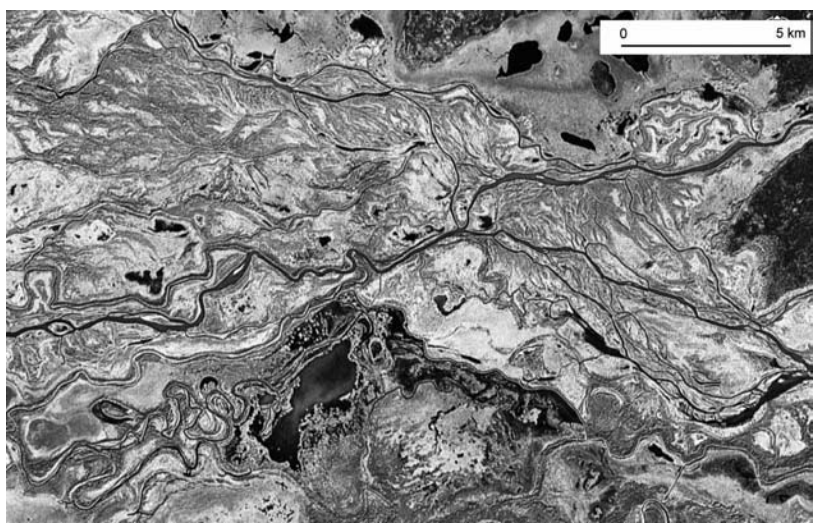


Figura 7.5. Tramo del río Saskatchewan, Canadá, que presenta un modelo anastomosado. Fotografía tomada de Google (2009).

Otro término confuso y que con frecuencia se ha empleado como sinónimo de entrelazado (Schumm, 1985) o incluso de ananastomosado (Bridge, 1993; Nanson y Knighton, 1996), es *anabranching*. No tiene una traducción precisa al castellano y, por tanto, se prefiere utilizarlo en inglés. Brice (1984) estableció este término para los canales que engloban islas con una anchura superior a tres veces la anchura del canal durante períodos en los que el nivel de agua discurre medio. Sin embargo, de acuerdo con Nanson y Knighton (1996), los anastomosados son un subgrupo de los sistemas *anabranching* con orillas estables e islas vegetadas que quedan expuestas, incluso durante los momentos de canal lleno *(bankfull)*. Smith y Smith (1980) y Rust (1981)

incluyeron los sistemas anastomosados dentro de los *anabranching* de baja energía y orillas cohesivas. En la actualidad, aunque es cierto que no existe consenso, la tendencia dominante es considerar que los sistemas anastomosados son una subdivisión de los *anabranching* (Nanson y Knighton, 1996; Wende y Nanson, 1998; Masake, 1998, 2001; Tooth y McCarthy, 2004).

Por último, conviene resaltar que los términos entrelazado y anastomosado no se excluyen mutuamente y en ocasiones no es fácil establecer la distinción entre ambos. En muchos sistemas entrelazados, como en el caso del Brahmaputra se reconocen tramos anastomosados relacionados con altas tasas de sedimentación y barras múltiples (Coleman, 1969 y Bristow, 1987). En estos casos el criterio empleado para discriminar entre sistemas entrelazados y anastomosados es la naturaleza de las islas.

MEDIDA DEL ÍNDICE DE ENTRELAZAMIENTO *(BRAIDING)*

Este índice intenta una medida del grado de entrelazamiento que presenta un sistema fluvial de baja sinuosidad. Se puede expresar de dos formas diferentes: por medio de medidas basadas en el número medio de canales activos o barras por sección del cinturón de canales, o utilizando la relación entre la suma de la longitud del canal en un tramo respecto a la longitud del valle (véase figura 6.4 del capítulo anterior). Una definición simple y muy utilizada es la de Ashmore (1991), para quien el índice de entrelazamiento es la media del número de canales activos a través de una sección del río. Una alternativa es, por ejemplo, la de Robertson-Rintoul y Richards (1993), quienes utilizan para establecer el grado de entrelazamiento la suma de las longitudes de todos los canales de un tramo considerado, dividida por la longitud del tramo.

Muchos autores han intentado mayores precisiones sobre la clasificación de este tipo de sistemas. Por ejemplo, Brice en 1984, hace una subdivisión entre «localmente entrelazados» y «generalmente entrelazados», fijando un valor límite un tanto arbitrario del parámetro de entrelazamiento en función de si las barras o las islas son dominantes y de la forma en planta de estas últimas. Rust (1978a) emplea «moderadamente entrelazado» y «altamente entrelazado» para valores del índice de entrelazamiento próximos a 3 y 7,5 respectivamente, pero esta separación también parece arbitraria. Kellerhals *et al.* (1976) proponen asimismo una definición según la distribución espacial de las islas. Introducen los conceptos de ocasional, frecuente, divididos y entrelazados, para describir la distribución de las islas, mezclando términos morfológicos y temporales. Algunas categorías son objetivas mientras que otras no.

Autor	Índice de entrelazamiento (braiding index)
Brice (1960 y 1964)	$\frac{2\,(\text{suma de la longitud de las barras o islas en un tramo})}{\text{longitud de la línea media del tramo}}$
Howard *et al.* (1970)	Media del número de canales en varias secciones del valle
Engelund y Skovgaard (1973) Paker (1976) Fujita (1989)	Modo = 2 (número de barras centrales) + + número de barras laterales por sección del valle
Rust (1978a)	Número de confluencias (uniones o divisiones) por longitud del valle
Hong y Davies (1979)	Sinuosidad total = $\frac{\text{longitud de los segmentos de canal}}{\text{longitud del valle}}$ Índice de entrelazamiento = número de confluencia o de canales en una sección del río
Mosley (1981)	Índice de entrelazamiento = $\frac{\text{longitud total de los canal}}{\text{longitud del canal principal}}$
Richards (1982)	Sinuosidad total = $\frac{\text{longitud total de los canales}}{\text{longitud del valle}}$
Ashmore (1991)	Media de canales activos por sección del valle
Friend y Sinha (1993)	Proporción de canales entrelazados = $\frac{\text{longitud total de los canales}}{\text{longitud del canal más ancho}}$

Tabla 7.1. Distintas formas de cálculo del índice de entrelazamiento (*braiding*).

En la tabla 7.1 Bridge (1993) resumió las fórmulas más empleadas por los diferentes autores para la determinación del índice de entrelazamiento. A pesar del grado de complicación al que se ha llegado en apariencia para este tipo de cálculos, la distinción entre sistemas no es tan difícil. Casi todos los autores están de acuer-

do en considerar entrelazados o trenzados *(braided),* a los ríos de canales múltiples con sinuosidad menor de 1,5. Si el valor de la sinuosidad de los canales es superior se denominan anastomosados (Rust, 1978a). Se recuerda que cuando el canal además es único, el río se llama meandriforme.

CONTROL DEL PATRÓN FLUVIAL EN SISTEMAS ENTRELAZADOS

Para explicar las razones por las que un río adopta una morfología entrelazada, se han propuesto diversos tipos de hipótesis. Unas relacionan el origen de los sistemas entrelazados con factores externos como el caudal, sus variaciones y el aporte de sedimentos (Ashmore, 1991). Otras sólo parten del análisis teórico de la estabilidad de las barras primarias (Parker 1976; Hayashi y Ozaki, 1980). Un último tipo se fija en los procesos sedimentarios y en las condiciones que se producen en el nacimiento de los sistemas entrelazados. Pero la mayoría, intentan explicar el carácter entrelazado relacionando la mayor cantidad de variables posibles: características ambientales de la cuenca hidrográfica, caudal, pendiente del canal o del valle, sinuosidad, relación anchura/profundidad, aporte de sedimentos, tamaño de grano y resistencia de las orillas (Lane, 1957; Leopold y Wolman, 1957; Howard *et al.,* 1970; Shumm y Khan, 1972; Chitale, 1973; Mosley, 1981; Ashmore, 1991).

El caudal y la pendiente son fácilmente mensurables y constituyen la base para la determinación del límite entre sistemas entrelazados y meandriformes, mientras que el aporte de sedimento es más difícil de cuantificar. En la figura 7.6 Bridge (2003) representa la pendiente del valle frente al caudal y, como puede observarse, el requisito esencial para el desarrollo de un sistema entrelazado es un valor del pendiente alto. Sin embargo, existen sistemas de este tipo en valles con pendientes bajas, aunque siempre, cuando el caudal es importante. Puede afirmarse, por tanto, que la condición principal para el desarrollo de los sistemas entrelazados es que la energía del flujo sea alta. Se ha observado también que los ríos con caudales muy variables muestran tendencia al desarrollo de un patrón entrelazado. En general las fluctuaciones rápidas van acompañadas de tasas de aporte de sedimentos altas porque se generan condiciones de erosión de los márgenes del canal y movimiento episódico e irregular de la carga de fondo. Sin embargo, aunque es cierto que con una variabilidad alta en el caudal los ríos tienden al modelo entrelazado, los ensayos en canales de experimentación han demostrado que los sistemas entrelazados no son exclusivos de este tipo de regímenes y también se forman con caudales constantes (Ashmore, 1991).

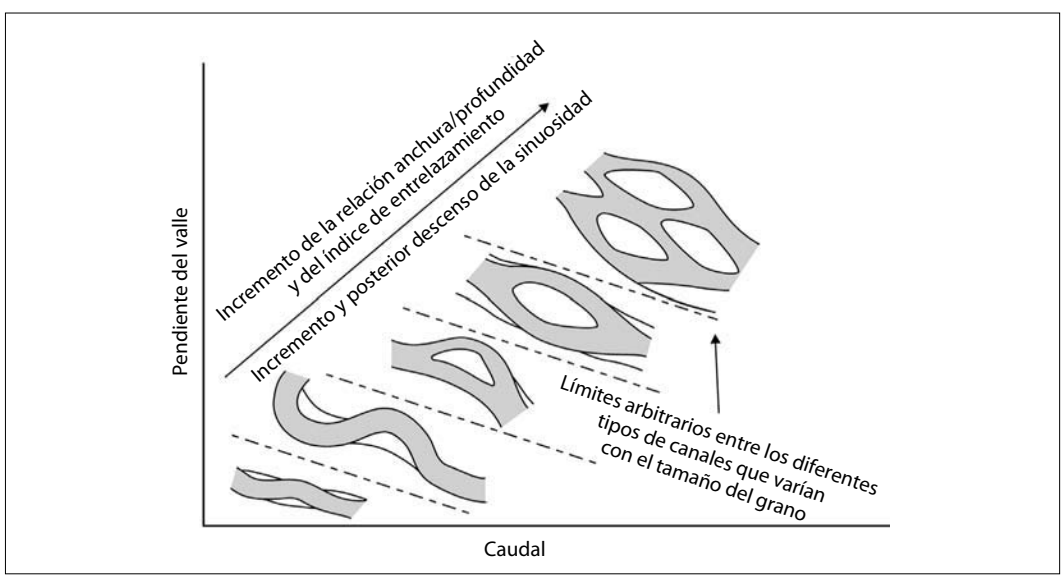


Figura 7.6. Diferentes estilos fluviales según la variación de la pendiente y el caudal. Modificado de Bridge (2003).

La distribución del tamaño de grano también juega un papel importante. El sedimento de pequeño tamaño de grano (arena), ofrece menor resistencia al movimiento y, por tanto, permite el desarrollo de sistemas entrelazados con pendientes y caudales más pequeños. Es decir, en general, los sistemas entrelazados que transportan de forma preferente arenas, se desarrollan en áreas de menor pendiente que aquellos que transportan grava.

EL CINTURÓN DE CANALES EN LOS SISTEMAS ENTRELAZADOS

En un río entrelazado el cinturón de canales se define como el área ocupada por el flujo en estado de canal lleno *(bankfull)* y comprende los canales activos, los parcialmente abandonados, las barras unitarias y/o compuestas y las asociaciones de barras. El resultado estratigráfico es un cuerpo sedimentario complejo, con una superficie basal erosiva y numerosas superficies de orden inferior que delimitan distintos tipos de barras y canales.

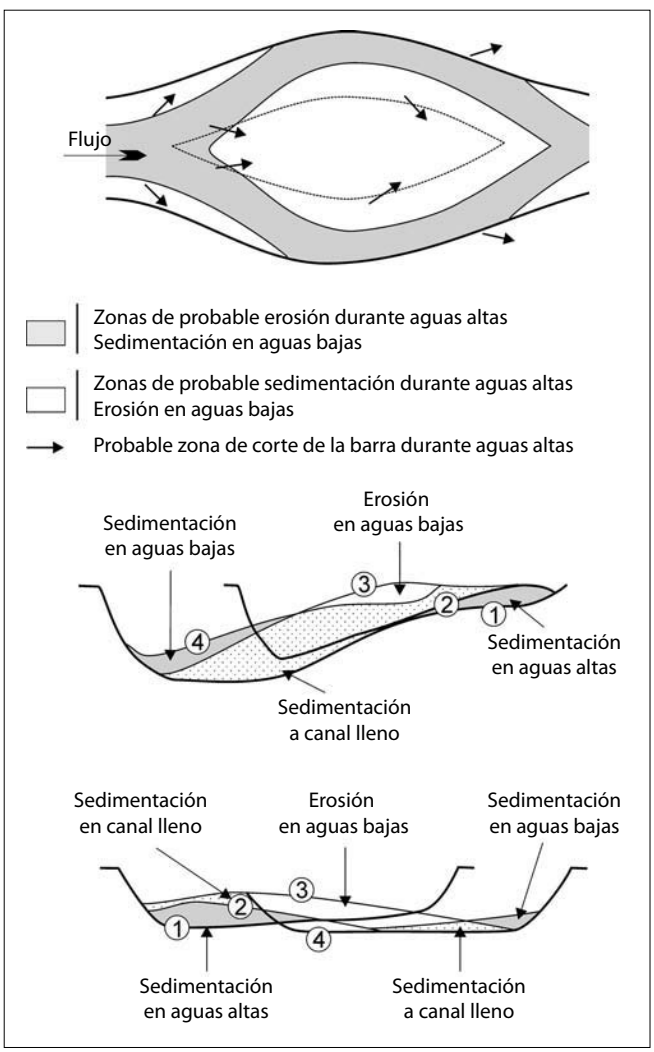


Figura 7.7. Situación teórica de las zonas de erosión y sedimentación en un canal entrelazado con una barra central durante un cambio del estado de flujo. Arriba vista en planta. Abajo secciones transversales: 1. configuración de aguas bajas; 2. configuración en aguas altas; 3. configuración en aguas altas, posterior erosión de las orillas y sedimentación en las barras; 4. configuración final en aguas bajas. Modificado de Bridge (1993).

Como consecuencia de la variación del caudal, las barras que migran dentro del cinturón de canales sufren cambios morfológicos importantes. Durante los estadios de flujo alto se produce erosión, sobre todo, en las zonas de máxima profundidad del canal, en las zonas de confluencia y en los extremos aguas arriba de las barras (cabecera o cabeza de la barra). En estas áreas hay sedimentación neta durante los momentos de aguas bajas (figura 7.7). Por el contrario, en las zonas topográficamente más elevadas se produce sedimentación durante los estadios altos de flujo y erosión en aguas bajas. También las orillas y los márgenes de las barras sufren transformaciones y procesos de erosión o sedimentación. La migración de los canales es episódica, puede ser rápida y lo mismo que la formación de algunos tipos de barras unitarias, puede producirse en un único evento de crecida. La apertura de nuevos canales, su ampliación o abandono, están directamente relacionados con el carácter episódico y a veces súbito de las variaciones de caudal.

Los depósitos del cinturón de canales incluyen los sedimentos de los cuerpos inclinados de gran escala acumulados por la migración de barras simples o compuestas y los rellenos de los canales que las circundan. Los cuerpos sedimentarios que representan las barras aparecen, en general, truncados lateralmente por rellenos de canales o por la base de otras formas (figura 7.8). Como puede observarse en estos ejemplos, el volumen de los depósitos de relleno de canal frente al de las barras, representa un pequeño porcentaje en el total de los depósitos del cinturón de canales. Por ejemplo, Lunt *et al.* (2004), estiman que para los sistemas entrelazados de gravas la proporción de las facies de relleno de canal es de solo el 5% de total de los depósitos del cinturón de canales.

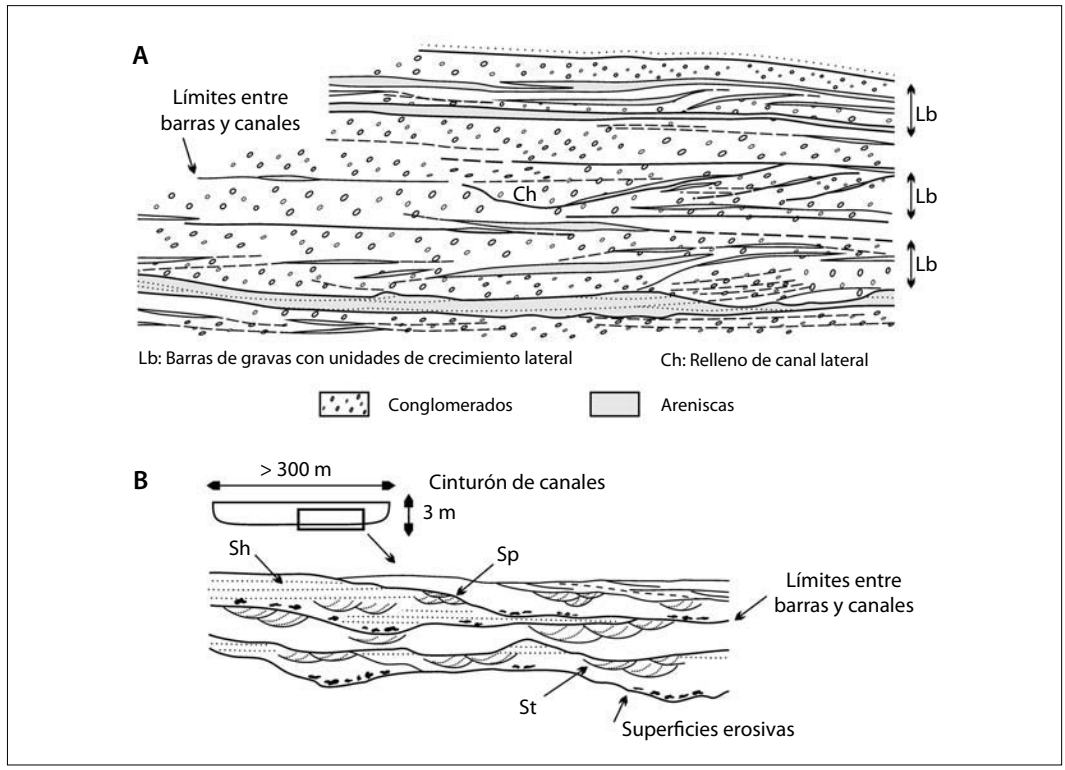


Figura 7.8. Ejemplos de arquitectura fluvial del Triásico de la cordillera Ibérica. A: ríos entrelazados de gravas según Ramos y Sopeña (1983). B: ríos entrelazados de arenas según Sánchez-Moya *et al.* (1996). Sp, Areniscas con estratificación cruzada planar; Sh, areniscas con laminación paralela; St, areniscas con estratificación cruzada de surco.

Los canales

La principal característica distintiva de los canales de los ríos entrelazados es su movilidad. Desde el punto de vista geométrico no difieren de otro tipo de canales, puesto que son esencialmente segmentos curvos unidos por zonas de convergencia (confluencia) y divergencia (bifurcación). Los tramos rectos son poco frecuentes. Sin embargo, hay que hacer notar que en un río de este tipo, el caudal de un canal individualmente considerado no guarda necesariamente una relación directa con el caudal de la totalidad del sistema (Mosley, 1982 y 1983). Puede permanecer inactivo aunque funcione el resto del sistema o recibir una pequeña parte del caudal total que fluye por el río en un momento dado.

La geometría de un segmento curvo de un canal en un sistema entrelazado, no difiere de la de uno sinuoso único. Igual que en otros sistemas, en los ríos entrelazados se pueden analizar las relaciones entre anchura de canal, la longitud de onda y el radio medio de curvatura. En general se acepta que la curvatura del canal en uno de los laterales de una barra es habitualmente 3 a 4 veces la relación longitud/anchura máxima de la barra. En muchos sistemas las dimensiones de las barras y, por tanto, los radios de curvatura de los canales, no sufren modificaciones importantes durante el régimen estacional de aguas bajas. No obstante, si un segmento de un canal entrelazado experimenta una reducción a largo plazo del caudal, puede desarrollar una serie de barras y curvas de menor longitud de onda que la inicial. De esta forma, puede configurarse un modelo anastomosado secundario que no se debe a un incremento en la tasa de sedimentación sino a un descenso continuado en el aporte hídrico.

En los sistemas entrelazados tienen especial importancia los procesos en las zonas de confluencia y bifurcación del flujo entre las barras (Bridge y Demicco, 2008), puesto que a partir

de aquí se generan las principales modificaciones y cambios del sistema durante los momentos de crecida. En la figura 7.9 Bridge (2003), resume las zonas y elementos más importantes que son: el ángulo de confluencia, la orientación relativa de los canales que confluyen, su anchura y profundidad, la velocidad de flujo y el caudal, la existencia de más de dos canales, la profundidad máxima, la anchura y la longitud de la zona erosiva de confluencia y el carácter de los laterales de las barras adyacentes a la zona de convergencia.

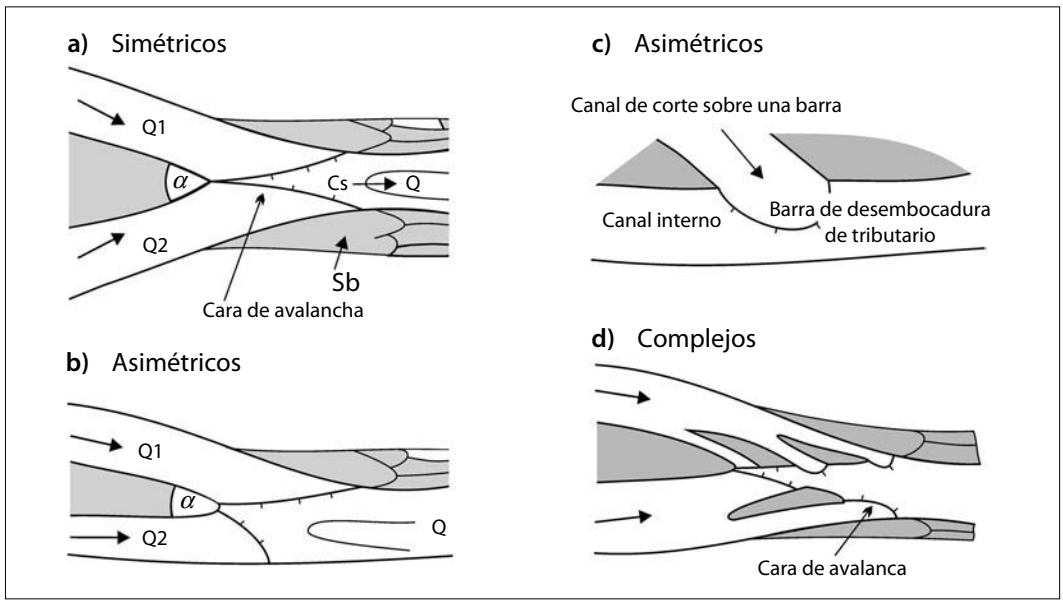
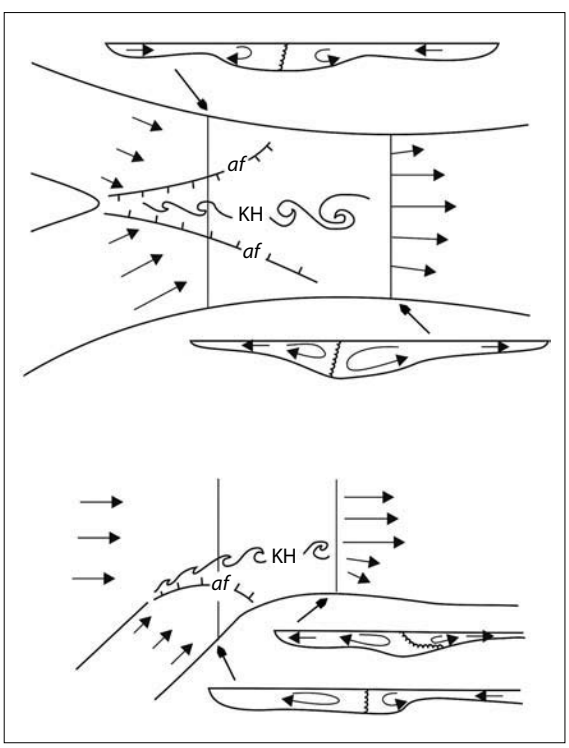


Figura 7.9. Geometría en planta de diversos tipos de confluencia de canales en ríos entrelazados. a) ángulo de convergencia; Q1 y Q2, caudales de los canales 1 y 2; Q, caudal total; Cs, zona de erosión. Modificado de Bridge (1993).



Todas estas variables son difíciles de determinar. Cambian con el tiempo y el caudal. Los ángulos de convergencia oscilan en un amplio rango entre 15° y 110° y se incrementan con el aumento de la sinuosidad de la zona de unión de los canales. El flujo en el área de confluencia presenta tres zonas diferenciadas: zona de entrada, de mezcla, y de separación de flujo. La zona de entrada es equivalente a la de rápidos en los canales sinuosos. Predomina la componente transversa del flujo y en ella se generan barras de desembocadura *(tributary mouth bar)* y barras de corte *(chute bar)* con caras de avalancha localizadas en la zona de convergencia. En general, sus líneas de cresta son oblicuas a la dirección del canal (figura 7.10). El modelo de flujo es complejo. Se generan vórtices secundarios, con ejes casi verticales y zonas de sedimentación adyacentes. La cara de avalancha del canal dominante puede ser casi paralela a su banco interno, migra hacia el interior y puede acabar bloqueando el canal menor.

Figura 7.10. Vista en planta y dos secciones del patrón de flujo idealizado durante el estadio de aguas altas en una zona de confluencia de tributarios. KH, zona de vórtices secundarios de ejes subverticales; af, caras de avalancha de las barras de desembocadura. Modificado de Best y Roy (1991).

El bloqueo puede producir un incremento en la erosión del borde externo de la zona de divergencia, con un cambio rápido en el modelo local de la sinuosidad si los márgenes son fácilmente erosionables. Durante los momentos de aguas bajas, las crestas de las barras se erosionan, sufren cortes, y en esta zona de confluencia se genera un patrón sedimentario complejo.

Desde el punto de vista geométrico, los depósitos de relleno de canal están lateralmente relacionados con los sedimentos de las barras por medio de superficies erosivas. A su vez, con frecuencia, su techo está truncado por la superficie de la base de una nueva barra que migra sobre el relleno de canal, o sobre cualquier depósito anterior (figura 7.8).

Desde el punto de vista de las facies, los rellenos de los canales mayores están constituidos principalmente por estratificación cruzada de media y pequeña escala (nomenclatura adoptada en este trabajo, según Ashely, 1990). Los sedimentos depositados en el interior de los canales de corte sobre las barras *(chute channel* o *cross-bar channel),* forman pequeños rellenos de canal constituidos por estratificación cruzada de diversos tipos en los sistemas que transportan gravas, y secuencias constituidas por mantos o láminas difusas de cantos, laminación paralela y estratificación cruzada, en los sistemas arenosos.

Las barras

Las barras son elementos sedimentarios del interior del cinturón de canales con longitudes proporcionales a la anchura de los canales adyacentes y con alturas comparables con su profundidad. Cuando se localizan dentro del canal o del cinturón de canales reciben el nombre genérico de *braid bar.* Si están adosadas al margen se denominan barras de punta o *point bar*. El o los canales y las barras principales o de primer orden, son los elementos más grandes dentro del cinturón. Los canales menores o de segundo orden cortan a las barras principales. Los canales sobre las barras *(cross-bar channels),* pueden a su vez contener barras de segundo orden (Bridge, 1993). En general, como ya se ha dicho con anterioridad, las barras, pueden ser formas sedimentarias simples, de génesis relativamente sencilla (Smith, 1974, 1978; Ashmore, 1982) o compuestas *(compound bars),* formadas por la unión de barras unitarias y de génesis compleja con varios episodios de erosión y sedimentación. Las barras ensambladas *(bar assemblages)* son áreas adyacentes a canales abandonados o a barras compuestas complejas que algunos autores consideran llanura de inundación. En la figura 7.11 pueden apreciarse algunos de estos elementos.

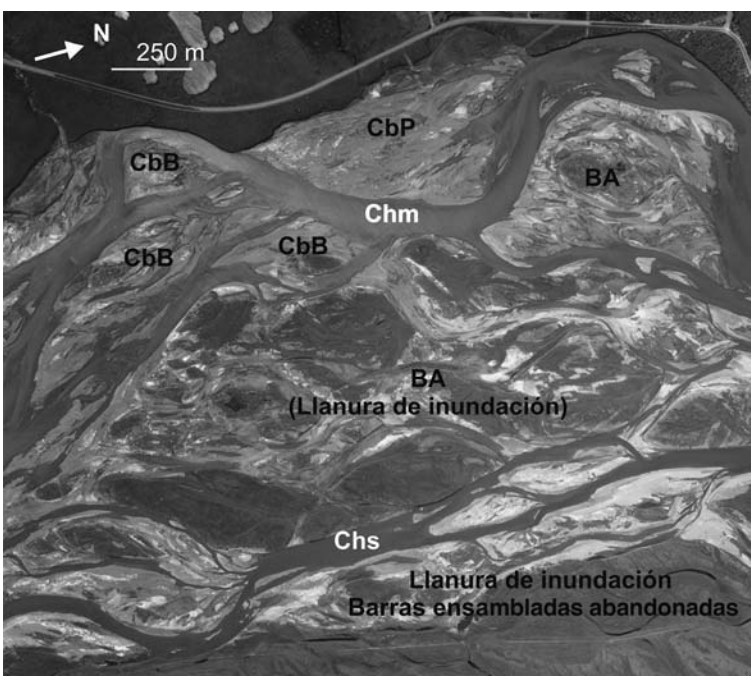


Figura 7.11. Fotografía aérea en la que se aprecian algunos elementos del cinturón de canales del río Sagavanirktok, Alaska. Chm, Canal principal; Chs, Canal secundario; CbP, Barra compuesta de tipo *point bar*; CbB, Barra compuesta de tipo *braid bar*; BA, Barra ensamblada. El flujo se dirige hacia la izquierda. Modificado de Lunt *et al.* (2004).

Tradicionalmente se han usado una multiplicidad de nombres para los distintos tipos de barras, atendiendo sobre todo a su geometría y a su posición con respecto al canal. La tendencia actual es a la simplificación y aunque persiste una cierta confusión, hoy muchos autores prefieren utilizar las categorías descritas. Además de su claridad, esta nomenclatura se adapta mejor a las morfologías observadas con georadar (figura 7.12).

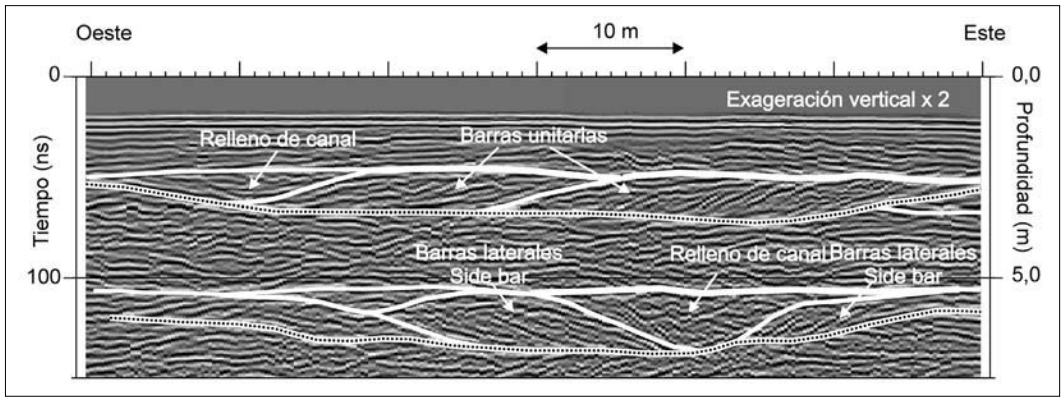


Figura 7.12. Imagen de geo-radar (110 MHz) de una sección transversal del río Sagavanirktok, Alaska. En la parte superior de la imagen se observan estratificaciones cruzadas de gran tamaño separadas por superficies de acreción lateral (barras unitarias). En la parte inferior se observan barras laterales en una zona de confluencia. Las superficies basales de erosión aparecen marcadas con línea de trazos y puntos. Modificado de Bridge (2003).

Barras unitarias

Las barras unitarias se definen como formas simples, con una historia evolutiva sencilla (Smith, 1978). En planta tienen una geometría elongada según la dirección flujo con un frente lobulado y un pequeño relieve sobre la superficie del agua (figura 7.13). En sección transversal sus dimensiones son de algunas decenas de metros, y en sección longitudinal desde decenas a cientos de metros. El espesor es, en general, métrico o decimétrico. Son asimétricas en sección transversal y, en general, desarrollan en el extremo aguas abajo una cara de avalancha. Según su forma específica o su posición en relación con el canal, se les ha llamado linguoides, transversas, diagonales, laterales de diversos tipos, ondas arenosas, alternantes, etc. (Ore, 1963; Coleman, 1969; Smith, 1971, 1974, 1978; Rust, 1972; Bluck 1976, 1979, 1982; Boothroid y Ashley, 1975; Hein y Walker, 1977; Cant y Walker, 1978; Church y Jones 1982; Bridge, 1993).

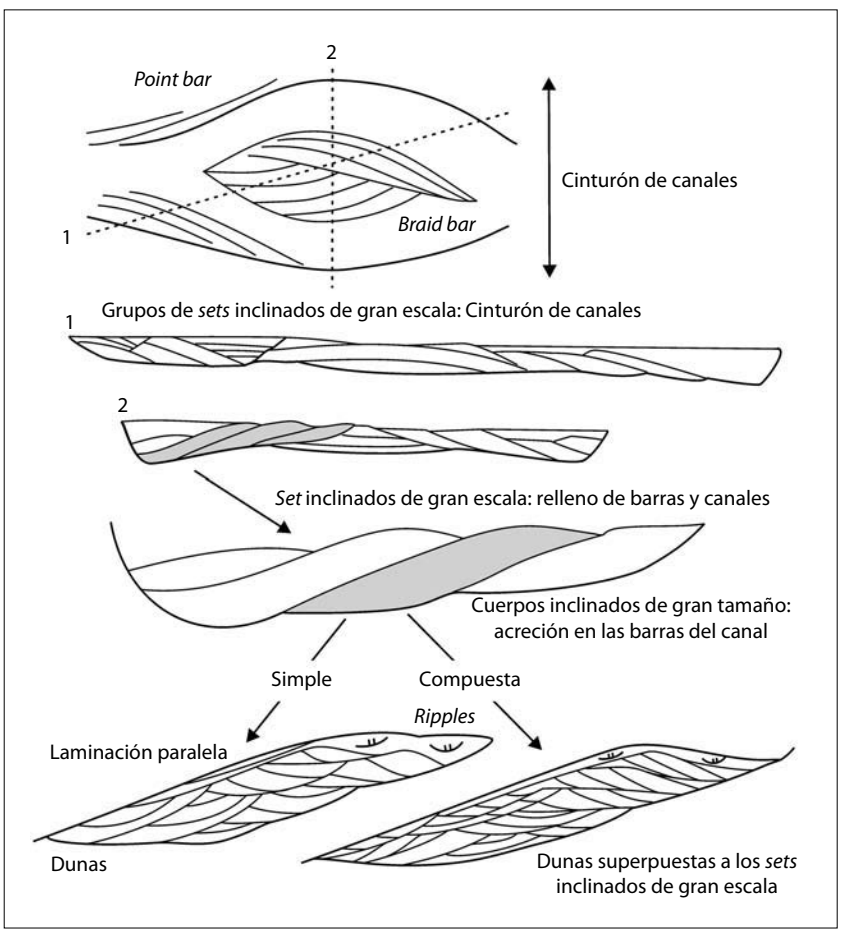


Figura 7.13. Distintos tipos de elementos que forman parte de los canales y de las barras de los sistemas entrelazados. Modificado de Bridge (1993).

Toda nomenclatura puede simplificarse y entenderse si se comprende cual es el origen y la evolución común de las formas. Según Bridge (2003), inicialmente un lecho fluvial evoluciona a hacia una geometría estadísticamente constante y compuesta de filas simples o múltiples de barras alternas, en equilibro con el flujo y las condiciones de

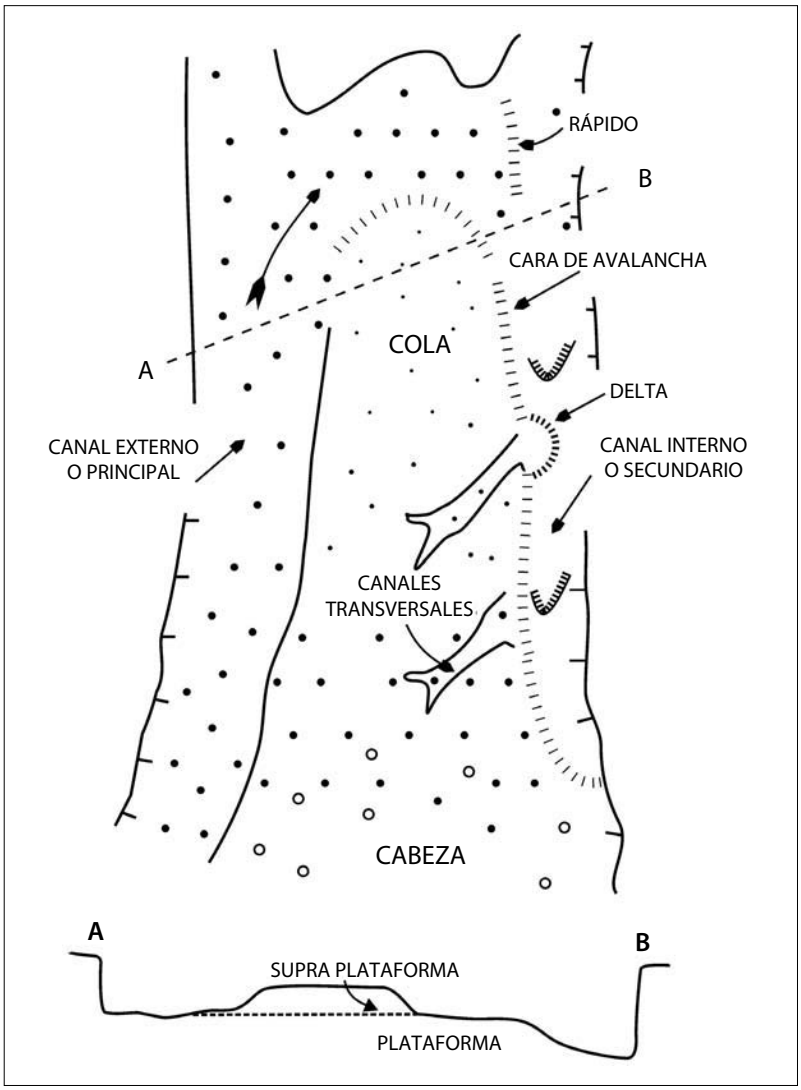


Figura 7.14. Diferentes zonas de una barra según Bluck (1979). Arriba planta, abajo sección.

transporte (figura 7.2). Estas barras son asimétricas en sección transversal, y pueden tener o no caras de avalancha aguas abajo. Durante su evolución incrementan su longitud y su altura. La disposición de las barras, alternando a ambos lados del canal genera un patrón sinuoso del flujo (figura 7.2). La longitud de las barras es proporcional a su anchura (W) y su altura (L) es comparable a la profundidad del flujo. Estudios teóricos y experimentales han demostrado que la relación L/W en barras alternas es de 3 a 12. El siguiente estadio en la evolución del sistema implica erosión de las orillas y ampliación del cauce. Esto se traduce en una caída del nivel relativo del agua y en la emersión de la parte más elevada de las formas.

En este momento del proceso evolutivo, siguiendo la nomenclatura de Bluck (1979) para los ríos que transportan gravas o carga mixta de gravas y arenas, se pueden separar varias unidades morfológicas: la cola de la barra *(bar tail),* la plataforma, la zona de rápidos *(riffle)* y la cabeza de la barra *(bar head)*. La zona estable formada completamente dentro de la región del canal inferior se llama plataforma y el área sometida fluctuaciones del nivel del agua y cambios litológicos importantes es la supraplataforma (figura 7.14). La cabeza de la barra es también la que tiene el sedimento de tamaño más grueso. La región situada aguas abajo o cola de la barra, tiene un tamaño de grano menor. Esta segregación de tamaños se debe a pequeñas turbulencias en la cabecera originadas por los clastos de mayor tamaño con movilización del material más fino hacia la zona de cola. Simultáneamente, la zona de cabecera refuerza su estabilidad y acumula mayor cantidad de tamaños gruesos. Los clastos de mayor tamaño de la cabeza de la barra son los que mejor se orientan con respecto al flujo y, por tanto, los que proporcionan mejores medidas de paleocorrientes. Sólo se movilizan en los momentos de mayor caudal cuando las direcciones de flujo son más representativas a escala de todo el sistema fluvial.

La migración de barras unitarias da lugar a formas cuyo espesor varía entre decímetros y metros, y cuya longitud y anchura es de decenas de metros. La organización interna es, sobre todo, estratificación cruzada de media escala (figura 7.15). En los sistemas entrelazados que trasportan gravas o carga mixta, además de estratificación cruzada de media escala, son frecuentes los niveles de gravas con esqueleto abierto. Suelen tener granoclasificación horizontal desde la cabeza de la barra donde se localizan los tamaños más gruesos, hasta la cola de la barra donde se sitúan los más finos. En aguas bajas se observan racimos *(cluster)* de cantos y láminas o mantos sobre las superficies de las barras (figura 7.16).

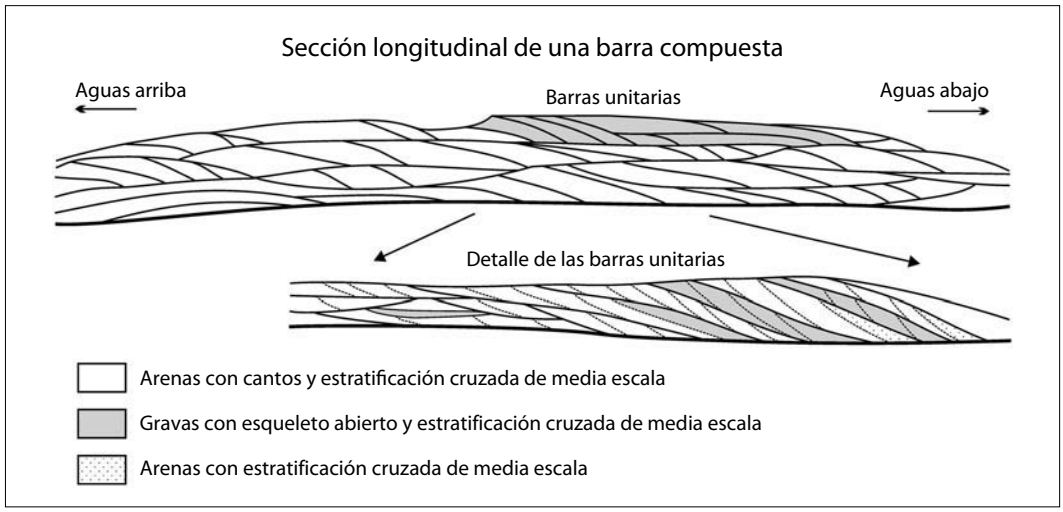


Figura 7.15. Esquema simplificado de una barra compuesta donde se observa su organización interna y el detalle de las distintas barras unitarias que la forman. Modificado de Bridge (1993).



Figura 7.16. Río Feshie, Escocia. Se aprecia de forma clara la distribución de estructuras sedimentarias sobre la barra y la segregación de tamaños de grano. Los más gruesos en la cabeza de la barra y los más finos en la cola.



Figura 7.17. Estratificación cruzada en areniscas del Triásico de la cordillera Ibérica (España Central). Se interpreta como superposición de barras unitarias en un sistema entrelazado de carga de fondo de arenas.

En los sistemas entrelazados de arenas, la organización interna de las barras unitarias también se caracteriza por estratificación cruzada de gran y media escala (figura 7.17). En general, su tamaño decrece en la vertical, ya que la altura de las formas que migran disminuye con la profundidad. La laminación paralela de régimen de flujo alto es frecuente en el techo donde la lámina de agua es más somera y, por tanto, la velocidad del flujo es mayor. En los sistemas entrelazados de arenas, las barras unitarias se pueden formar en un único evento de flujo. Durante los momentos de descenso de flujo y de aguas bajas, pueden sufrir reelaboraciones y modificaciones intensas de forma que su geometría externa guarda poca relación con su organización interna.

Barras compuestas

Las barras compuestas *(compound bars)* se forman por amalgama de barras unitarias (Ashmore, 1982). Son formas que comprenden más de una barra unitaria (figura 7.18) y el resultado de varios eventos de erosión y sedimentación (Sambrook-Smith *et al.,* 2006). En sección

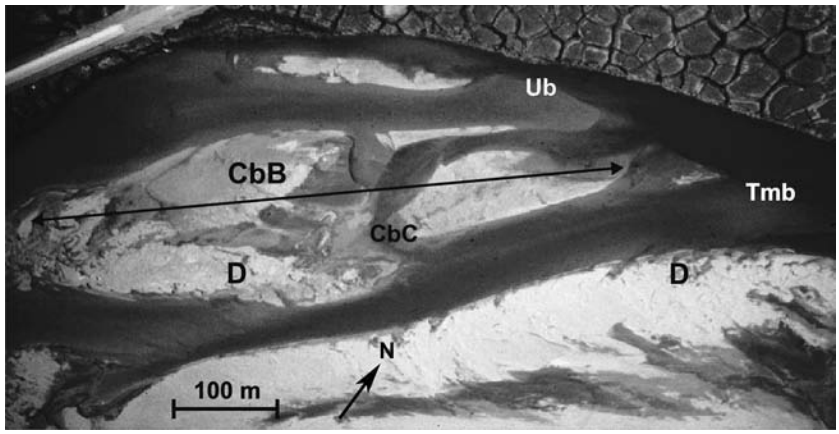


Figura 7.18. Diferentes elementos del río Sagavanirktok, Alaska. Ub, barra unitaria; CbB, barra compuesta; CbC, Canal de corte sobre la barra; Tmb, barra de desembocadura de tributario; D, dunas. Modificado de Lunt *et al.* (2004).

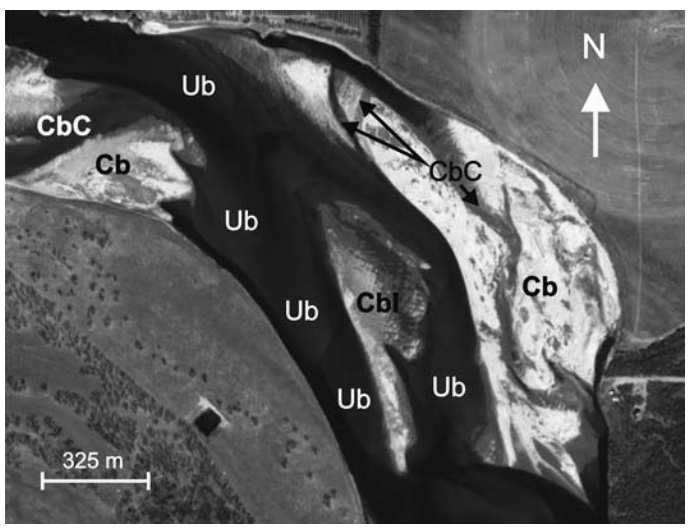


Figura 7.19. Diferentes elementos del río South Saskatchewan. Ub, Barras unitarias que migran por el fondo del canal; Cb, Barras compuestas; Cbl, Barras compuestas con prolongaciones en forma de cuerno; CbC, Canal de corte sobre la barra. Sentido de flujo hacia la parte inferior de la imagen. Imagen Google Earth (2007).

transversal al flujo, su dimensión varía desde decenas a cientos de metros. En sección longitudinal pueden tener desde varios cientos de metros, hasta kilómetros. El espesor máximo de los depósitos de una barra compuesta viene determinado por la profundidad máxima del canal adyacente cuando va lleno *(bankfull)* y, por tanto, puede alcanzar varios metros.

Las barras compuestas se forman por amalgama de barras unitarias. También por reocupación de los canales de corte y de canales abandonados. En planta presentan configuraciones muy variadas. Por ejemplo, las barras compuestas con prolongaciones en forma de cuernos aguas abajo (Cant y Walker, 1978; Ashworth *et al.,* 2000), son un tipo de barras compuestas en el que una barra unitaria actúa de núcleo a cuyos extremos se adhieren otras. Con frecuencia, la acreción se produce preferentemente en uno de los extremos por lo que la forma final que adquieren es asimétrica (figura 7.19). Aunque presentan morfologías más complejas, las barras compuestas son similares, a las llanuras arenosas *(sand flats)* descritas por Cant y Walker (1978) en el río South Saskatchewan de Canadá.

En las barras compuestas también se distingue la cabeza *(bar head)* situada aguas arriba y formada por un frente lobulado de barras unitarias, y la cola *(bar tail)* situada aguas abajo. En las áreas laterales pueden adosarse barras de acreción *(scroll bars)* y encontrarse también barras de desembocadura de tributarios *(tributary mouth bar).*

La cabeza de las barras compuestas se forma mediante acreción de frentes lobulados de barras unitarias, mientras que la cola está constituida por acreción de los laterales de otras barras lobuladas (por ejemplo, *scroll bar*). Las barras compuestas crecen por acreción lateral y frontal (aguas abajo). Las barras de acreción (Sundborg 1956) o unidades de acreción lateral (*units of lateral accretion,* Ramos y Sopeña, 1983) se adosan a los márgenes convexos y son formas elongadas y subparalelas al mismo.

Asociados a las zonas de confluencia de los canales principales cuando el ángulo de confluencia es menor de 20° se forman depósitos de desembocadura de tributarios *(tributary mouth bars)*. Son depósitos con geometría de delta, con una anchura similar a la del canal que las alimenta, que desarrollan caras de avalancha aguas abajo.

La organización interna de las barras compuestas es muy compleja (figura 7.20). Están constituidas por una amalgama de distintos tipos de estratificación cruzada que representan la migración sucesiva de barras unitarias. La inclinación de las formas y su espesor, aumentan en general aguas abajo en el sentido de avance de la forma. Presentan espesores y anchuras métricas o decimétricas y longitudes de varios metros. En los sistemas de gravas o de carga mix-

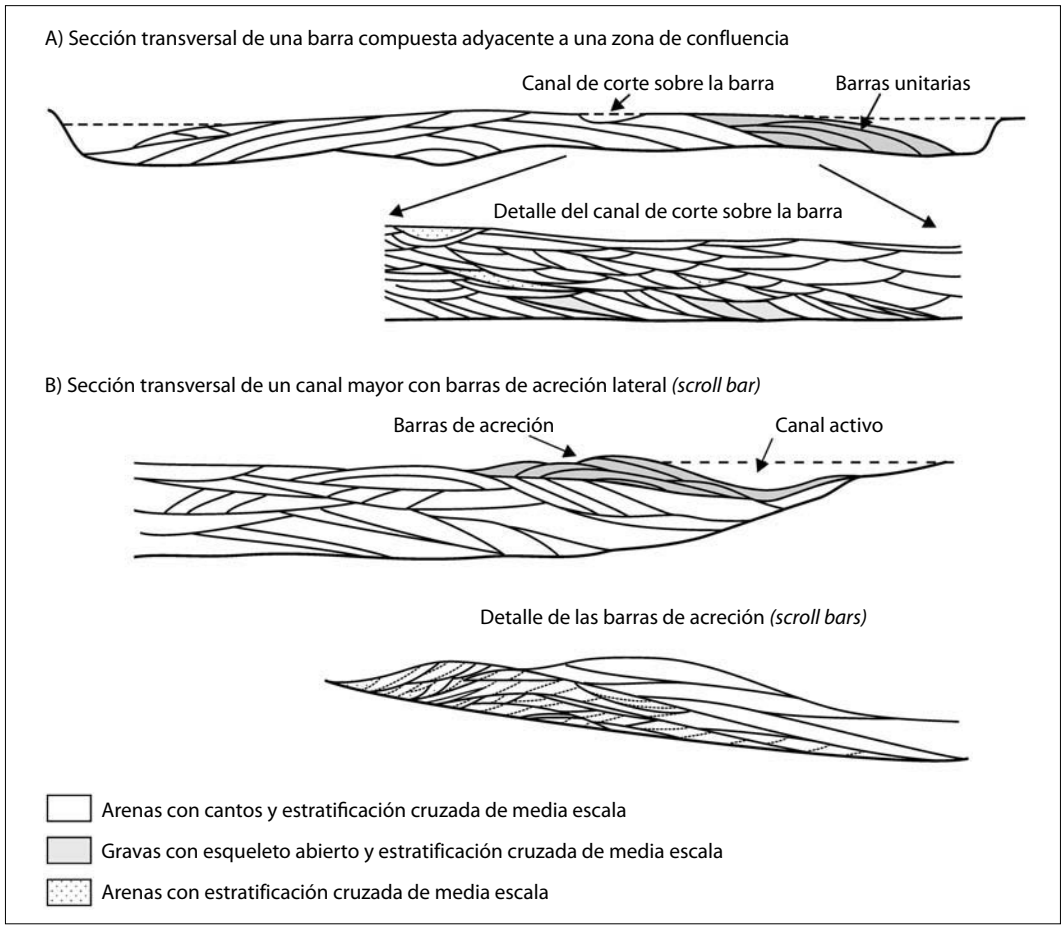


Figura 7.20. A: Esquema simplificado de una barra compuesta donde se observan las barras unitarias (en gris) y el detalle de su organización interna. B: Esquema simplificado de una sección transversal correspondiente a un canal principal donde se observan las barras de acreción lateral y un detalle de su organización interna. Modificado de Bridge (1993).

ta, son frecuentes la estratificación cruzada con esqueleto abierto y los tapices arenosos. Son también habituales los cantos imbricados y los racimos de cantos en la base de los niveles con estratificación horizontal. La estratificación cruzada de pequeña escala generada por *ripples* aparece con frecuencia en los rellenos de canal, tapizando surcos, en las zonas más distales de la cola de las barras o en los depósitos de llanura de inundación, cuando estos existen.

En este tipo de sistemas entrelazados son característicos y muy frecuentes, los procesos de erosión y relleno *(cut and fill)* sobre las barras. En los momentos de descenso del caudal el flujo se encauza por las zonas de topografía más baja, entre las barras unitarias, los laterales de los canales, etc., y desarrolla canales de corte *(chute)*. Su relleno que comienza normalmente desde el extremo situado aguas arriba, suele estar constituido por estratificación cruzada de surco de media y pequeña escala y laminación paralela.

MECANISMOS DE FORMACIÓN DE NÚCLEOS Y CRECIMIENTO DE BARRAS

El proceso básico que da lugar a los depósitos de ríos entrelazados está relacionado con la formación y evolución de las barras que se han descrito hasta ahora. Uno de los primeros mecanismos propuesto de génesis de estas formas cuando se desarrollan en el centro de un canal que transporta carga de gravas, se debe a Leopold y Wolman (1957). El inicio de las barras se produce por pérdida de carga y sedimentación de las fracciones más gruesas. Poste-

riormente y debido al obstáculo que este primer depósito supone en el fondo, se acumulan más cantos hasta que la forma emerge por encima del nivel del agua. A partir de esta idea Hein y Walker (1977) elaboran una teoría sobre la génesis de distintos tipos de barras de gravas. En la figura 7.21 se resume la propuesta en la que a partir de un núcleo de inicial cantos, se deriva la evolución y crecimiento de formas de geometría longitudinal, diagonal o transversal.

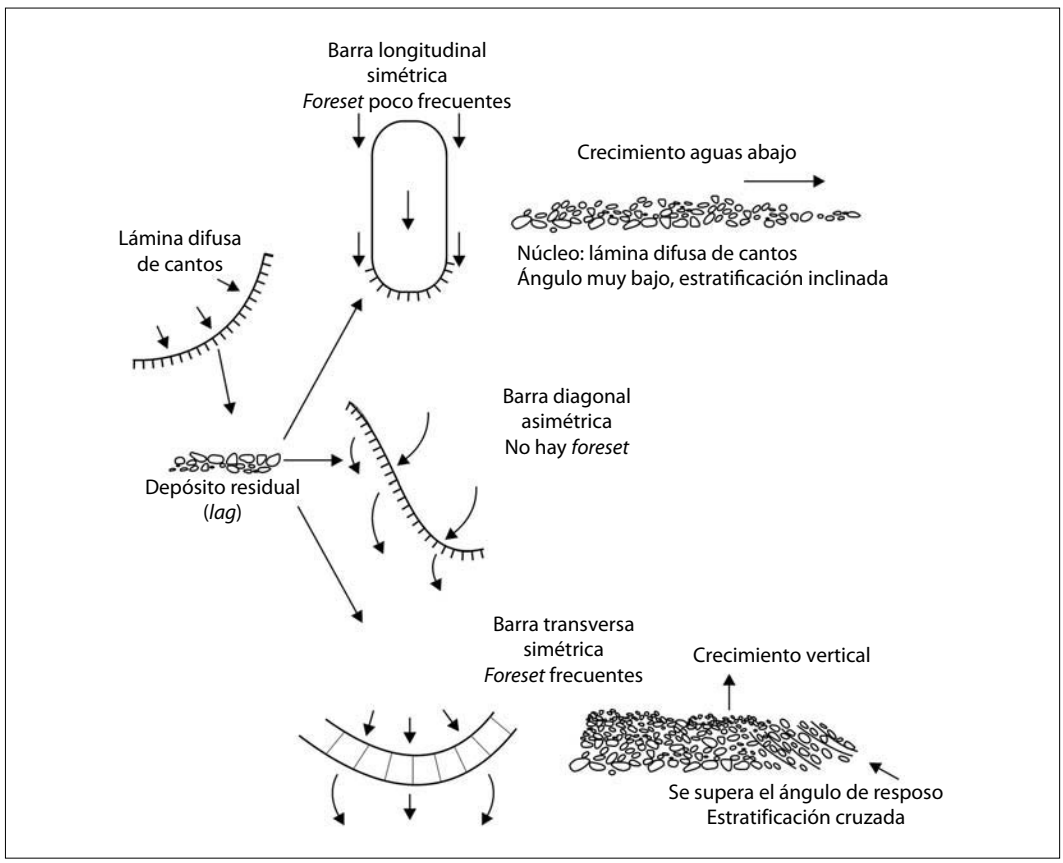


Figura 7.21. Formación y crecimiento de diferentes tipos de barras a partir de una lámina difusa de cantos en el fondo de un canal, según la simetría del flujo y la carga de sedimentos. Modificado de Hein y Walker (1977).

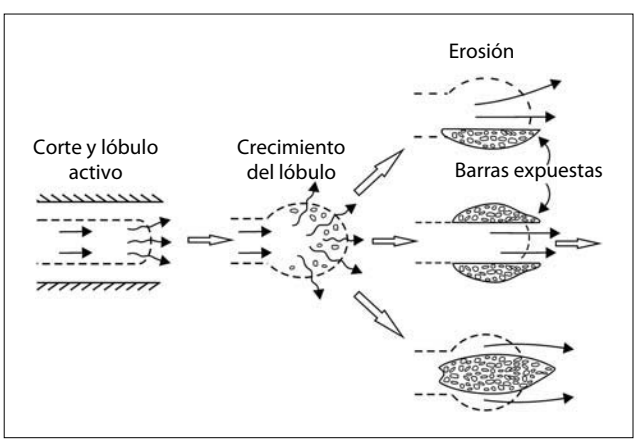


Figura 7.22. Secuencia esquemática de la génesis de barras a partir irregularidades en el fondo. Cuando la superficie del lóbulo de gravas alcanza un tamaño crítico y emerge, pueden darse las tres situaciones expresadas en la figura y desarrollarse barras longitudinales. Modificado de Southard *et al.* (1984).

También para ríos que transportan gravas, Southard *et al.* (1984), proponen una génesis algo diferente, basada en la existencia previa de irregularidades de fondo que se transforman en pequeños canales *(chutes)* y lóbulos. Cada pareja de canal y lóbulo genera un pequeño montículo que crece por agradación hasta alcanzar un tamaño suficiente. Esta forma, sufre una etapa de degradación parcial o completa, pudiendo desarrollar una cara de avalancha y una o dos barras longitudinales (figura 7.22). El proceso, sin embargo, necesita importantes aportes de grava y que la profundidad del flujo sea muy somera.

Los experimentos de Ashmore (1991) en laboratorio sobre el origen del entrelazamiento tienen gran interés, ya que demuestran que la causa primaria de la génesis de las barras es prácticamente la misma: agradación local y pérdida de competencia por expansión lateral de flujo. El

mecanismo inicial es, por tanto, muy simple y en esencia, similar al descrito por muchos autores.

De forma muy esquemática en la figura 7.23, Ashmore (1991) resume la formación de barras a partir de un lecho irregular con acanaladuras de fondo *(chutes)* y lóbulos asociados al frente de cada una de ellas. Las lenguas o lóbulos sedimentarios depositados aguas abajo y al frente de cada acanaladura tienden a crecer, e inducen un modelo de separación de flujo que produce divisiones y gradualmente, un sistema de barras y canales interconectados, es decir un patrón entrelazado.

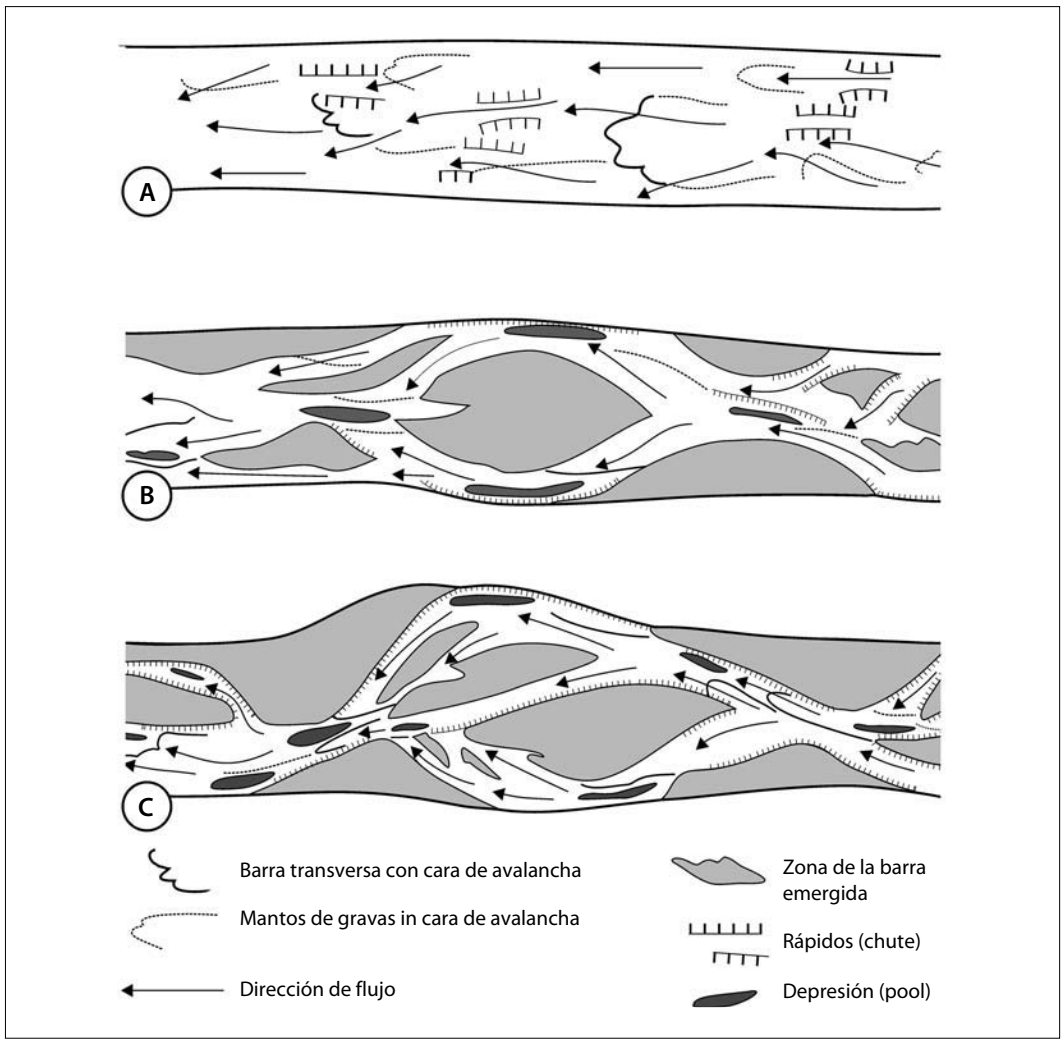


Figura 7.23. Ensayo en laboratorio del desarrollo de un sistema entrelazado. A: Irregularidades en el fondo, mecanismos de *chute cut off* y generación al frente de lóbulos de sedimento. B: Desarrollo de una barra en el centro del canal y concentración del flujo en canales laterales. C: Ampliación lateral del canal, generación de múltiples barras por disección de la anterior y de otras adosadas a los márgenes. Modificado de Ashmore (1991).

Estructuras asociadas a las barras

En los depósitos de los ríos entrelazados, a los sedimentos de barras de distintos tipos se asocian otras formas menores cuya génesis está relacionada con las condiciones locales de flujo y con los tamaños de grano disponibles. Se asocian a las barras, rellenan los canales de corte o migran y rellenan los canales laterales que las circundan.



Figura 7.24. Racimo *(cluster)* de cantos. Pérmico de la cordillera Ibérica.

Las formas de fondo que se superponen a las barras pueden ser muy diversas: *ripples,* cintas *(ribbons)* de arena sobre gravas, mantos de carga de fondo, racimos de cantos, dunas, cicatrices erosivas, etc.

Los *ripples* se forman durante los estadios de aguas bajas o durante las inundaciones en áreas de remanso *(slackwater)*. Son también frecuentes en rellenos de canales, zonas de cola de barras, senos de las dunas y barras unitarias y depósitos de llanura de inundación *(overbank)*. Las cintas *(ribbons)* arenosas se producen en sistemas de carga mixta con escaso aporte de arena. La velocidad del flujo debe ser suficiente para permitir el transporte de arena como carga de fondo, pero no muy alta para evitar que se inicie el transporte de gravas (McLean, 1981). Los racimos de cantos (figura 7.24) son acumulaciones de clastos imbricados protegidos aguas arriba por un clasto dominante que normalmente representa el centil (Brayshaw, 1984). La cola aguas abajo está compuesta por gravas y/o arena. Los mantos de carga de fondo son laminas difusas de cantos (Hein y Walker, 1977) asimétricas en sentido longitudinal, de planta linguoide y con un margen abrupto. Suelen tener tres o cuatro granos o clastos de altura, una extensión de decenas de metros y una relación longitud-altura de entre 50 y 300 m. Pueden dar lugar, de forma ocasional, al desarrollo de dunas o incluso nuclear barras de gravas.

Las dunas de arena o de grava migran por la superficie de la mayoría de las barras y por los canales durante los estadios de régimen de flujo alto. La longitud media de las dunas indica aproximadamente de cinco a siete veces la profundidad del flujo (Allen, 1982; Yalin, 1992). Cuando la velocidad y la profundidad del flujo decrecen, las alturas y longitudes también disminuyen y si son de gravas, pueden producirse tapices arenosos en sus senos.

Las elevaciones transversales (McDonal y Banerje, 1971; Boothroyd y Ashely 1975; Koster, 1978; Allen, 1982) son protuberancias de gravas espaciadas regularmente y con orientación perpendicular al flujo, constituidas por cantos imbricados. Se forman en zonas de corrientes someras, sobre las barras o en canales. Se generan bajo condiciones de flujos supercríticos.

Las erosiones crescénticas *(crescent-shape scours),* también suelen situarse en los techos de las barras. Este tipo de estructuras son similares en forma y tamaño a los senos de las dunas. Se forman por erosión ante obstáculos al flujo y son buenos indicadores de paleocorrientes por su geometría en herradura con la concavidad abierta aguas abajo.

MODELOS DE FACIES

Para describir, analizar y comprender los depósitos a que dan origen los sistemas de ríos entrelazados se han desarrollado diversos tipos de modelos de tipo cuantitativo y cualitativo. Los primeros intentos de cuantificar la evolución de un sistema fluvial, aunque no específicamente de tipo entrelazado y de hacer predicciones sobre la arquitectura estratigráfica son de tipo bidimensional y se deben a Allen (1978) y Bridge y Leader (1979). Aunque desde entonces este tipo de modelos ha experimentado un desarrollo importante y la aplicación de métodos informáticos permite manejar un número mayor de variables, los resultados son todavía imperfectos. De forma específica, para el desarrollo de modelos de sistemas entrelazados se utilizan geometrías de barras simplificadas y mecanismos de migración de canales muy sencillos. El primer modelo tridimensional y dinámico de este tipo se debe a Bridge (1993). Tomando como referencia las condiciones de flujo y la morfología del río Calamus

en Canadá (Bridge y Gabel, 1992) este modelo predice la geometría, tamaño de grano y estructuras sedimentarias de las secuencias producidas por la migración de una barra sencilla (figura 7.25). Como puede observarse, este tipo de simulaciones son aún muy esquemáticas y por ello los modelos más empleados siguen siendo los de tipo cualitativo. Por otra parte, para el propósito de este libro, donde interesan de forma especial las facies, sus asociaciones y la arquitectura estratigráfica del relleno de las cuencas sedimentarias, se prefieren los modelos que mejor se adaptan a las observaciones y a los datos que pueden tomarse en los afloramientos o que pueden obtenerse de las secuencias en sondeos. Además en los nuevos modelos de facies cada vez se incorpora más información procedente de perfiles geofísicos (geo-radar), testigos, etc.

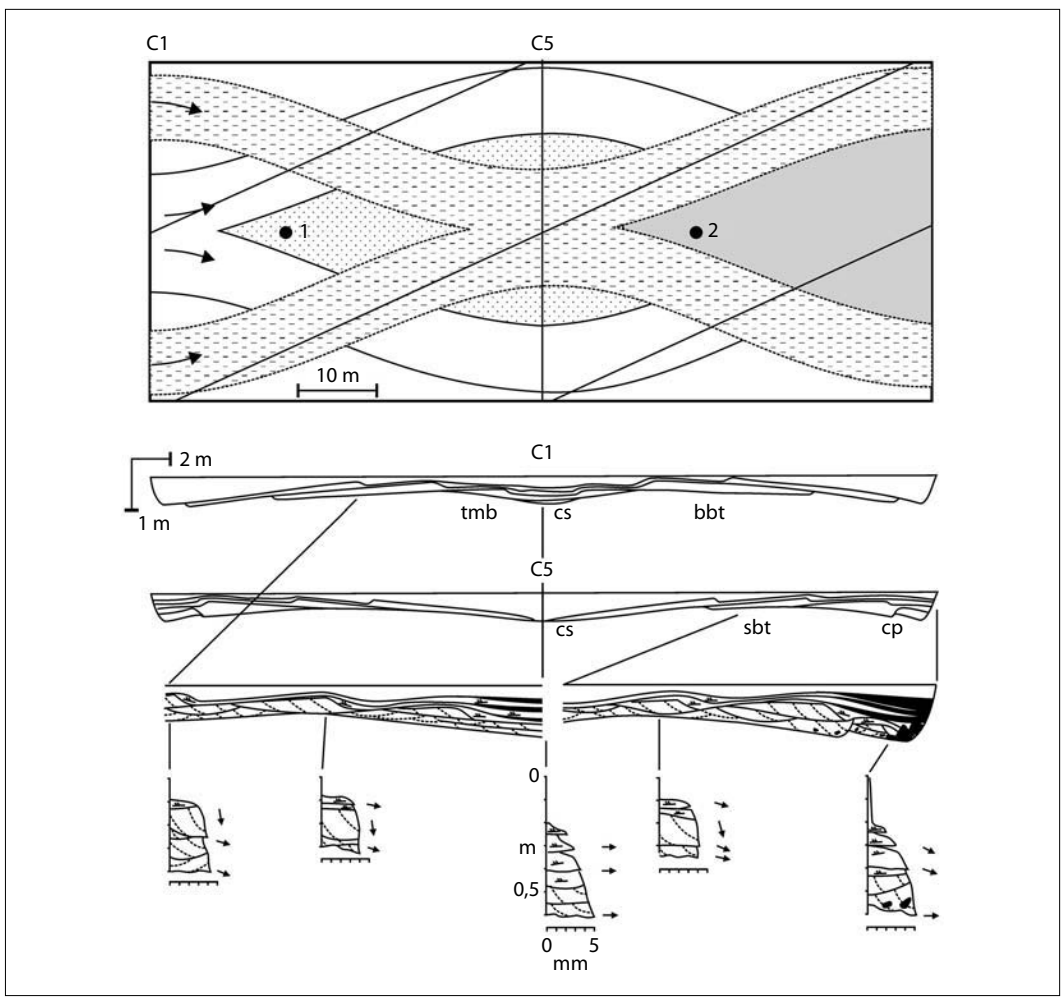


Figura 7.25. Ejemplo de modelo cuantitativo para el depósito de una barra que evoluciona en un canal de tipo entrelazado. En la figura superior se muestra la posición de partida (1) en planta de una barra central y la posición (2) después de la migración del sistema. En la parte inferior se observa el resultado en varias secciones y las algunas de las secuencias sedimentarias correspondientes. Modificado de Bridge (1993).

La mayoría de los modelos de sistemas entrelazados se han establecido por comparación con ríos actuales. Con independencia de la escala o el tamaño de grano que transportan, este tipo de ríos tienen características comunes como son orillas inestables, alta variabilidad en el caudal y bastantes similitudes en cuanto a la geometría, los procesos sedimentarios y los depósitos que generan.

De forma tradicional se han dividido según la litología predominante en sistemas aluviales entrelazados de gravas y sistemas aluviales entrelazados de arenas. Este criterio de diferenciación está en relación directa con el modo de transporte. En el primer caso las gravas (litología predominante) son transportadas como carga de fondo, y la arena (litología secundaria) se transporta en suspensión. En el segundo caso, existe un movimiento por carga de fondo mixto de arenas y gravas, con un neto predominio de arenas. Así pues, en este segundo caso, los cantos aparecen dispersos y aislados dentro de las arenas, a no ser que exista una reelaboración y concentración que dé lugar a un depósito residual *(lag)*. Es frecuente la existencia de sistemas, tanto actuales como fósiles, donde ambos tamaños de grano aparecen en proporciones equivalentes por lo que en las clasificaciones de los últimos años la división entre estos dos tipos clásicos cada vez es más difusa (Miall, 1999; Bridge 2006).

En los modelos de facies que se describen a continuación, se ha preferido seguir la clasificación de los distintos estilos fluviales establecida por Miall (1999), porque es la que mejor se adapta al propósito de este libro. De los dieciséis estilos descritos por él, se han seleccionado los modelos correspondientes a los ríos entrelazados que transportan carga de grava, de arena o mixta. Sin embargo, se ha excluido el primer modelo que denomina de ríos entrelazados de gravas o con predominio de las litologías gruesas como material de fondo y caracterizado por la presencia de flujos de gravedad. El modelo actual con el que compara es el abanico Trollheim en el Valle de la Muerte. Sus características indican que este modelo corresponde a un abanico aluvial típico y, por tanto, se trata en otro capítulo.

Modelos de sistemas entrelazados con predominio de gravas

El modelo de arquitectura estratigráfica denominado entrelazado somero de gravas *(shallow gravel braided)* es el representado en el bloque diagrama de la figura 7.26a. Se caracteriza por múltiples canales inestables de baja sinuosidad y poca profundidad, cuyos bordes son difíciles de identificar en sedimentos antiguos. El sistema actual con el que Miall (1977) identifica este modelo es el de las llanuras fluvioglaciares del Scott en Alaska (Boothroyd y Ashley, 1975; Boothroyd y Nummedal, 1978), aunque no descarta que ese tipo de depósitos formados en amplias llanuras aluviales de gravas se formen también en climas de tipo tropical árido. Este modelo de «tipo Scott» se caracteriza por cursos de agua de baja sinuosidad, con alto índice de entrelazamiento, en los que predominan las barras unitarias, medias o longitudinales y, por tanto, el elemento arquitectural GB (Miall, 1999), es decir las barras de gravas con formas de fondo asociadas. La sucesión vertical de litofacies a que da lugar este tipo de sistema (figura 7.27a), está compuesta esencialmente por cuerpos tabulares de gravas con estratificación horizontal (Gh), en menor proporción estratificación cruzada surco (Gt) y ocasionalmente planar (Gp). La secuencia presenta numerosas superficies internas de erosión y de forma ocasional niveles de arenas con estratificación horizontal, planar, *ripples* o laminación paralela.

El modelo de ríos entrelazados profundos que transportan gravas (figura 7.26b) también denominado de «tipo Donjek» (Williams y Rust, 1969; Miall, 1977), se caracteriza por una sinuosidad desde baja a moderada, un índice de entrelazamiento desde alto a moderado, un predominio de las gravas y un pequeño volumen de finos. Lo que distingue a este tipo de río del anterior es que la profundidad de sus canales y el tamaño, estabilidad y complejidad de las barras que se desarrollan dentro del cinturón de canales es mayor. La secuencia vertical (figura 7.27b) presenta como elementos arquitecturales característicos las barras de gravas (GB) compuestas. En este caso son macroformas que pueden resultar muy difíciles de separar en los afloramientos, puesto que es necesario disponer de un campo de observación suficiente que permita reconocer la secuencia completa de la migración de la barra, su base y su techo. Por ejemplo, en el caso de que se trate de una barra compleja con segregación de tamaño de gra-

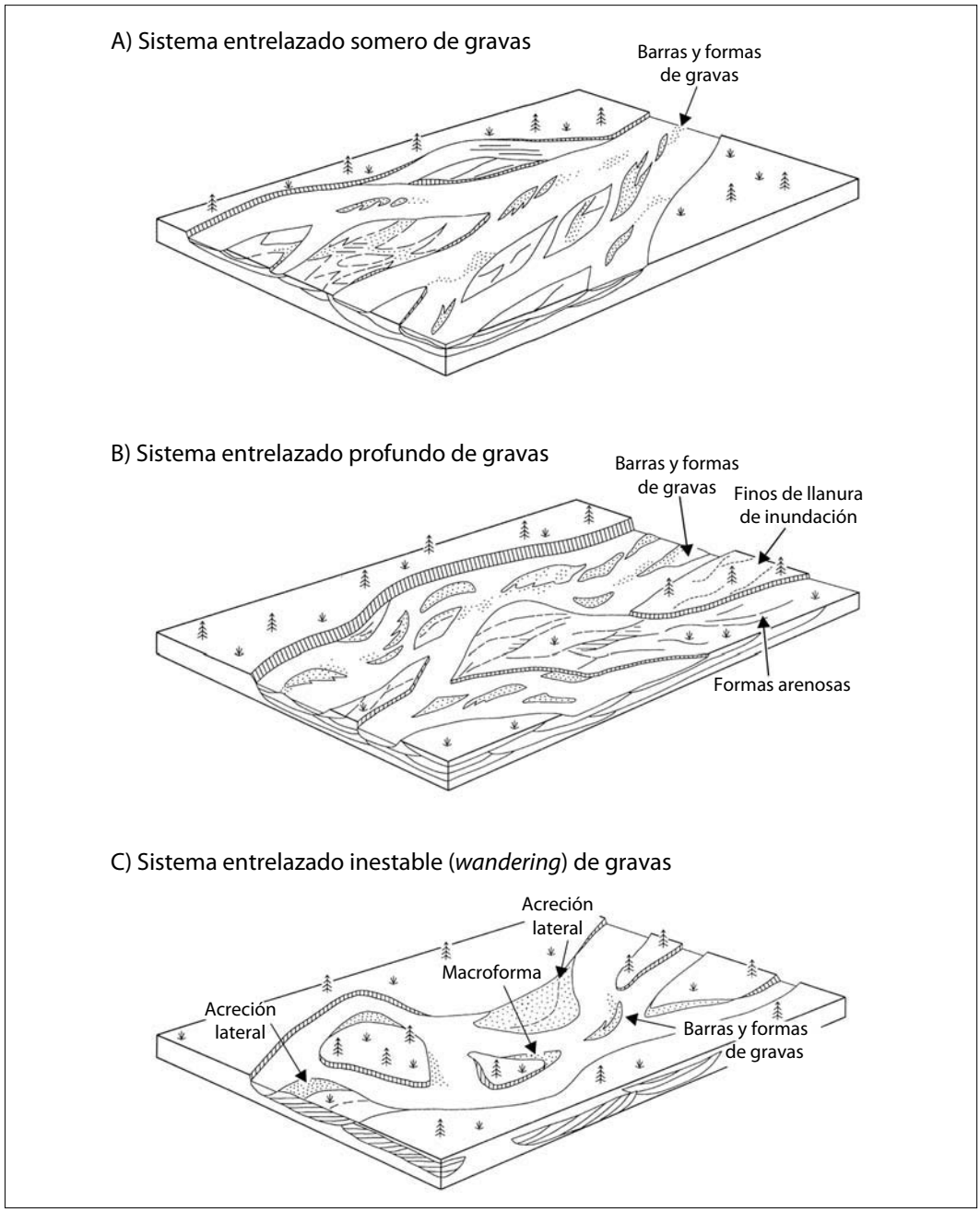


Figura 7.26. Modelos de ríos entrelazados con predominio de gravas. Modificado de Miall (1999).

no en la que se haya producido una migración sucesiva de las facies de cabeza sobre las distintas facies de cuerpo y cola de la barra, la secuencia vertical será granocreciente, acabará con los tamaños más gruesos y presentará algunas cicatrices internas. Otros elementos arquitecturales que aparecen en la secuencia vertical son las gravas con estratificación cruzada planar (Gp), de surco (Gt), formas arenosas (SB) con estratificación cruzada de surco (St), planar (Sp), macroformas de acreción frontal (DA) que pueden representar progradación de pequeños deltas al frente de canales de corte de las barras y sedimentos finos de llanura de inundación (FF). Por tanto en este tipo de sistemas se reconocen canales mayores, barras, canales menores que cortan a las barras y llanura de inundación. Esta última puede existir o no en función de la anchura del valle o de si este está confinado o no.

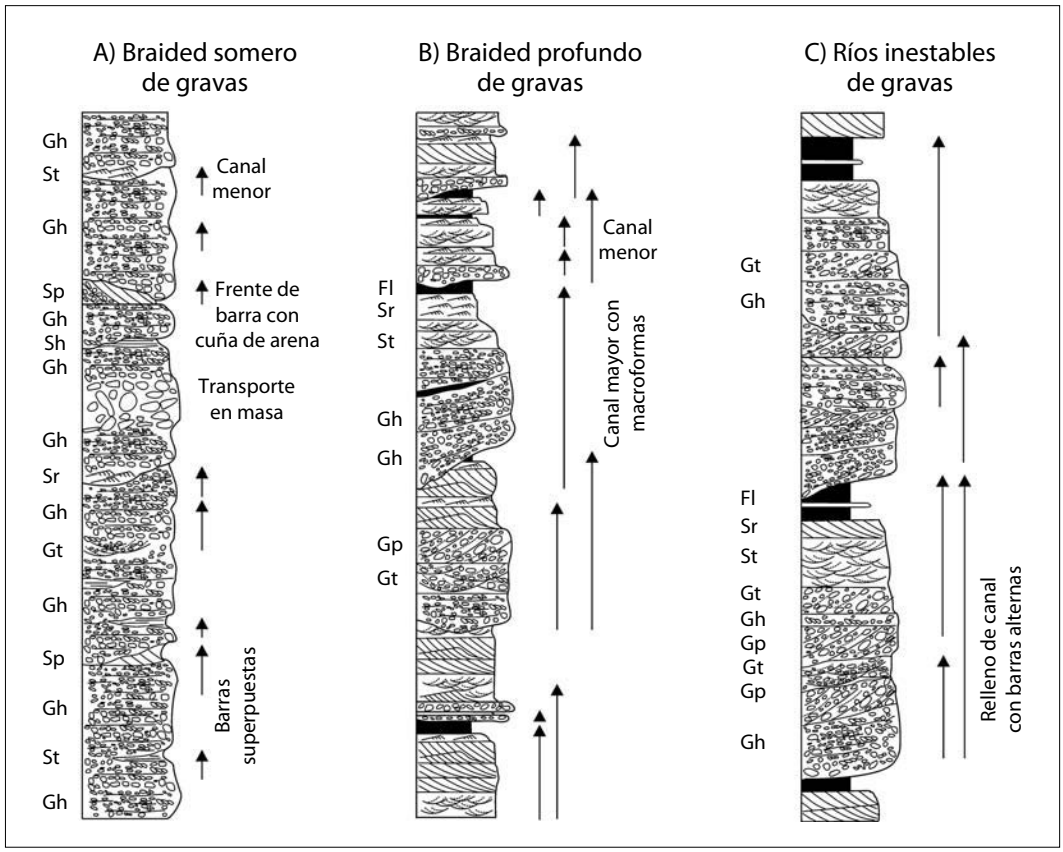


Figura 7.27. Principales secuencias verticales de los distintos tipos de sistemas entrelazados de gravas. Las flechas verticales señalan sucesiones de varios tipos y marcan secuencias grano y estrato decrecientes. Modificado de Miall (1999).

Finalmente Miall (1999) separa un modelo de sistema de gravas con propiedades intermedias (figura 7.26c) entre los entrelazados y los meandriformes clásicos (Chruch, 1983; Desloges y Chruch, 1987) que denomina sistema inestable de gravas *(gravel wandering)*. Se caracteriza porque presenta de forma simultánea tramos de alta sinuosidad, rectos y de baja sinuosidad. Su índice de entrelazamiento es desde bajo a moderado. Como es esperable en un sistema de este tipo sus propiedades sedimentológicas son similares en términos de facies a las de los ríos entrelazados profundos que transportan gravas y a los meandriformes de gravas (figura 7.27b). La principal característica distintiva son las superficies de acreción lateral (LA) ya que en este tipo de sistemas pueden desarrollarse barras de punta *(point bar)* y, por tanto, secuencias complejas de granulometría decreciente entremezcladas con otras propias de los sistemas entrelazados. Es decir, facies de gravas con estratificación horizontal (Gh), planar (Gt) o de surco (Gt), típicas de barras unitarias y compuestas. Un ejemplo actual de este tipo de sistemas es el río Squamish, en la Columbia Británica.

En la Península Ibérica existen buenos ejemplos de sistemas aluviales entrelazados de gravas en sedimentos antiguos como, por ejemplo, algunos depósitos Plio-pleistocenos de la Depresión de Granada (Dabrio y Fernández, 1986) o los conglomerados en facies Buntsandstein del Pérmico superior-Triásico que afloran en gran parte de la Península Ibérica. En estos últimos se reconocen diversos tipos de modelos asociados a la evolución tectónica de las cuencas donde de sedimentaron (Ramos y Sopeña, 1983; García-Mondejar *et al.,* 1986; Pérez-Arlucea y Sopeña, 1986; Ramos *et al.,* 1986; Sánchez-Moya *et al.,* 1996; López y Arche, 1997), o incluso en relación con las interpretaciones paleoclimáticas que permiten las características de

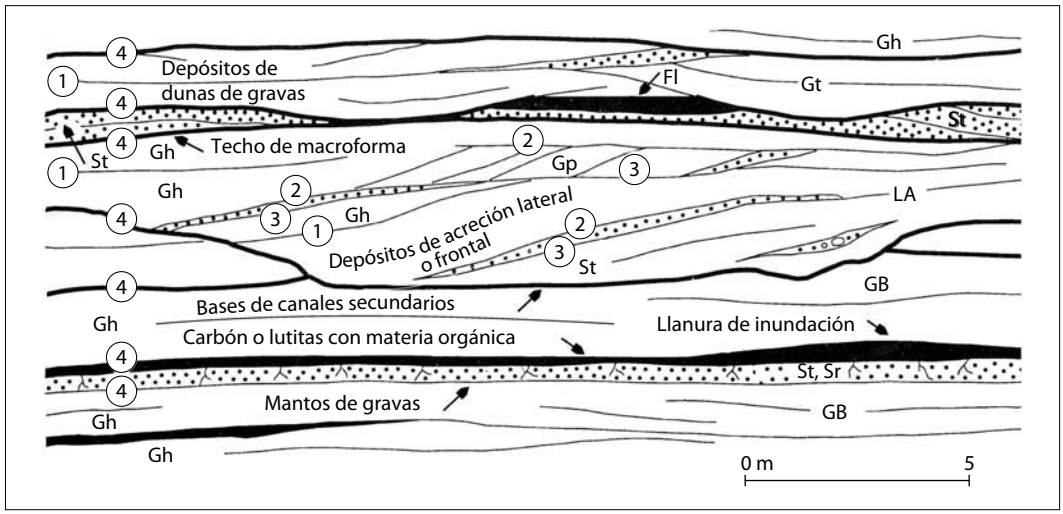


Figura 7.28. Diagrama que muestra la arquitectura estratigráfica de las facies de conglomerados depositados por sistemas entrelazados en ambientes climáticos húmedos. Basado principalmente en Ramos y Sopeña (1983), Smith (1990) y DeCelles *et al.* (1991). GB, barras de gravas; LA, macroformas con acreción lateral; Gh, gravas con estratificación horizontal; Gt, gravas con estratificación cruzada de surco; Gp, gravas con estratificación cruzada planar; St, areniscas con estratificación cruzada de surco; Sr, areniscas con *ripples;* Fl, sedimentos de grano fino con pequeños *ripples* o laminación paralela. Los números dentro de los círculos indican el orden de jerarquía de las superficies que limitan las formas. Modificado de Miall (1999).

sus facies (figura 7.28). En la región de Molina de Aragón (provincia de Guadalajara), pueden separase dos modelos distintos que se suceden en la vertical y que corresponden a dos tipos de sistemas entrelazados de gravas con características diferentes (figura 7.29). El inferior se caracteriza por barras unitarias de pequeño tamaño y abundantes cicatrices erosivas que delimitan rellenos de canales de pequeña anchura y poca profundidad. El superior se caracteriza por el desarrollo de grandes cuerpos tabulares con estratificación horizontal, difíciles de separar unos de otros. De forma ocasional desarrollan superficies de crecimiento lateral que se reconocen por la presencia de tapices arenosos. Estos cuerpos de gravas se han interpretado como barras longitudinales según la nomenclatura clásica. Otra característica distintiva de estos conglomerados superiores es la presencia de niveles arenosos con laminación paralela o estratificación cruzada de muy bajo ángulo que aparecen segregados en la cola de algunas de las barras.

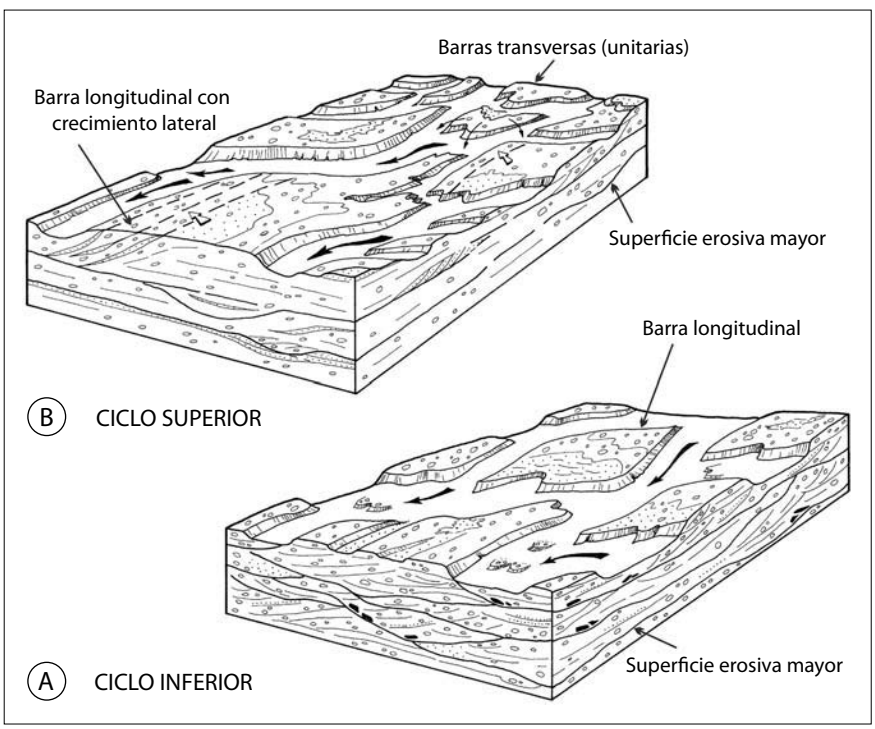


Figura 7.29. Modelos de sedimentación para los conglomerados del Buntsandstein del centro de la Península Ibérica similar al tipo «Scott». Modificado de Ramos y Sopeña (1983).

El empleo de técnicas modernas como el geo-radar está permitiendo refinar los modelos arquitecturales descritos y sin duda, en los próximos años se producirá un avance importante que cambiará los criterios con los que hasta ahora se ha trabajado.

Por ejemplo, en la figura 7.12 se observa el detalle de la arquitectura estratigráfica del río entrelazado con carga de gravas Sagavanirktok (Alaska) descrito por Lunt y Bridge (2004) y Lunt *et al.* (2004). Estos depósitos están jerárquicamente organizados en barras unitarias, barras de corte sobre canales, barras compuestas y canales mayores. Las barras unitarias están constituidas por estratificación a gran escala y/o estratificación cruzada de surco, estratificación horizontal que corresponde a mantos de carga de fondo. Las barras compuestas están formadas por estratificación cruzada de gran escala generada por la migración de las barras unitarias y por rellenos de los canales sobreimpuestos representando canales de corte o laterales. Las superficies mayores representan la base del cinturón de canales y separan las secuencias mayores que indican su migración. Este tipo de estudios facilita la visualización en detalle de la arquitectura estratigráfica de las secuencias fluviales y sin duda supondrá un avance importante en el desarrollo de los modelos tridimensionales de facies.

Modelos de sistemas entrelazados de arenas

En los esquemas clásicos, a los ríos que transportan gravas les suceden aguas abajo los de carga arenosa. El cambio en el tamaño de grano suele venir también acompañado por un cambio en la forma de acumulación de los cuerpos sedimentarios arenosos, con un aumento en la complejidad de las formas. Los elementos morfológicos de estos sistemas varían dentro de un amplio rango que comprende desde formas simples de pequeña escala, hasta formas compuestas o macroformas de gran tamaño y complejidad. El flujo circula por encima de todas estas acumulaciones arenosas durante los estadios de máxima descarga y aguas altas, o entre ellas, en los momentos de aguas bajas, dando lugar a un sistema entrelazado con múltiples bifurcaciones, reagrupamientos de canales y cortes sobre las barras. Los materiales más finos (limos y arcillas) se transportan en suspensión sin llegar a acumularse nada más que en subambientes muy concretos como canales secundarios abandonados, áreas de flujo inefectivo o remansos. Los depósitos de acreción vertical no suelen conservarse y, por tanto, la llanura de inundación casi siempre tiene poca importancia.

Los modelos que se han descrito para sistemas entrelazados de arenas basados en los estudios de sistemas antiguos o actuales son muy diversos y numerosos (Collinson, 1970; Smith 1971; Cant y Walker, 1978; Miall, 1978; Ethridge y Flores, 1981; Allen, 1983; Ramos *et al.,* 1986; Bridge *et al.,* 1986 y 1998; Bristow, 1987 y 1993; Bridge, 1993; Ashworth *et al.,* 2000; Bridge y Tye, 2000). Algunos estudios de ríos actuales como por ejemplo, el Platte (Smith, 1970), el Tana (Collinson, 1970) o el South Saskatchewan (Cant y Walker, 1978) se han utilizado ampliamente para comparar con depósitos antiguos. De particular interés son algunas descripciones y trabajos modernos que incluyen estudios con geo-radar como por ejemplo, los del río Calamus (Bridge *et al.,* 1998) y el Brahmaputra/Jamuna (Bristow, 1996; Ashworth *et al.,* 2000; Best *et al.,* 2003).

Según Miall (1999), entre los ríos entrelazados que transportan de forma preferente carga arenosa se pueden reconocer cinco modelos diferentes. Tres de ellos son de cursos perennes. Los otros dos son sistemas con alta variabilidad en el caudal y tienen carácter efímero.

El modelo más sencillo es el de cursos de baja sinuosidad con barras alternas (figura 7.30a). Es el equivalente arenoso del modelo inestable de gravas, pero en este caso su característica más distintiva es el desarrollo de barras alternas. Presenta un solo canal principal de baja sinuosidad y un índice de entrelazamiento bajo. La sucesión vertical de facies (figura 7.31a) está compuesta principalmente por arenas con estratificación cruzada planar (Sp), acompañadas de forma ocasional por estratificación cruzada de surco (St) y por *ripples* (Sr). Son secuencias producidas por la migración dentro de los canales de barras alternas. Dado que el canal puede presentar una cierta sinuosidad pueden desarrollarse también superficies de acreción lateral,

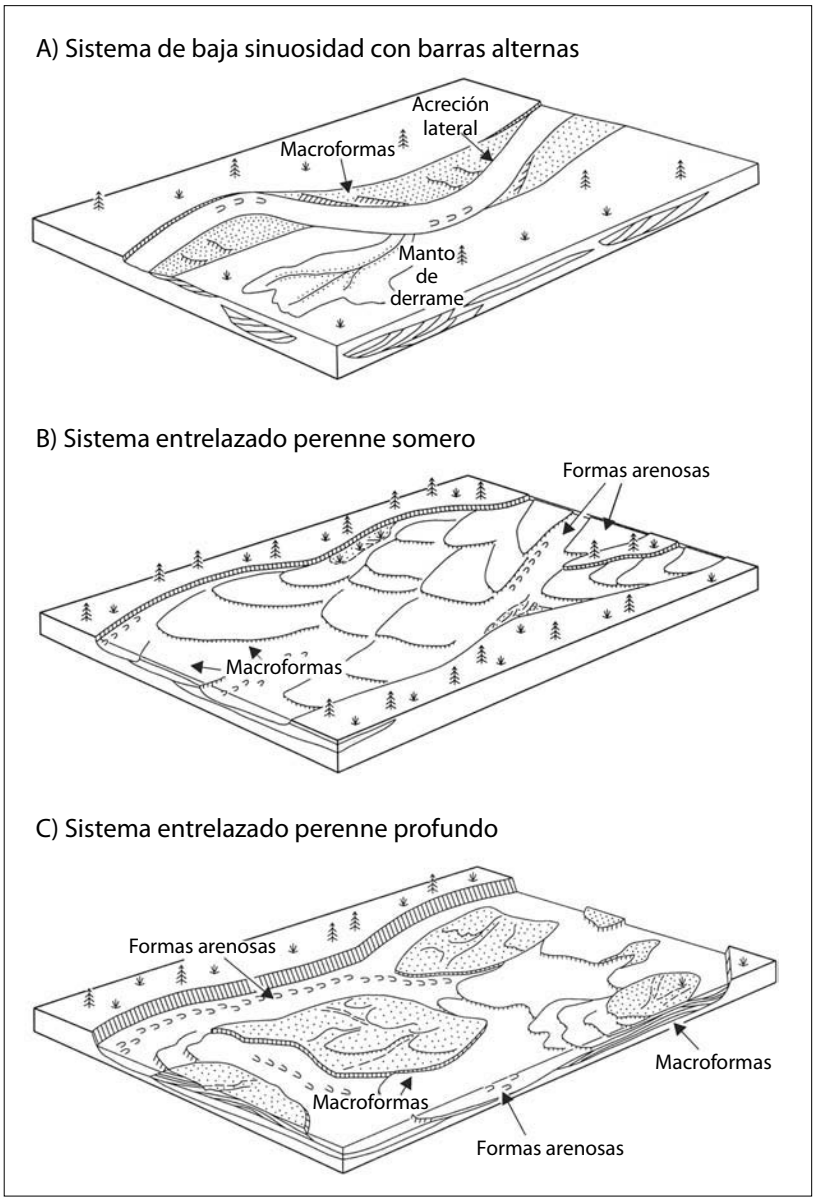


Figura 7.30. Modelos de ríos entrelazados con predominio de arenas. Modificado de Miall (1999).

pero sobre todo, lo que caracteriza el sistema son los elementos de acreción frontal debido a la migración de las barras alternas.

Miall (1999), establece dos categorías de sistemas entrelazados arenosos perennes. El primer tipo corresponde a los entrelazados someros (figura 7.30b), también denominado de tipo «Platte» (Smith, 1970) mientras que el segundo es de aguas profundas. En el modelo de canales someros la sinuosidad es desde baja a moderada y el índice de entrelazamiento es alto. Las formas principales que componen la arquitectura estratigráfica son las barras arenosas formadas, sobre todo, por superposición de estratificación cruzada en apariencia planar (figura 7.31b). Sin embargo, en el caso del río Platte se ha comprobado que este tipo de secuencias se produce por la migración sobre el fondo de grandes campos de formas tridimensionales llamadas linguoides en la literatura antigua (Ashley, 1990) y activas durante los estados de aguas altas. Este tipo de ríos solo presentan un modelo de múltiples canales entrelazados durante los estados de aguas bajas, cuando emerge la parte más alta de las grandes formas activas y el flujo se encauza en las depresiones interdunares. En la secuencia vertical también puede incluir lechos horizontales de gravas (Gh), estratificación cruzada de surco (St), *ripples* (Sr) y sedimentos finos de decantación (Fl), pero siempre en mucha menor proporción que las facies anteriores.

El modelo de aguas profundas (figura 7.30c) es comparable con el actual río «South Saskatchewan» de Canadá descrito por Cant y Walker (1978). En este caso el índice de entrelazamiento es desde alto a moderado y predominan las barras arenosas compuestas, es decir, formas complejas de avance frontal pero en las que también pueden producirse crecimientos laterales importantes. La complicación que puede presentar la organización interna de las barras, los rellenos de los canales que las circundan y los canales de corte que pueden surcar sus techos producen secuencias verticales constituidas por una mayor variedad de facies que en los casos anteriores (figura 7.31c). Son frecuentes las estratificaciones cruzadas de surco (St) de distintos tipos y tamaños que pueden alcanzar anchuras y espesores considerables y que pueden confundirse en los afloramientos con estratificación cruzada planar. En un trabajo reciente, Sambrook-Smith *et al.* (2006) han precisado la arquitectura sedimentaria del South Saskatchewan mediante geo-radar y completado así el modelo de facies. Identifican cuatro tipos de reflectores con significado sedimentológico. Los de alto ángulo corresponden a migraciones de los márgenes

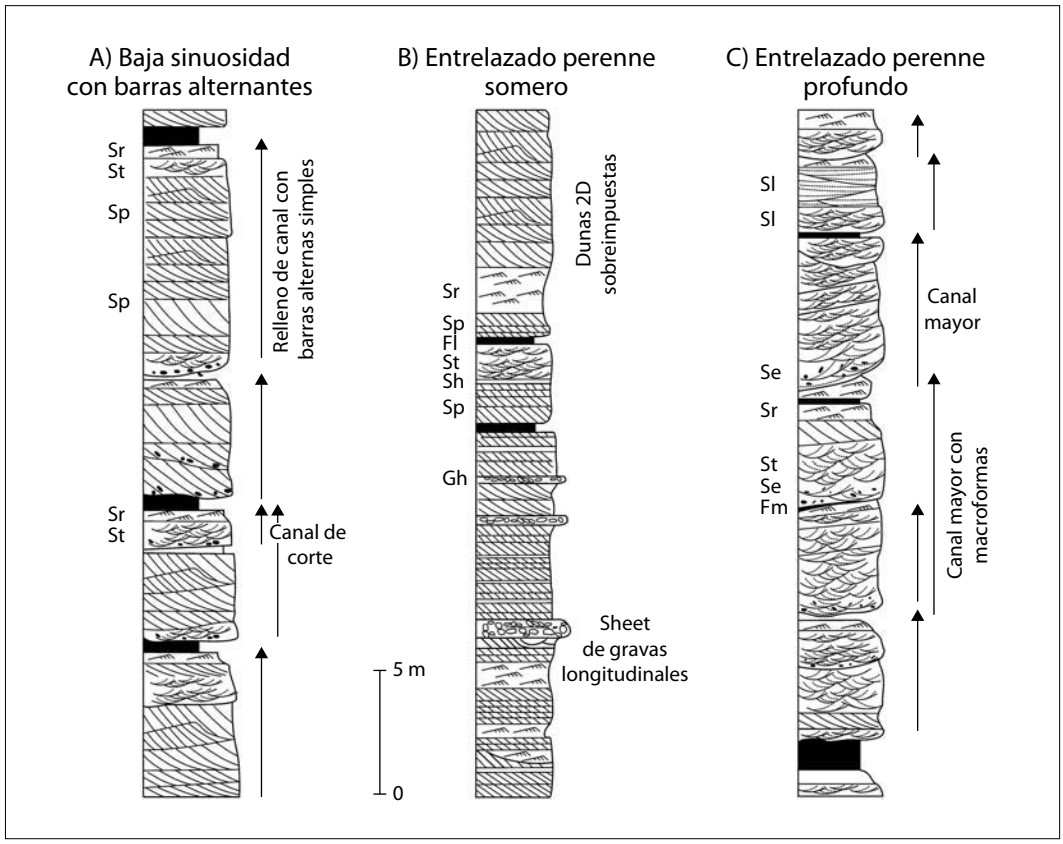


Figura 7.31. Principales secuencias verticales de los distintos tipos de sistemas entrelazados de arenas. Las flechas verticales señalan sucesiones de varios tipos y marcan secuencias grano y estrato decrecientes. Modificado de Miall (1999).

de las barras, los ondulados discontinuos o en surco, se interpretan como estratificación cruzada de media y pequeña escala formadas por la migración de dunas, las reflexiones de bajo ángulo representan la migración de dunas o barras unitarias y las reflexiones de buzamiento variable incluidas en reflectores de geometría cóncava, como rellenos de canales.

Un buen ejemplo de la complejidad que puede presentar este tipo de sistemas, tanto en la secuencia vertical de facies como en su distribución geográfica, es el de las areniscas del Buntsandstein que afloran en distintas áreas de la Península Ibérica (Ramos *et al.,* 1986; Fernández y Dabrio, 1986; Ramos *et al.,* 1986; Sánchez-Moya *et al.,* 1996; López y Arche, 1997). En la figura 7.32 se sintetizan las facies y asociaciones de facies que pueden distinguirse en estas areniscas dentro de la región de Molina de Aragón (provincia de Guadalajara). Las facies con estratificación cruzada son las más abundantes y corresponden a distintos tipos de barras (unitarias y compuestas), rellenos de canales que circundan las barras o de corte por encima de ellas. Los bloques diagrama de la figura 7.33 expresan la evolución vertical de este sistema interpretado como un río entrelazado de carga arenosa de aguas profundas. La figura 7.34 es la reconstrucción de una barra de este sistema a partir de la distribución bidimensional de las facies observadas en afloramiento y de la cartografía en superficie de las formas que migraban por su techo.

Miall (1999) discute la presencia de una facies particular (HO) que algunos autores han descrito en depósitos antiguos interpretándola como rellenos de depresiones profundas *(hollows)*. Esta facies parece común en algunos ríos entrelazados de gravas y de arenas junto con laminación de régimen de flujo alto. Para la interpretación de este tipo de geometrías se propone un modelo de río entrelazado de alta energía *(high energy sand-bed braided)*. Sin embar-

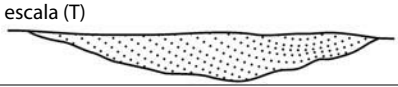
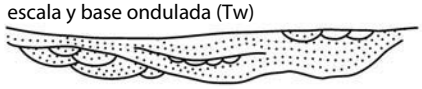
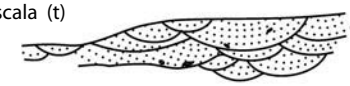
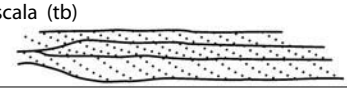
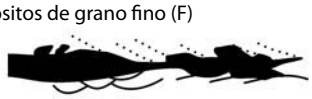
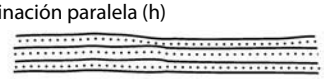
Facies	Tamaño de grano	Tamaño (m) H	Tamaño (m) L	Geometría
Estratificación cruzada planar (TB) 	Arenas de grano grueso con cantos	4	< 100	Tabular Base erosiva plana
Estratificación cruzada planar con acreción vertical (TBv) 	Arenas de grano grueso a medio	> 4	> 63	Compleja Formas tabulares de distinto tipos
Estratificación cruzada planar con surcos aguas abajo (TBt) 	Arenas de grano medio	1,5-3	30-70	Lenticular Base erosiva plana
Estratificación cruzada con surco a gran escala (T) 	Arenas de grano medio a grueso	2-4	30	Lenticular Base erosiva cóncava Techo plano
Estratificación cruzada con surco a gran escala y base ondulada (Tw) 		2-4	30	Lenticular Base erosiva irregular Techo plano
Estratificación cruzada de surco a media escala (t) 		0,2-0,5	0,4-8	Lenticular Base erosiva cóncava
Estratificación cruzada planar a media escala (tb) 	Arenas de grano medio	0,2-1,5	7,5-21-1,5	Lenticular Base plana Techo ligeramente irregular
Laminación debida a *ripples* (r) 	Arenas de grano fino a muy fino	< 0,1		*Ripples* asimétricos
Depósitos de grano fino (F) 	Lutitas	0,1-0,2		Irregular Geometría relacionada con las facies asociadas
Laminación paralela (h) 	Arenas de grano medio	0,1-0,4		Plana

Figura 7.32. Ejemplo de las principales facies y asociaciones de facies de un sistema entrelazado profundo con carga de arenas según Ramos *et al.* (1986). Triásico de la cordillera Ibérica. Modificado de Collinson (1996).

go, no se conocen ejemplos actuales de sistemas análogos donde estos depósitos sean comunes y se prefiere aquí no considerar por el momento este modelo.

Por último, Miall (1999) establece dos categorías de sistemas entrelazados con caudales efímeros (figura 7.35a). Los ríos entrelazados distales con mantos de arroyada *(sheetflood distal braided)* y los entrelazados efímeros *s.s. (flashy, ephemeral, sheetflood sand-bed river)*. El primer modelo es característico de llanuras distales de regiones áridas con lluvias ocasionales y, por tanto, de flujos efímeros en los que se desarrolla un sistema de canales poco definido. Algunos autores han descrito estos sistemas con el nombre de abanicos terminales (Friend, 1978; Parkash *et al.,* 1983; Kelly y Olsen, 1993). Sus depósitos son cuerpos tabulares, lenticulares o en forma

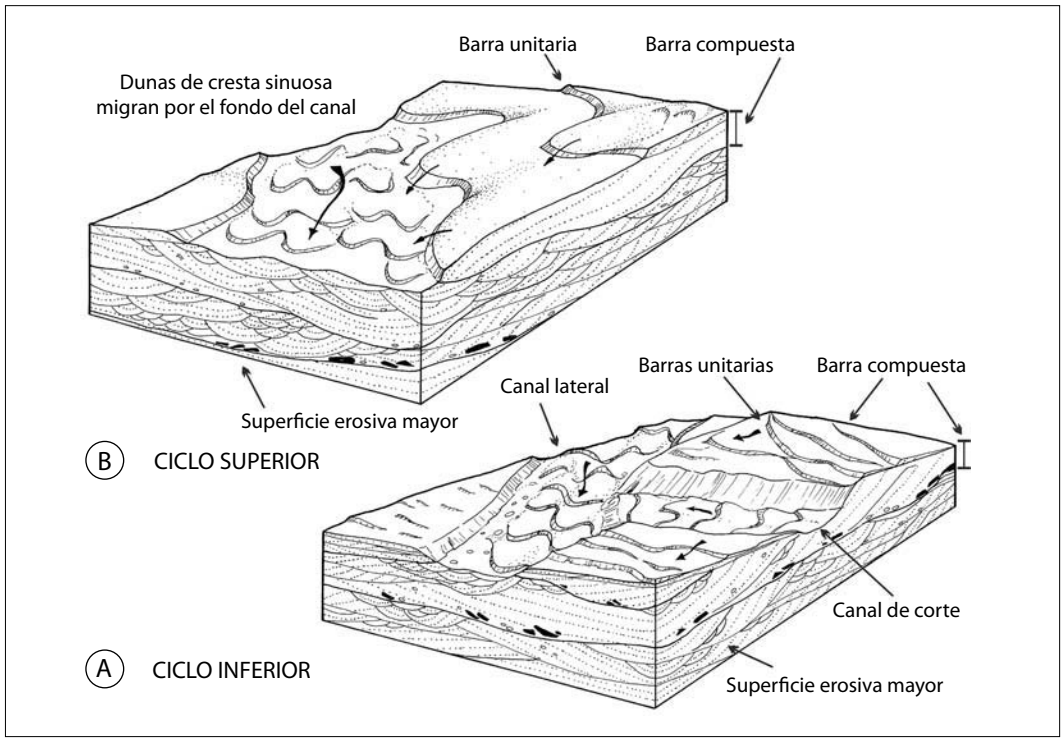


Figura 7.33. Modelos de sedimentación y evolución vertical de un sistema entrelazado de carga arenosa de aguas profundas. Buntsandstein de la región de Molina de Aragón (provincia de Guadalajara). Modificado de Ramos *et al.* (1984).

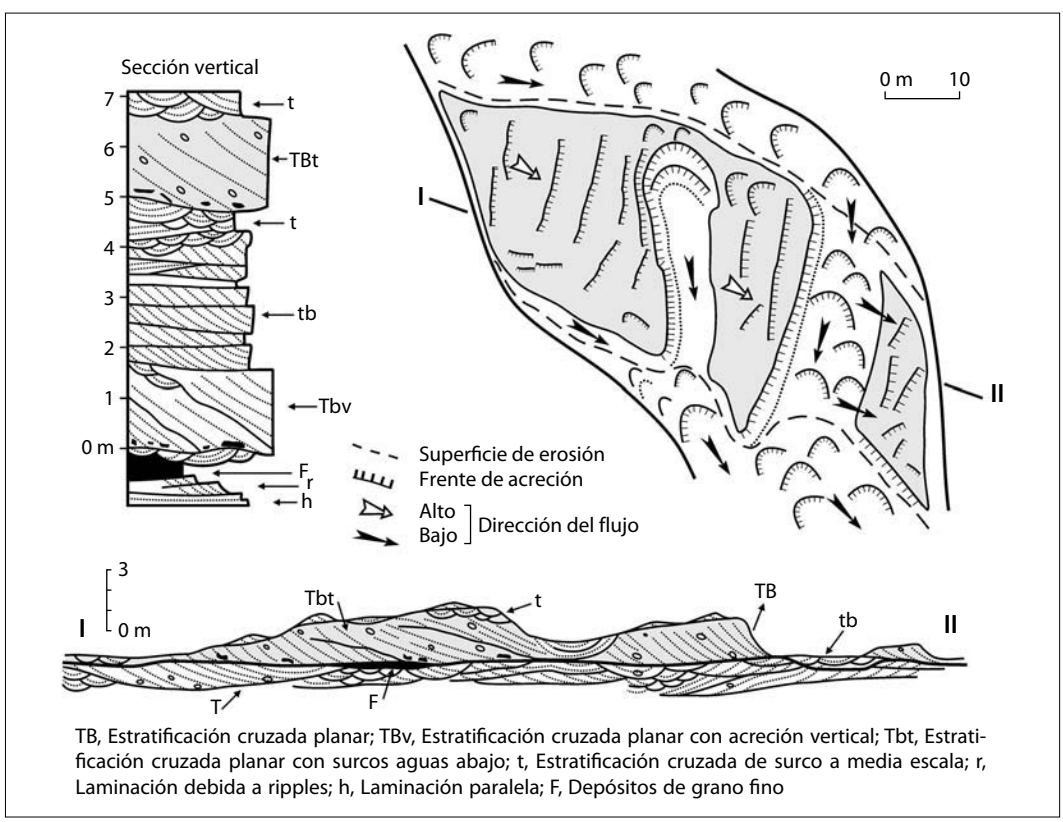


Figura 7.34. Perfil vertical y reconstrucción en planta de una barra compuesta de un sistema arenoso entrelazado de aguas profundas. Modificado de Ramos *et al.* (1986). Véase explicación de facies en figura 7.32.

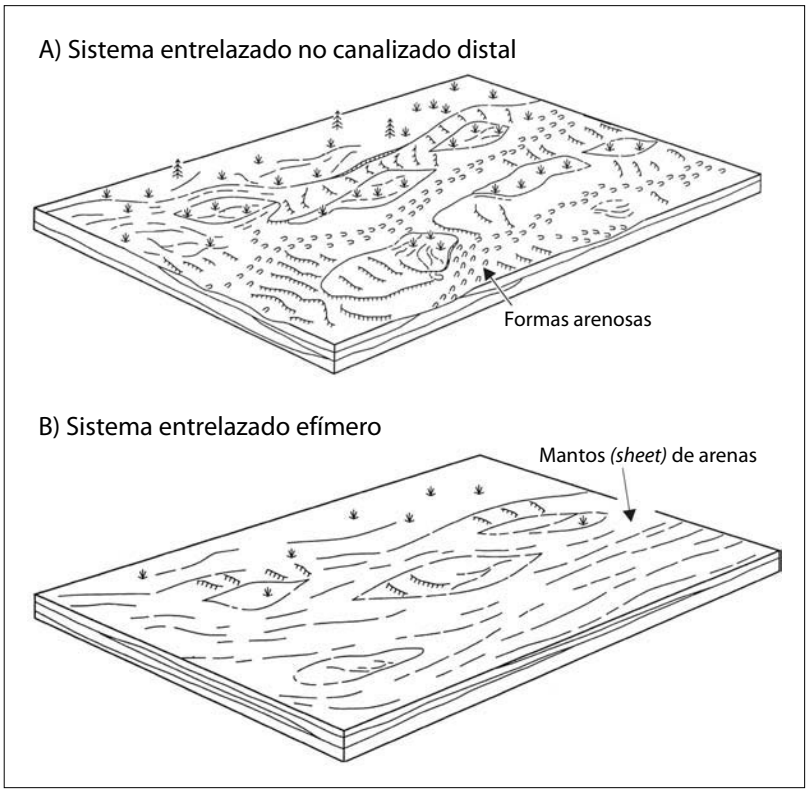


Figura 7.35. Modelos de ríos entrelazados efímeros. Modificado de Miall (1999).

de cuña, constituidos principalmente por estratificación cruzada de surco, planar, horizontal o de *ripples* y organizados en secuencias de pequeño espesor que pueden corresponder a un único evento de flujo (figura 7.36a). El contexto en el que se desarrollan es favorable a la indentación con otros subambientes sedimentarios propios de climas áridos y con cierta frecuencia, pueden presentar modificaciones por la acción eólica como las descritas por Marzo (1986) en la parte alta del Buntsandstein de Cataluña. Este tipo de modificaciones son, por ejemplo, pavimentos de deflación y mantos de arenas bien clasificadas con pequeñas dunas o *ripples* eólicos, desarrollados al techo de las barras que recubren las secuencias fluviales.

Los sistemas entrelazados arenosos efímeros *s.s.* presentan como diferencia esencial con el modelo anterior un predomino de las facies de alto régimen de flujo. La fisiografía de los canales (figura 7.35b) es difícil de reconocer. Son anchos, muy someros, están muy mal definidos y sin bordes netos. Sobre los cauces, una vez que cesa la corriente, se dibujan formas que recuerdan a las barras arenosas pero cuya geometría se configura por los procesos erosivos que tienen lugar durante las últimas etapas de circulación del agua, por tanto, su génesis es distinta y su organización interna también. En estos sistemas predomina la laminación paralela (Sh) y la estratificación cruzada de muy bajo ángulo (Sl). Con bastante probabilidad, en muchas descripciones esta estratificación que algunos autores describen como *hummocky*, corresponde a antidunas, es decir, a un tipo de laminación de régimen de flujo alto, aunque es cierto que este tipo de estructuras sedimentarias tienen un potencial de preservación muy pequeño. La secuencia vertical de facies (figura 7.36b) está formada principalmente por niveles de pequeño espesor que suelen representar eventos únicos de avenida, de corrientes muy someras que forman cuerpos tabulares de arenas con laminación paralela, *ripples*, ocasionalmente estratificación cruzada planar y como resultado de las últimas etapas de flujo, niveles delgados de limos y arcillas que pueden tener grietas de desecación.

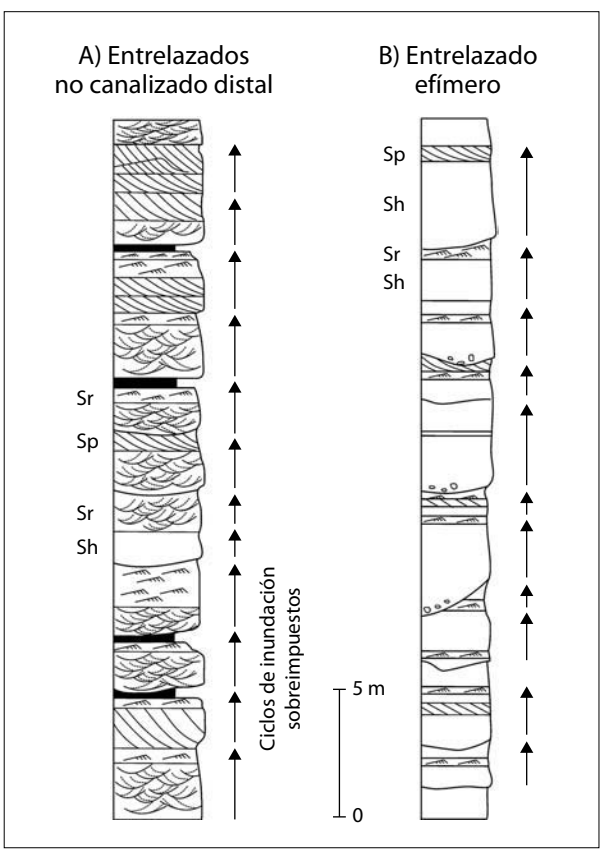


Figura 7.36. Principales secuencias verticales de los distintos tipos de sistemas entrelazados efímeros. Las flechas verticales señalan sucesiones de varios tipos y marcan secuencias grano y estrato decrecientes. Modificado de Miall (1999).

BIBLIOGRAFÍA

Allen, J. R. L. (1978): Studies in fluviatile sedimentation: An exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sediment. Geol.,* 21, 129-147.

— (1982): *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam, 1.

— (1983): Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.,* 33, 237-293.

Ashley, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bed-forms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.,* 60, 160-172.

Ashmore, P. E. (1982): Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surf. Proc. Land.,* 7, 201-225.

— (1991): How do gravel-bed Rivers braid? *Can. J. Earth Sci.,* 28, 326-341.

Ashworth, P.; Best, J.; Roden, J.; Bristow, C. y Klaassens, G. (2000): Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology,* 47, 533-555.

Bernini, A.; Caleffi, V. y Valiani, A. (2006): Numerical modeling of alternate bars in sallow channels. En G. H. Sambrook Smith, J. L. Best, Ch. S. Bristow y G. E. Petts (eds.), *Braided Rivers. Process, Deposits, Ecology and Management*. Balckwell. *IAS, Sp. Publ.,* 36, 153-175.

Best, J. L.; Ashworth, P. J.; Bristow, C. S. y Roden, J. E. (2003): Three-dimensional sedimentary architecture of a large, midchannel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *J. Sediment. Res.,* 73, 516-530.

Bluck, B. J. (1976): Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity. *Tran. Roy. Soc. Edin-Earth,* 69, 425-456.

— (1979): Structure of coarse grained braided alluvium. *Tran. Roy. Soc. Edin-Earth,* 70, 181-221.

— (1982): Texture of gravel bars in braided streams. En R. C. Hey, J. C. Bathurst y C. R. Thorne (eds.), *Gravel-bed Rivers*. Wiley and Sons, New York, 339-355.

Boothroyd, J. D. y Ashley, G. M. (1975): Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. En A. V. Jopling y B. C. McDonald (eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. *Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ.,* 23, 193-222.

Boothroyd, J. D. y Nummedal, D. (1978): Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 641-668.

Brayshaw, A. D. (1984): Characteristics and origin of cluster bedforms in coarse-grained alluvial channels. En E. H. Koster y R. J. Steel (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 10, 77-85.

Brice, J. C. (1960): Index for description of channel braiding. *Geol. Soc. Am. Bull., Abst.,* 71, 1833.

— (1964): Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper,* 422D, 1-41.

— (1984): Planform properties of meandering rivers. En C. M. Elliott (ed.), *River Meandering, Amer. Soc. Civil Eng.*, 1-15.

Bridge, J. S. (1993): The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), *Braided Rivers. Geol. Soc. London, Sp. Publ.,* 75, 13-71.

— (2003): *Rivers and Floodplains*. Blackwell, Oxford.

— (2006): Fluvial Facies Models: Recent Developments. En *Facies Models Revisited. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ.,* 84, 85-170.

Bridge, J. S.; Collier, R. y Alexander, J. (1998): Large-scale structure of Calamus River deposits (Nebraska, USA) revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology,* 45, 977-986.

Bridge, J. S. y Demicco, R. V. (2008): *Earth Suface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambrigde University Press, Cambridge.

Bridge, J. S. y Gabel, S. L. (1992): Flow and sediment dynamics in a low sinuosity, braided river: Calamus River, Nebraska Sandhills. *Sedimentology,* 39, 125-142.

Bridge, J. S. y Leader, M. R. (1979): A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology,* 26, 617-644.

Bridge, J. S.; Smith, N. D.; Trent, F.; Gabel, S. L. y Bernstein, P. (1986): Sedimentology and morphology of a low-sinuosity river: Calamus River, Nebraska Sandhills. *Sedimentology,* 33, 851-870.

Bridge, J. S. y Tye, R. S. (2000): Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels, and channel belts from wireline logs and cores. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 84, 1205-1228.

Bristow, C. S. (1987): Brahmaputra River: channel migration and deposition. En F. G. Ethridge, R. M. Flores y M. D. Harvey (eds.), *Recent developments in Fluvial Sedimentology. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ.,* 39, 63-74.

— (1993): Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh. En J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), *Braided Rivers. Geol. Soc. London, Sp. Publ.,* 75, 277-289.

— (1996): Reconstructing fluvial channel morphology from sedimentary sequences. En M. Dawson y P. Carling (eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. Wiley and Sons, Chichester, 351-371.

Cant, D. J. y Walker, R. G. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology,* 25, 625-648.

Chitale, S. V. (1973): Theories and relationships of river channel patterns. *J. Hydrol,* 19, 285-308.

Church, M. (1983): Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems. IAS Sp. Publ.,* 6, 301-312.

Church, M. y Jones, D. (1982): Channel bars in gravel-bed Rivers. En R. D. Hey, J. C. Bathurst y C. R. Thorne (eds.), *Gravel-bed rivers*. Wiley, Chichester. 291-324.

Coleman, J. M. (1969): Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.,* 3, 129-239.

Collinson, J. D. (1970): Bedforms of the Tana River, Norway. *Geogr. Ann.,* 52A, 31-56.

— (1996): Alluvial sediments. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford. 37-82.

Dabrio, C. J. y Fernández, J. L. (1986): Depósitos de ríos trenzados conglomeráticos plio-pleistocenos de la Depresión de Granada. *Cuad. Geol. Ibérica,* 10, 31-53.

Desloges, J. R. y Church, M. (1987): Channel and floodplain facies in a wandering gravel-bed river. En F. G., Ethridge, R. M. Flores y M. D. Harvey (eds.), *Recent developments in fluvial sedimentology. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ.,* 39, 99-109.

Engelund, F. y Skovgaard, O. (1973): On the origin of meandering and braiding in alluvial streams. *J. Fluid Mech.,* 57, 289-302.

Ferguson, R. I. y Werritty, A. (1983): Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems. IAS Sp. Publ.,* 6, 181-193.

Fernández, J. L. y Dabrio, C. J. (1986): Evolución del estilo aluvial en el Triásico de Alcaraz (Albacete). *Cuad. Geol. Ibérica,* 10, 173-206.

Friend, P. F. (1978): Distinctive features of some ancient rivers systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 531-542.

Friend, P. F. y Sinha, R. (1993): Braiding and meandering parameters. En J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), *Braided Rivers. Geol. Soc. London, Sp. Publ.,* 75, 105-111.

Fujita, Y. (1989): Bar and channel formation in braided streams. En S. Ikeda y G. Parker (eds.), *River Meandering. Am. Geophys. Union, Water Resour. Mon.,* 12, 417-462.

Fukuoka, S. (1989): Finite amplitude development of alternate bars. En S. Ikeda y G. Parker (eds.), *River Meandering. Am. Geophys. Union, Water Resour. Mon.,* 12, 237-265.

García-Mondéjar, J.; Pujalte, V. y Robles, S. (1986): Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria y norte de Palencia. *Cuad. Geol. Ibérica,* 10, 151-172.

Hayashi, T. y Ozaki, S. (1980): Alluvial bedforms analysis. I. Formation of alternating bars and braids. En H. W. Shen, y H. Kikkawa (eds.), *Application of Stochastic Processes in Sediment Transport. Water Resour. Publ., Colorado, Ch.,* 7, 1-40.

Hein, F. J. y Walker, R. G. (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.,* 141, 562-570.

Hong, L. B. y Davies, T. R. H. (1979): A study of stream braiding. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 79, 391-394.

Howard, A. D.; Keetch, M. E. y Vincent, C. L. (1970): Topological and geometrical properties of braided rivers. *Water Resour. Res.,* 6, 1674-1688.

Ikeda, H. (1975): On the bed configuration in alluvial channels; their types and condition of formation with reference to bars. *Geogr. Rev. Jpn.,* 48, 712-730.

Kellerhals, R.; Church, M. y Bray, D. I. (1976): Classification and analysis of river processes. *J. Hydraul. Eng-ASCE,* 102, 813-829.

Kelly, S. B. y Olsen, H. (1993): Terminal fans. A review with reference to Devonian examples. *Sediment. Geol.,* 85, 339-374.

Koster, E. H. (1978): Transverse ribs: their characteristics, origin and paleohydraulic significance. En Miall, A. D. (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 161-186.

Lane, E. W. (1957): A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. U. S. Army Engineer Division Missouri River Corps of Engineers, Omaha, Nebraska. *Missouri River Division Sediment Series,* 9.

Lane, S. N.; Chandler, J. H. y Porfiri, K. (2001): Monitoring river channel and flume surfaces with digital photogrammetry. *J. Hydraul. Eng-ASCE,* 127, 871-877.

Lane, S. N.; Chandler, J. H. y Richards, K. S. (1994): Developments in monitoring and terrain modeling small-scale river-bed topography. *Earth Surf. Proc. Land.,* 19, 349-368.

Lane, S. N.; Westaway, R. M. y Hicks, D. M. (2003): Estimation of erosion and deposition volumes in a large gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surf. Proc. Land.,* 28, 249-271.

Leopold, L. B. y Wolman, M. G. (1957): River channel patterns: braided, meandering and straight. *U. S. Geol. Survey Prof. Papers,* 262B, 39-85.

López, J. y Arche, A. (1997): The Upper Permian Boniches Formation: evolution from alluvial fan to fluvial system environments and accompanying tectonic and climatic controls in the southeast Iberian Ranges, central Spain. *Sediment. Geol.,* 114, 267-294.

Lunt, I. A. y Bridge, J. S. (2004): Evolution and deposits of a gravelly braid bar and a channel fill, Sagavanirktok River, Alaska. *Sedimentology,* 51, 415-432.

Lunt, I. A.; Bridge, J. S. y Tye, R. S. (2004): A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers. *Sedimentology,* 51, 377-414.

Martin, Y. y Church, M. (1996): Bed-material trans-port estimated from channel surveys-Vedder River, British Columbia. *Earth Surf. Proc. Land.,* 20, 247-261.

Marzo, M. (1986): Secuencias fluvio-eólicas en el Buntsandstein del Macizo de Garraf (prov. de Barcelona). *Cuad. Geol. Ibérica,* 10, 207-233.

Masake, B. (1998): Anastomosing Rivers; forms, processes and sediments. *Nedh. Geogr. Stud.,* 249, Universiteit Utrecht, Utrecht.

— (2001): Anastomosing Rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Sci. Rev.,* 53, 149-196.

McDonald, B. C. y Banerjee, I. (1971): Sediments and bedforms on a braided outwash plain. *Can. Jour. Earth Sci.,* 8, 1282-1301.

McLean, S. R. (1981): The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Mar. Geol.,* 42, 49-74.

Miall, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.,* 13, 1-62.

— (1978): Fluvial Sedimentology. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5.

— (1981): Analysis of fluvial depositional systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Education Course Note Series,* 20.

— (1992): Alluvial deposits. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Assoc. Canada, St John's, Newfoundland, 119-142.

— (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, New York.

Mosley, M. P. (1981): Semi-determinate hydraulic geometry of river channels, South Island, New Zealand. *Earth Surf. Proc. Land.,* 6, 127-137.

— (1982): Analysis of the effect of changing discharge on channel morphology and instream uses in a braided river, Ohau River, New Zealand. *Water Resour. Res.,* 18, 800-812.

— (1983): Response of braided rivers to changing discharge. *J. Hydrol.,* 22, 18-67.

Nanson G. C. y Knighton, A. D. (1996): Anabranching rivers; their cause, character and classification. *Earth Surf. Proc. Land.,* 21, 217-239.

Ore, H. T. (1963): Some criteria for recognition of braided stream deposits. Univ. Wyoming. Dept. Geol. *Contrib.,* 3, 1-14.

Parkash, B.; Awasthi, A. K. y Gohain, K. (1983): Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurushetra district, Haryana, India. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems. IAS Sp. Publ.,* 6, 337-344.

Parker, G. (1976): On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. *J. Fluid Mech.,* 76, 457-480.

Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1986): Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). *Cuad. Geol. Ibérica,* 10, 117-150.

Ramos, A. y Sopeña, A. (1983): Gravel bars in lowsinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems. IAS Sp. Publ.,* 6, 301-312.

Ramos, A.; Sopeña, A. y Pérez-Arlucea, M. (1986): Evolution of Bundsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *J. Sediment. Petrol.,* 56, 862-875.

Richards, K. S. (1982): *Rivers: form and process in alluvial channels.* Methuen, London.

Robertson-Rintoul, M. S. E. y Richards, K. S. (1993): Braided-channel pattern and paleohydrology using an index of total sinuosity. En J. L. Best, y C. R. Bristow (ed.), *Braided Rivers. Geol. Soc. London, Sp. Publ.,* 75, 113-118.

Rust, B. R. (1978a): A classification of alluvial channel systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 187-198.

— (1978b): Depositional models for braided alluvium. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 605-626.

— (1981): Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper Creek, Central Australia. *J. Sediment. Petrol.,* 52, 745-755.

Sambrook-Smith, G. H.; Ashworth, P. J.; Beste, J. L.; Woodward, J. y Simpson, C. J. (2006): The sedimentology and alluvial architecture of the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology,* 53, 413-434.

Sánchez-Moya, Y.; Sopeña, A. y Ramos, A. (1996): Infill Architecture of a non marine half-graben Triassic basin, Central Spain. *J. Sediment. Res.,* 66B, 1122-1136.

Schumm, S. A. (1977): *The Fluvial System*. Wiley, New York.

— (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ.,* 31, 19-29.

— (1985): Patterns of alluvial rivers. *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.,* 13, 5-27.

Schumm, S. A. y Khan, H. R. (1972): Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 83, 1755-1770.

Smith, D. G. y Smith, N. D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Bauff, Alberta. *J. Sediment. Petrol.,* 50, 157-164.

Smith, N. D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 81, 2993-3014.

— (1971): Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 82, 3407-3420.

— (1974): Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.,* 82, 205-223.

— (1978): Some comments on terminology for bars in shallow rivers. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 5, 85-88.

Southard, J. B.; Smith, N. D. y Kuhnle, R. A. (1984): Chutes and lobes: newly identified elements of braiding in shallow gravelly streams. En E. H. Koster y R. J. Steel (eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* 10, 51-59.

Stojic, M.; Chandler, J.; Ashmore, P. E. y Luce, J. (1998): The assessment of sediment transport rates by automated digital photogrammetry. *Photogramm. Eng. Rem. S.,* 64, 387-395.

Sundborg, A. (1956): The River Klarälven: a study of fluvial processes. *Geogr. Ann.,* 38, 127-316.

Tooth, S. y McCarthy, T. S. (2004): Anabranching in mixed bedrock-alluvial rivers: the example of the Orange River above Augrabies Falls, Northern Cape Province, South Africa. *Geomorphology,* 57, 235-262.

Tubino M., Repetto R. y Zolezzi G. (1999): Free bars in rivers. *J. Hydraul. Res.,* 37, 759-775.

Wende, R. y Nanson, G. C. (1998): Anabranching rivers: ridge-form alluvial channels in tropical northern Australia. *Geomorphology,* 22, 205-224.

Westaway, R. M.; Lane, S. N. y Hicks, D. M. (2000): The development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow, gravel-bed rivers. *Earth Surf. Proc. Land.,* 25, 209-226.

Williams, G. E. (1971): Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia. *Sedimentology,* 17, 1-40.

Yalin, M. S. (1992): *River Mechanics* (2.ª ed.), Pergamon Press, Oxford.

VIII

Sistemas aluviales de alta sinuosidad

por César Viseras y Juan Fernández*

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con la morfología del canal los ríos se dividen en cuatro tipos básicos (Cant, 1982): los rectilíneos, en los que no hay barras y son de baja sinuosidad (sinuosidad menor de 1,5), los meandriformes, con canales sinuosos, los anastomosados, caracterizados por presentar varios canales que se dividen y juntan a lo largo del río y, por último, los ríos trenzados con canales de baja sinuosidad y barras en torno a las cuales el flujo se reúne y se bifurca alternativamente. Esta misma clasificación fue propuesta por Miall (1977) (figura 8.1) y Rust (1978) en base a la utilización de dos parámetros: la sinuosidad y el parámetro de trenzamiento. La sinuosidad fue definida por Leopold y Wolman (1957) como la relación existente entre la longitud del canal y la del valle fluvial. El parámetro de trenzamiento *(braiding parameter, BP)* define el número de barras o islas dentro de los canales. No obstante estos cuatro tipos deben ser considerados como extremos de un espectro continuo de formas intermedias (Schumm, 1981). Este mismo autor pone de manifiesto la relación que existe entre la morfología del canal y el tipo de carga que transporta al clasificar los canales aluviales en tres grandes grupos (en Marzo, 1992):

1. Canales con carga en suspensión (transportan menos del 3% del total de la carga como carga tractiva).

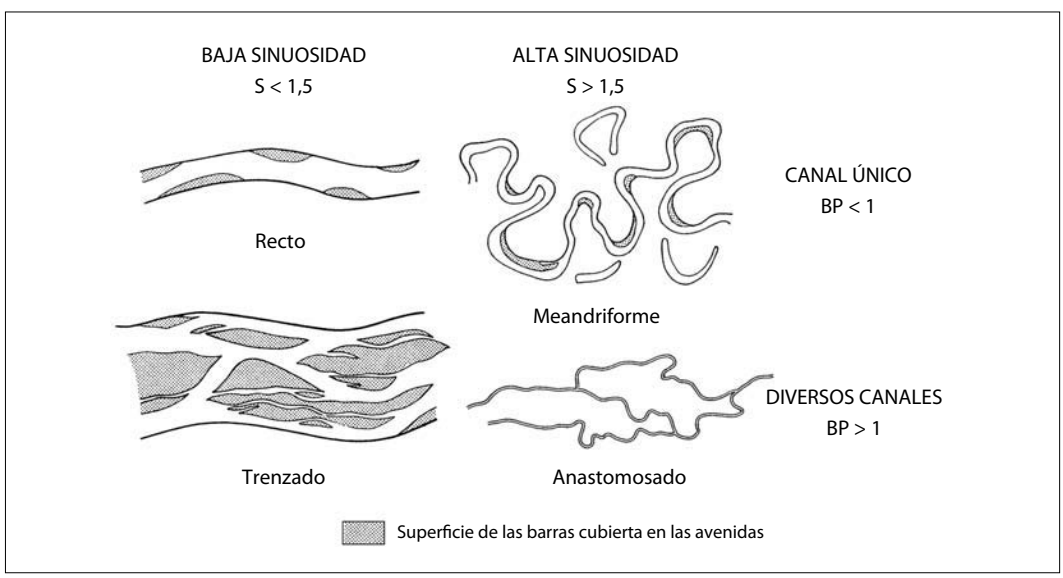


Figura 8.1. Principales tipos de ríos en función del número de canales (parámetro de trenzamiento, *BP*) y de la sinuosidad (S). Modificado de Miall, 1977.

* Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva. 18071 Granada. E-mails: viseras@ugr.es; jferdez@ugr.es.

2. Canales con carga mixta (transportan entre un 3 y un 11% del total como carga tractiva).
3. Canales con carga tractiva (transportan más del 11% del total como carga tractiva).

En función de la sinuosidad, los ríos pueden ser de baja (< 1,5), o de alta sinuosidad (> 1,5). Y combinando los dos parámetros indicados (sinuosidad y trenzamiento) se diferencian dos tipos de ríos de alta sinuosidad: los de canal único o meandriformes y los de canal múltiple o anastomosados.

EL ESTILO FLUVIAL MEANDRIFORME

Siguiendo la clasificación de Rust (1978), los ríos meandriformes son sistemas de canal único y sinuosidad superior a 1,5, y pertenecen mayoritariamente a los tipos 1 y 2 de Schumm (1981). No obstante, este valor de la sinuosidad resulta arbitrario, por lo que otros autores toman valores ligeramente inferiores: 1,3 (Moody-Stuart, 1966), 1,25 (Schumm, 1981), o algo superiores, 1,7 (Leeder, 1973). Además se deben tener en cuenta las condiciones de caudal, pues existen ríos que a caudales altos presentan morfología meandriforme, pero a caudales bajos pueden mostrar una morfología de tipo trenzado (Leopold y Wolman, 1957; Shelton y Noble, 1974; Miall, 1977 y Jackson, 1978).

Los ríos meandriformes se desarrollan mejor sobre pendientes bajas, con corrientes que transportan una relación carga en suspensión /carga en tracción elevada y con materiales cohesivos en sus márgenes (Leopold y Wolman, 1957; Schumm y Kahn, 1972). Muestran un modelo más organizado de procesos de canal y una separación más clara de los ambientes de canal y de desbordamiento que los de baja sinuosidad. Los canales meandriformes aparecen en bandas discretas en llanuras aluviales, en valles o entre terrazas. En el primer caso, el canal ocupa en un momento dado solo una pequeña parte. Se sitúa dentro de una banda que es un complejo de canal activo, canales abandonados y subambientes próximos al canal. Esta banda o cinturón de meandros migra sobre la llanura aluvial con el tiempo, en función de la sinuosidad del canal, de manera que con alta sinuosidad, probablemente relacionada con una carga en suspensión elevada, la posición de la banda de meandros llega a quedar estabilizada por tapones de arcilla generados por los frecuentes estrangulamientos. En estas circunstancias la sedimentación se concentra en esa banda, dando lugar a una cresta aluvial topográficamente más alta que el nivel de la llanura de inundación que la rodea (figuras 8.2 y 8.3). Esta situación de inestabilidad se resuelve periódicamente por avulsiones producidas durante fases de crecida por la rotura de uno de los márgenes del canal, de manera que un nuevo canal activo se establece sobre las partes más bajas de la llanura de inundación (Speight, 1965).

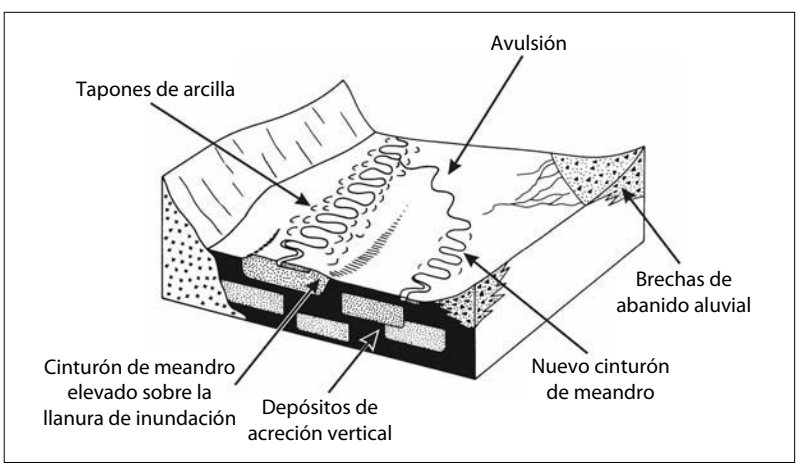


Figura 8.2. Agradación de la llanura de inundación en ríos sinuosos. Los cordones de arena correspondientes a los cinturones de meandro se preservan rodeados por limos y arcillas de la llanura de inundación generados por acreción vertical. Cuando el río queda confinado por tapones de arcilla se desarrolla una cresta de depósitos de relleno de canal topográficamente más alta que la llanura de inundación que la rodea, lo que facilita el cambio de posición del canal por avulsión. Modificado de Allen (1965).

Los ríos meandriformes pueden transportar una amplia gama de sedimentos desde gravas a lodos y son transicionales entre trenzados y anastomosados.

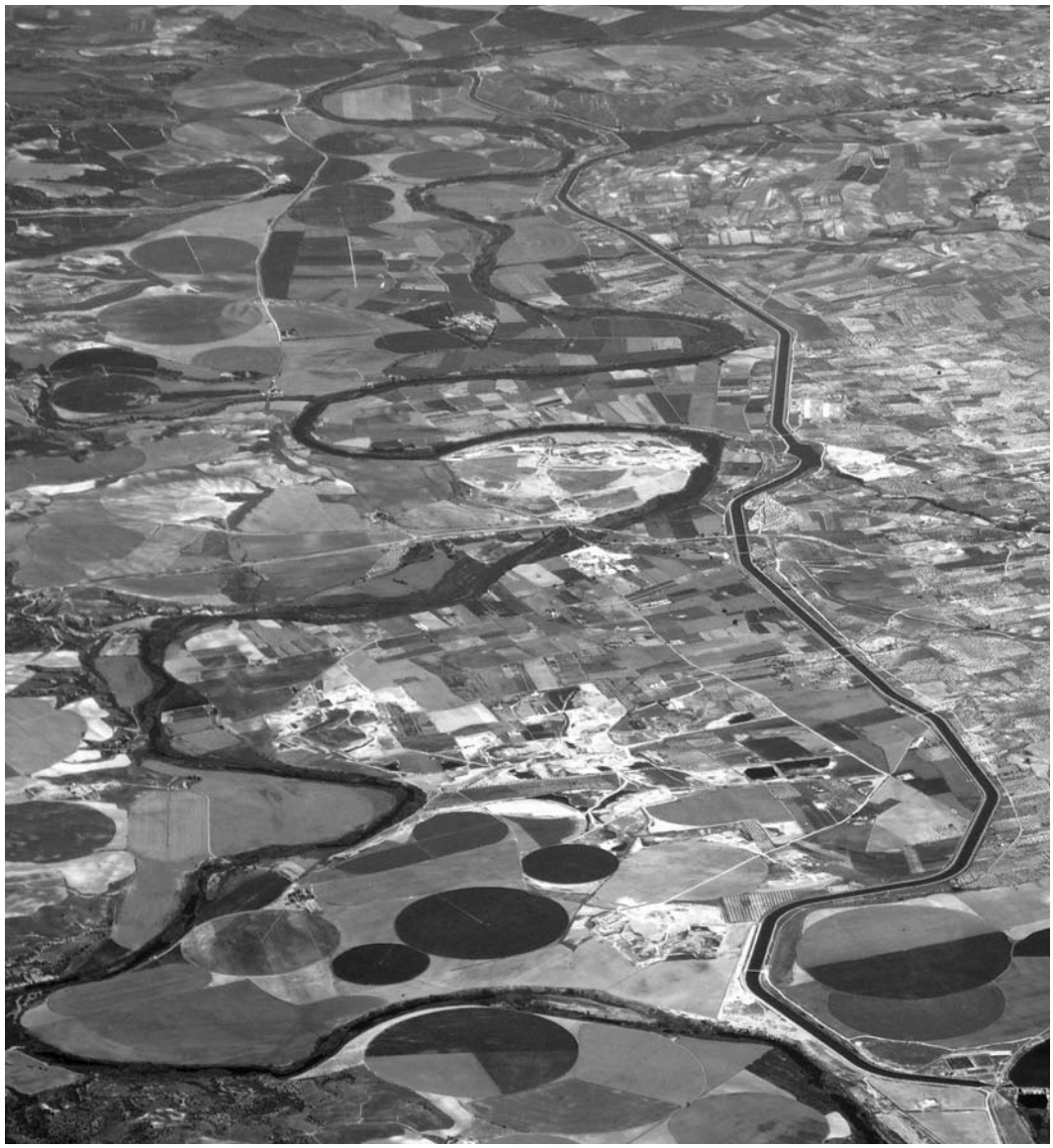


Figura 8.3. Vista aérea parcial del cinturón de meandros y su llanura de inundación adyacente en la Cuenca del río Guadalquivir.

SEDIMENTACIÓN EN SISTEMAS FLUVIALES MEANDRIFORMES: EL MODELO CLÁSICO

Flujo de agua y distribución de sedimentos en un canal meandriforme

En cualquier corriente fluvial natural, el agua, al fluir pendiente abajo, encuentra algún obstáculo que provoca su desviación de la línea de máxima pendiente del valle. El *thalweg* (línea que une los puntos de menor altura del valle) empieza a dibujar una trayectoria no rectilínea dentro de un canal que da lugar a la aparición de una sección transversal asimétrica dentro del mismo, conduciendo a la generación de curvas en el trazado del canal que se conocen con el nombre de meandros. Debido a esta asimetría que se produce en la sección transversal de los tramos curvos, en situación de importante descarga, el agua transcurre a una velocidad muy diferente según los puntos del cauce. En una curva la máxima velocidad se

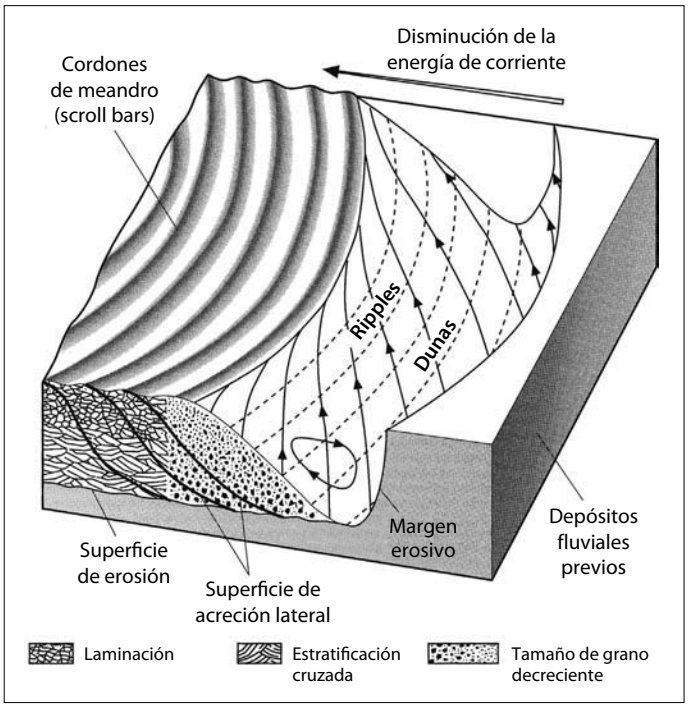


Figura 8.4. Flujo helicoidal en una curva de meandro. La disminución en la velocidad del flujo sobre la barra de meandro genera cambios en el tamaño de grano, en las formas del lecho y en las estructuras sedimentarias resultantes a través de la superficie de acreción de la barra de meandro. Modificado de Leeder (1999).

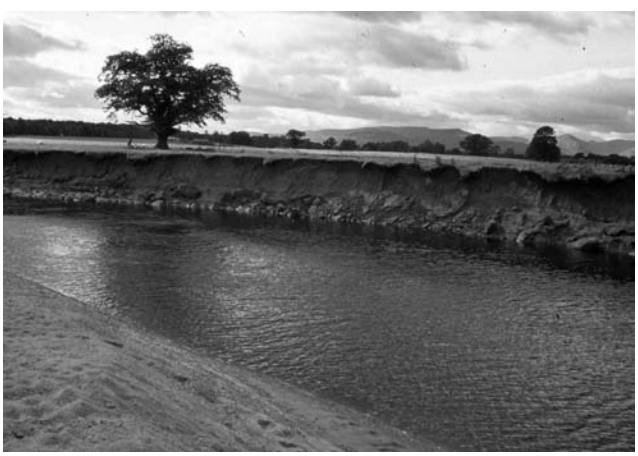


Figura 8.5. Fotografía tomada desde el margen de acreción (margen convexo, en primer plano, abajo a la izquierda), donde se aprecia la arena acumulada en la barra de meandro. En la parte central de la fotografía, en segundo plano, se observa el margen de erosión (margen cóncavo), fuertemente escarpado y a cuya base se acumulan clastos debidos a la destrucción de los depósitos de llanura de inundación más antiguos sobre los que se encaja el canal. Río Endrick (Escocia).

sitúa en las proximidades del margen externo (cóncavo), creando un exceso de presión en la parte más profunda de esta zona, que se resuelve con la generación de una componente lateral del flujo hacia el margen convexo. La combinación de esta componente lateral del flujo con la componente aguas abajo da lugar a una trayectoria del flujo que dibuja un helicoide. Este helicoide tiene una trayectoria superficial hacia el margen externo (cóncavo), donde continúa con sentido descendente y un recorrido basal ascendente por el margen interno (convexo) (Corney *et al.*, 2006) (figura 8.4).

La citada desviación lateral del flujo, con la que se desencadena el desarrollo del patrón de flujo helicoidal, será tanto más fácil cuanto menor sea el gradiente de pendiente del valle. Por otro lado, cuando el canal se encaja en materiales más difícilmente erosionables (como son los depósitos de finos frente a las gravas o arenas no consolidadas), la obtención de una sección asimétrica a partir de la existencia de un *thalweg* sinuoso se produce de manera más fácil (Marren *et al.*, 2006). Aunque entran en juego otros factores, se puede decir que el patrón fluvial meandriforme será muy propio de tramos distales de los sistemas aluviales, donde la pendiente es suave y el desarrollo de los depósitos finos de llanura de inundación es más importante.

La mayor velocidad del agua en las proximidades del margen externo (cóncavo) del canal, hace que dominen aquí procesos erosivos, produciéndose la sedimentación en el margen opuesto del canal (margen interno o convexo) (figura 8.5). En los ríos meandriformes normalmente domina la carga en suspensión, si bien suele existir una cierta proporción de carga de fondo, considerándose en general como sistemas de carga mixta (Schumm, 1981). El sedimento más grosero, como carga de fondo, transcurre por la parte más profunda del canal (Pyrce y Ashmore, 2005), mientras que la fracción algo más fina de la carga de fondo puede ser movida en saltación o arrastre por la componente lateral del flujo hasta alcanzar niveles de menor profundidad. Allí, la fricción que genera la parte interna de la curva del meandro reduce la velocidad del agua y los detritos se depositan.

Patrones de sedimentación en sistemas meandriformes

En un sistema meandriforme relativamente evolucionado, a una curva del canal sucede otra de orientación contraria. Así, en casi todo el canal domina el patrón de flujo helicoidal, especialmente cuando el nivel del agua es alto. De este modo se va a producir un patrón de

sedimentación muy especial y casi exclusivo, pues los detritos se depositan en una capa inclinada dispuesta sobre el margen de acreción (margen interno) del meandro. Se genera así dentro del canal una estratificación cruzada, que a diferencia de otros tipos se ocasiona por un flujo ascendente, y que fue bautizada por Allen (1965) como estratificación cruzada *epsilon,* y cuyo reconocimiento en el registro fósil ha sido utilizado durante muchos años como elemento diagnóstico del modelo fluvial meandriforme (figura 8.6). La acumulación de sedimento en el margen de acreción provoca la excavación en el margen contrario. Así, el canal se desplaza lateralmente y de este modo se mantiene la sección transversal aproximadamente invariable. Por tanto, dentro del canal se produce sedimentación principalmente por acreción lateral.



Figura 8.6. Capa arenosa donde se reconoce la estratificación cruzada *epsilon* debida a la acreción lateral en una barra de meandro. La megaestratificación cruzada destaca debido a la existencia de láminas de arcilla intercaladas entre las capas arenosas. También se observa la disminución de espesor del cuerpo arenoso desde el canal (izquierda) hacia la llanura de inundación (derecha). Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica.

Por el contrario, en las grandes crecidas, el agua que transporta sedimento en suspensión en la parte alta del canal puede superar los márgenes del mismo y al dejar de estar confinada pierde velocidad y deposita su carga en la llanura adyacente al canal. Este fenómeno se reproduce en cada situación de desbordamiento, dando lugar a una llanura de inundación en la que por tanto se producirá principalmente acreción vertical.

Subambientes donde se produce sedimentación en un sistema meandriforme y tipos de depósitos

Conocidos los principales procesos que operan en el sistema meandriforme como consecuencia de la existencia del modelo de flujo helicoidal y de un canal de sección transversal asimétrica que eventualmente se desborda, se puede deducir que van a operar procesos de sedimentación muy diferentes en el canal y en su llanura de inundación. Dentro de estos subambientes, la activa dinámica del sistema fluvial meandriforme permitirá que se produzcan diferentes situaciones que van a dar lugar a la aparición de cuerpos sedimentarios y secuencias de litofacies específicas de las fases de canal en plena actividad, canal en fase de abandono, depósitos de desbordamiento próximos al canal y alejados del mismo y canales de *chute* (figuras 8.7 y 8.8).

Depósitos de canal activo

Como consecuencia del modelo de flujo descrito, en el canal meandriforme existe un margen, el cóncavo o externo, sometido principalmente a erosión y otro, el convexo o interno, donde se produce la sedimentación. No obstante, en ambos márgenes operan procesos erosivos y deposicionales.

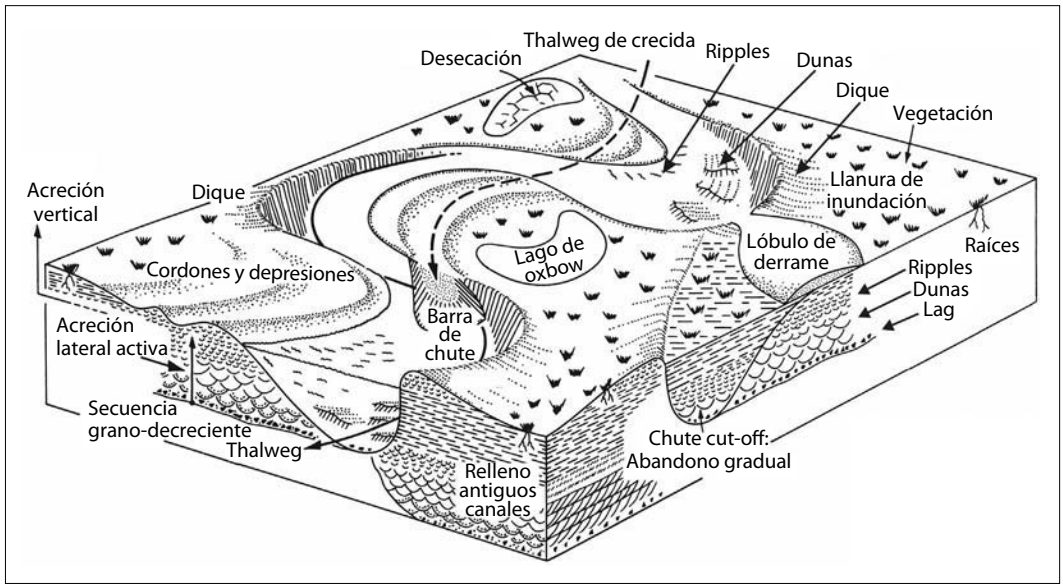


Figura 8.7. Bloque diagrama que muestra los principales elementos morfológicos de un sistema fluvial meandriforme. La erosión en el margen cóncavo (externo) de la curva de meandro conduce a la acreción lateral sobre la barra de meandro construida en el margen convexo (interno) de la curva. Las dunas y *ripples* que migran por el canal generan la estratificación cruzada en surco y la laminación cruzada que característicamente se preservan en la secuencia granodecreciente (*FU*) típica. Tomado de Walker (1984).



Figura 8.8. Vista aérea parcial de la Cuenca del río Po (Italia), donde se observan los principales elementos morfológicos típicos de un sistema fluvial meandriforme (canal activo, canales abandonados y áreas de llanura de inundación) (ver texto).

Margen de erosión

Los procesos erosivos en el margen cóncavo dependen de las características geotécnicas del material sobre el que se encaje el canal. Cuando se trata de sedimentos lutíticos de llanura de inundación, éstos suelen presentar una gran cohesividad, haciéndose así bastante resistentes a la erosión. Por tanto, suelen disgregarse en una serie de bloques separados por superficies curvas orientadas subparalelamente al margen. Estos bloques caen al fondo del canal, donde son reelaborados por el agua, dando lugar a un depósito de abandono *(lag)* de gravas ricas en intraclastos. Con el desplazamiento lateral del canal hacia el margen de erosión, los bloques deslizados acaban por disgregarse totalmente (figuras 8.9 y 8.10).



Figura 8.9. En primer plano, detalle de los deslizamientos en el margen de erosión (margen cóncavo) del canal sinuoso. Más atrás (sección transversal a la altura del poste eléctrico), de derecha a izquierda, vista general de las diferentes áreas de sedimentación distinguibles en la barra de meandro: canal profundo, plataforma (barra de meandro inferior) y supraplataforma (barra de meandro superior). Río Endrick (Escocia) (ver también figura 8.48).

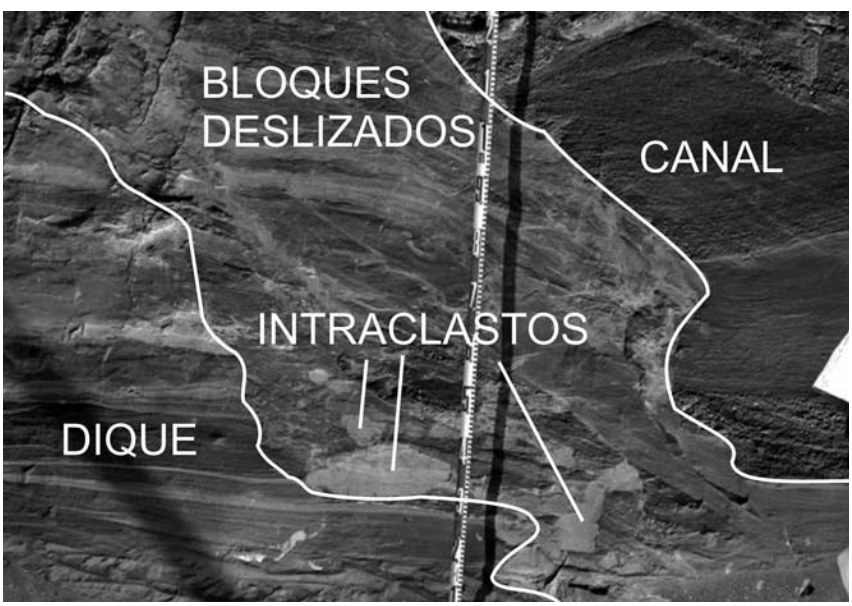


Figura 8.10. Detalle del margen de erosión (margen cóncavo) de un canal meandriforme en el que se observa una parte de los depósitos de desbordamiento (en este caso, de un dique natural) deformados y afectados por deslizamientos hacia el fondo del canal. Plioceno, Cuenca de Guadix (Granada). Modificado de Viseras *et al*. (2006).

Margen de acreción lateral: la barra de meandro

En el margen interno y convexo de la curva de un meandro se produce la principal acumulación de sedimentos debido al citado proceso de acreción lateral, dando lugar a lo que se conoce como una barra de meandro o barra en punta (*point bar*). El modelo fue propuesto por Allen (1970a y b) y posteriormente retocado por Bridge (1975 y 1978) y se genera en una situación teórica de máxima descarga y con desarrollo del patrón de flujo helicoidal a lo largo de toda la curva fluvial.

La disminución paulatina de energía que experimenta el flujo al ir ascendiendo sobre el margen convexo del canal va generando sobre éste un depósito de energía decreciente hacia arriba,

que se traduce en una disminución vertical del tamaño de grano y en la aparición de estructuras sedimentarias que indican un régimen de flujo cada vez con menos capacidad tractiva hacia arriba (figura 8.4). De este modo se generan unas unidades de sedimentación de geometría sigmoidal (horizontales en la parte alta, inclinadas hacia el centro del canal, normalmente no más de 15° en su mayor extensión, y tendiendo a ser horizontales de nuevo hacia el fondo del canal), que constituyen las llamadas unidades de acreción lateral, cuya repetición da lugar en sección a la citada estratificación cruzada *epsilon* (Puigdefábregas, 1973) (figura 8.11) y en planta, una topografía característica con pequeñas elevaciones o crestas de trazado curvilíneo aproximadamente paralelas al canal *(scroll bars)* separadas por pequeñas depresiones *(swales)* (figuras 8.4, 8.12 y 8.13). Esta topografía ondulada (también llamada topografía acrecional) se ha descrito no sólo en sistemas arenosos, sino también en algunos con dominio del tamaño grava (Puigdefábregas, 1973; Puigdefábregas y Van Vliet, 1978; Arche, 1983).



Figura 8.11. Sigmoides de arena formando unidades de estratificación cruzada *epsilon* por acreción lateral en una barra de meandro. Plioceno, Cuenca de Guadix (Granada).



Figura 8.12. Detalle de dos meandros sucesivos del río Guadalquivir (el superior parcialmente inundado por un embalse). La inundación del sistema pone de manifiesto la morfología de crestas *(scroll bars)* y depresiones *(swales)* en la barra de meandro, así como la dirección de migración lateral del canal (hacia la esquina superior derecha de la imagen).

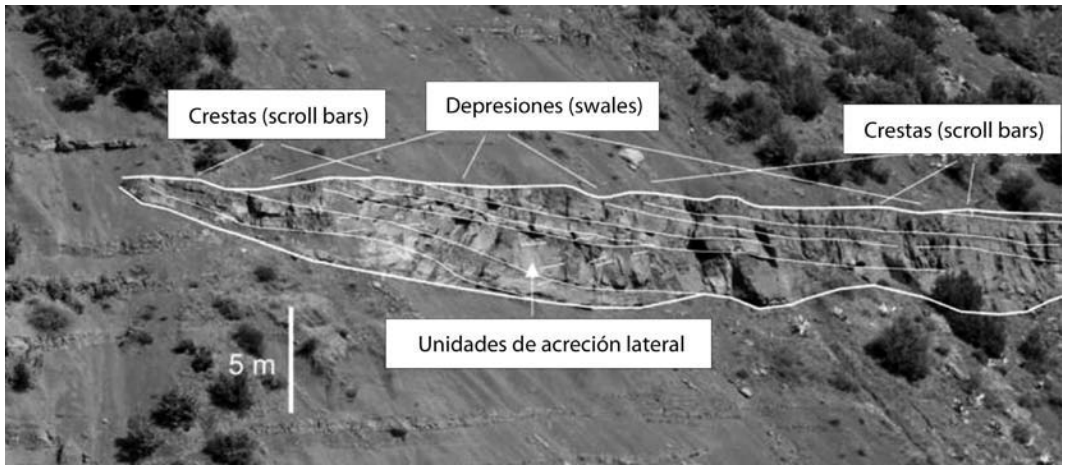


Figura 8.13. Capa de arena debida al desarrollo de una barra de meandro. Se observan la estratificación cruzada *epsilon* debida a la superposición de las unidades de acreción lateral y en el techo de la unidad la topografía acrecional característica con crestas *(scrolls)* y depresiones *(swales)*. Trías del Alto Atlas, Marruecos.

La sucesión vertical de litofacies más característica en una de estas unidades sigmoidales de acreción lateral comprende, de abajo a arriba: *a*) un depósito de abandono *(lag)* grosero, frecuentemente de tamaño grava, compuesto en parte por la más pesada carga de fondo arrastrada por el canal y en parte por los clastos arcilloso-limosos parcialmente consolidados correspondientes a la destrucción de los bloques caídos en el proceso de excavación lateral del margen de erosión, *b*) arenas con estratificación cruzada en artesa formando *sets* de espesor variable (normalmente superior a los 30 cm, pudiendo alcanzar en casos incluso 1 m), correspondientes a la migración de dunas en condiciones de flujo de energía intermedia (Kostic y Aigner, 2007) y *c*) arena más fina con laminación cruzada en artesa por la migración de *ripples*. Con frecuencia se producen combinaciones particulares de profundidad y velocidad del agua que pueden dar lugar a la aparición de *d*) un lecho plano arenoso de régimen de flujo alto que puede aparecer interestratificado con la estratificación y la laminación cruzada anteriomente descritas. Con frecuencia, sucesivas unidades de acreción lateral aparecen separadas por una capa de espesor centimétrico de lutitas dispuestas paralelamente a la superficie de acreción lateral y que representa el tapizado del margen convexo del canal por decantación de finos en un período de menor energía de la corriente (figura 8.6) (ver página 288, apartado de secuencia vertical de litofacies típica).

En estado de máxima descarga fluvial, una parte del agua puede canalizarse a través de una de estas depresiones, arrastrando parte de carga de fondo y erosionando parcialmente la parte alta de la barra. Se genera así un canal de menor curvatura que la depresión sobre la que se inicia, que se conoce como canal de *chute* (también llamado canal subsidiario) (figuras 8.14 y 8.15). Al conectar de nuevo con el canal principal aguas abajo, puede depositar la carga que arrastra, dando lugar al desarrollo de una barra de *chute*. Los canales de *chute* se reconocen bien en el registro fósil por ser rasgos erosivos instalados en la parte alta de la barra de meandro (Kostic y Aigner, 2007) y en los que la sedimentación se produce por acreción vertical (son canales de menor sinuosidad que el canal principal), con lo cual su relleno es parecido al de un canal trenzado de similares dimensiones y características hidráulicas.



Figura 8.14. Cinturón de meandros en el río Williams, Alaska. En la situación de crecida que muestra la fotografía parte del flujo transcurre por canales de *chute* (foto, N. D. Smith).

En definitiva, el continuado proceso de acreción lateral y desplazamiento del canal genera en el registro fósil un cuerpo de barra de meandro de geometría tabular, con base erosiva, secuencia de energía decreciente (pues



Figura 8.15. Meandro en el río Velillos (Granada), en el que la vegetación marca las posiciones del canal principal y del canal de *chute* (o canal subsidiario). Además se observa la topografía acrecional de la barra de meandro.

sobre cada punto de una unidad sigmoidal se superpone una posición más alta y de menor energía de la unidad sigmoidal siguiente) y a cuyo techo puede aparecer una superficie con las irregularidades debidas a las crestas y depresiones (figuras 8.4 y 8.13) a su vez coronada por una superficie erosiva y los depósitos de canales de *chute*. La potencia de este cuerpo puede ser tomada como una estimación de la profundidad del canal en estado de máxima descarga. La secuencia vertical de litofacies en estos cuerpos sedimentarios constituye uno de los elementos más característicos de la arquitectura aluvial en llanuras de inundación surcadas por sistemas meandriformes, como comentamos detalladamente más adelante.

Depósitos de canal en fase de abandono

Mecanismos de abandono y secuencias de facies características

Allen (1965) propuso dos mecanismos a través de los cuales se suele producir el abandono de un canal meandriforme de un modo gradual o brusco.

Abandono gradual

La primera posibilidad, conocida como *chute cut off* se desencadena cuando, después de una crecida, parte del flujo empieza a transcurrir por una de las depresiones *(swales)* situadas entre los cordones de meandro de la parte alta de la barra (figura 8.14) y, progresivamente, un mayor volumen de flujo se va trasladando a este nuevo canal (canal de *chute*) con la consiguiente disminución gradual del flujo en el antiguo canal principal, que se va abandonando progresivamente hasta quedar inactivo. Así, por encima de los depósitos de canal activo descritos en el apartado anterior aparece un paquete de considerable espesor formado por arena con estructuras sedimentarias tractivas que indican claramente una menor energía, frecuentemente *ripples* de corriente (figura 8.16). En algunos casos, las etapas tractivas alternan con episodios, cada vez más prolongados, en los que el agua permanece estancada en el tramo de canal abandonado, produciéndose decantación de arcilla sobre las capas de arena (Viseras *et al.*, 2006) (figura 8.17). Cuando el canal se vuelve totalmente inactivo pasa a constituir un lago en la llanura de inundación denominado lago en yugo *(oxbow lake),* que se rellena por un paquete lutítico de sedimento de decantación procedente del desbordamiento del canal activo en su nueva ubicación (Marren *et al.*, 2006). Esta capa lutítica, cuya base dibuja la morfología del fondo del canal residual, recibe el nombre de tapón de arcilla *(clay plug)* (figura 8.18).

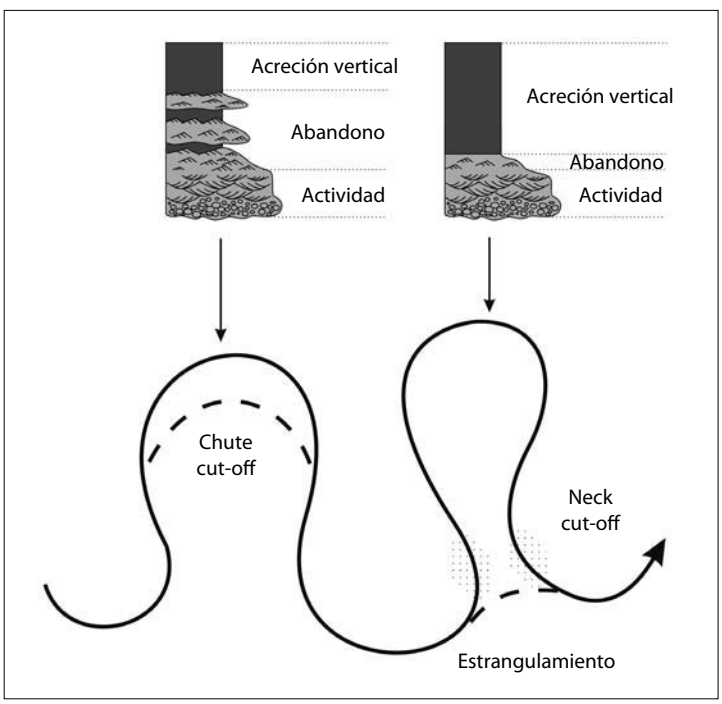


Figura 8.16. Modalidades de abandono de canal meandriforme y secuencias resultantes de su relleno progresivo. Nótese el diferente espesor y características de los depósitos de abandono según el mecanismo que lo origina. Modificado de Walker (1984).



Figura 8.17. Detalle de estructuras tipo *ripple* de corriente fosilizadas por arcilla de decantación que marcan el paso de una situación de canal activo, sometido a corrientes tractivas, a otra de canal abandonado, con instalación de un lago de *oxbow*. Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada). Tomado de Viseras *et al.* (2006).

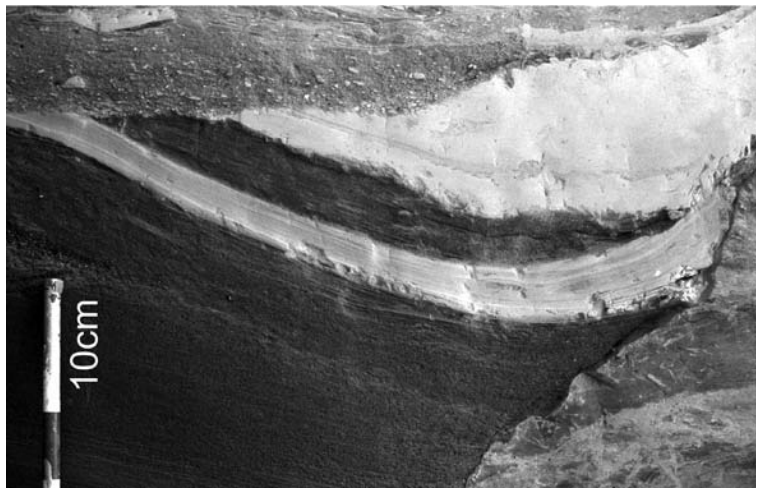


Figura 8.18. Tapones de arcilla que dibujan la morfología del fondo de un canal en fase de abandono. Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada). Tomado de Viseras *et al.* (2006).

Abandono brusco

El abandono brusco ocurre normalmente cuando dos meandros del mismo canal orientados en el mismo sentido llegan a conectar entre sí. Esto puede ocurrir al progresar el desplazamiento lateral de los canales, y en general cuando la curva de un meandro supera los 180°. Se produce así un estrangulamiento del canal *(neck cut off)* y la curva completa entre las dos que conectan queda abandonada, formándose al igual que en el caso anterior, un lago de *oxbow*, aunque en este caso más grande (figura 8.19). En el proceso de abandono brusco, la velocidad del flujo en el tramo de canal abandonado disminuye hasta cero de manera muy



Figura 8.19. Canal abandonado por un proceso de estrangulamiento, en el que se aprecia mayor grado de relleno en las zonas de conexión con el canal activo en relación con el resto del meandro abandonado, donde episódicamente se puede generar un lago de *oxbow*. Cuenca del río Po (Italia).

rápida. De este modo, el intervalo de arenas con *ripples* que se sitúa por encima de los depósitos de la fase activa del canal suele tener muy poco espesor y no alterna con depósitos lutíticos. Por encima de las arenas, sin embargo se deposita un potente tapón de arcilla formado por los sedimentos que, procedentes del canal activo y en situaciones de crecida y desbordamiento, alcanzan el lago y se decantan (figura 8.16).



Figura 8.20. Situación de un cinturón de meandros actual desplazado respecto a su posición anterior por un proceso de avulsión. Obsérvese la instalación de lagos de *oxbow* en tramos del canal abandonado. Cuenca del río Po (Italia).

Como ya adelantábamos en la página 262, existe otra posibilidad de abandono brusco: el proceso de avulsión (Kraus, 2001; Stouthamer, 2001). La permanencia durante un prolongado intervalo de tiempo del cinturón de meandros en una misma posición del valle hace que los sucesivos pequeños desbordamientos del canal, acumulen sedimento especialmente en sus orillas. Esto permite también la acreción vertical sobre el fondo del canal, hasta el punto de que puede llegar a situarse más alto que la superficie de la llanura de inundación alejada del mismo. Así, después de un desbordamiento importante se puede producir una avulsión, con instalación del cinturón de meandros en la posición más deprimida de la llanura de inundación, quedando totalmente inactivo el antiguo cinturón aguas abajo del punto de avulsión y en una situación topográfica más elevada (figuras 8.2 y 8.20).

Otras facies en canales en fase de abandono

Los depósitos anteriormente descritos próximos al margen de erosión, debidos a la inestabilidad geotécnica del margen y al deslizamiento hasta el fondo del canal de bloques de sedimento encajante se pueden conservar en el registro si se trata de material de importante cohesividad (es decir, cuando el canal se encaje en limos y arcillas de la llanura de inundación, pero no cuando lo haga sobre depósitos de canal más antiguos) y justamente antes de que se inicie el abandono del canal, pues de otro modo serían erosionados debido a su desplazamiento lateral (figura 8.10).

En la literatura se describen ejemplos en los que el canal en su fase de abandono constituye un lugar relativamente protegido en la llanura aluvial, de tal modo que es utilizado como cubil por organismos carroñeros, que transportan hasta aquí los cadáveres recolectados (figura 8.21). Esta actividad biológica da lugar a una facies especial, consistente en clastos arcillosos subangulosos de tamaño muy irregular, embebidos en una matriz arenosa y lutítica (figura 8.22). Esta facies de estructura caótica aparece dentro de un cuerpo de paredes de tendencia subvertical muy irregulares, que lo separan de los depósitos de abandono anteriormente descritos. También aparecen huellas de mamíferos y concentración de huesos (figuras 8.23 y 8.24). Se trata de una facies exótica, debida a la deformación de los depósitos de la fase de abandono de canal por la carga local que ejerce el pisoteo de grandes animales (Viseras *et al.*, 2006).

Los sedimentos arenosos y lutíticos correspondientes a la fase de abandono, cuando el canal se convierte en un lago de *oxbow,* con frecuencia aparecen bioturbados por la actividad

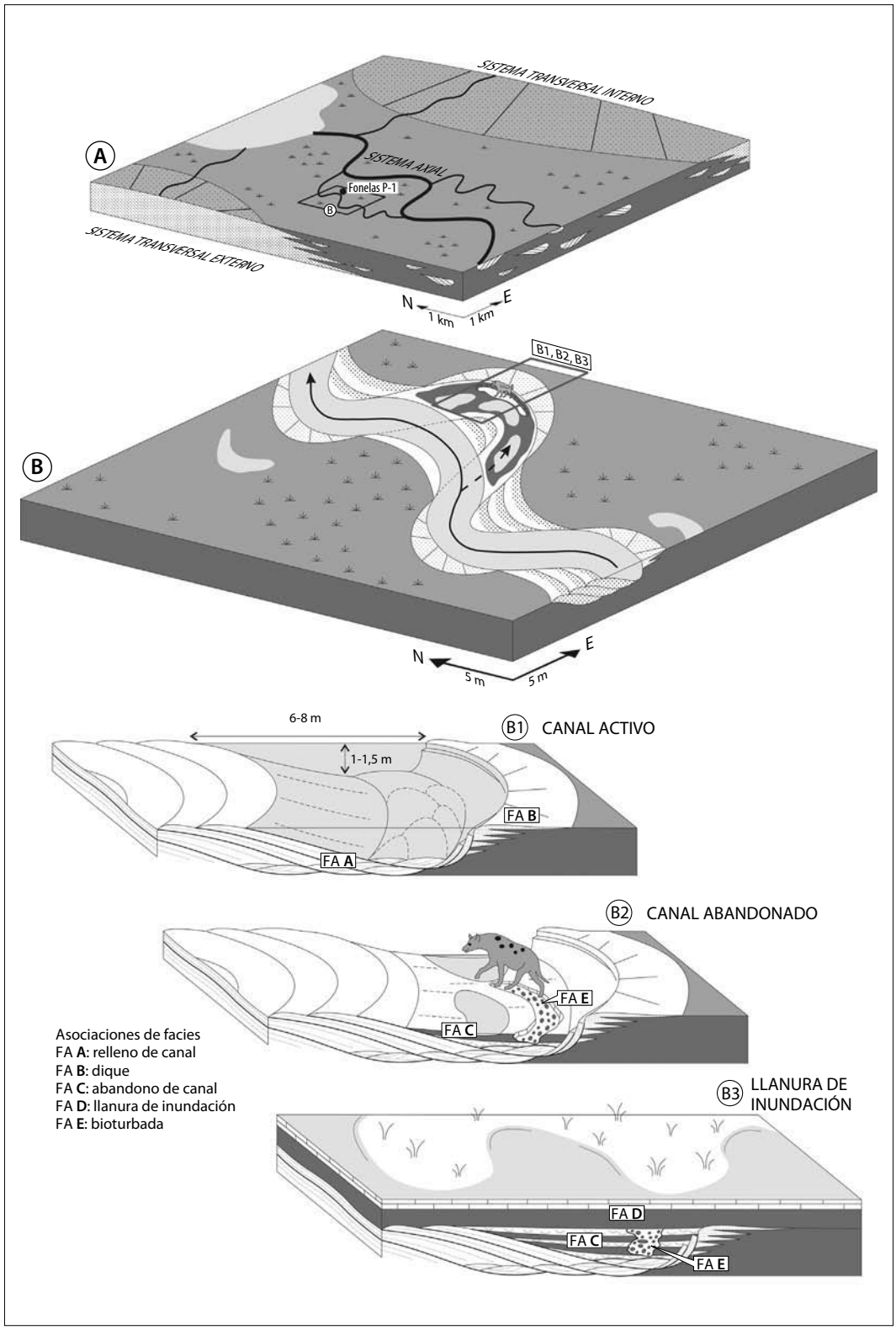


Figura 8.21. Reconstrucción del ambiente sedimentario del yacimiento de macromamíferos Fonelas P-1 (Pleistoceno, Cuenca de Guadix, Granada). A) Valle axial con canales meandriformes entre los abanicos aluviales de los sistemas transversales interno y externo. B) Relleno de canal abandonado por un proceso de *chute cut off* . Este ambiente es ocupado por grandes mamíferos. B1, B2, B3 representan la localización de las asociaciones de facies en tres etapas evolutivas del relleno del canal, activo (B1), abandonado (B2) y establecimiento de condiciones de llanura de inundación (B3). Tomado de Viseras *et al.* (2006).

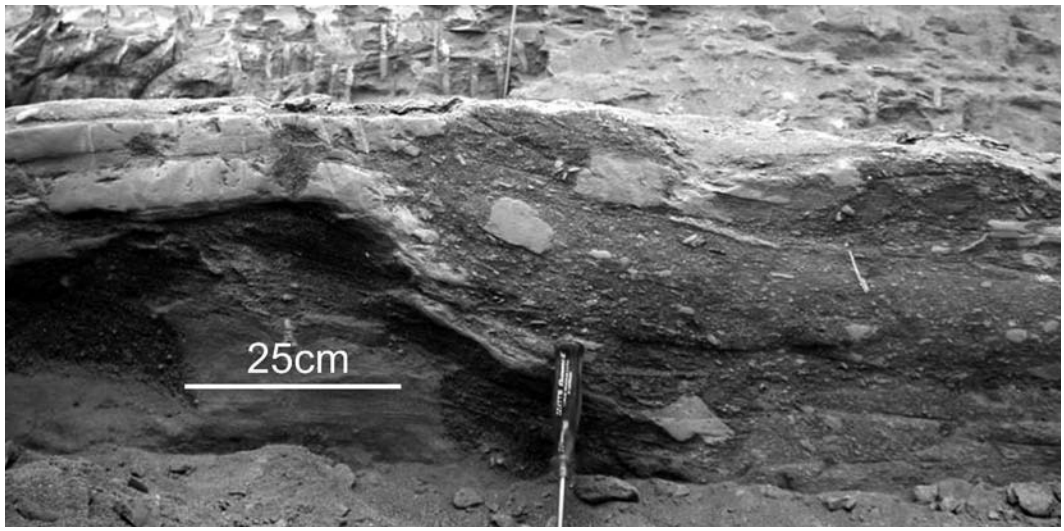


Figura 8.22. Facies caótica debida a la bioturbación por pisoteo animal sobre los depósitos de un canal meandriforme en fase de abandono. Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada). Tomado de Viseras *et al*. (2006).



Figura 8.24. Acumulación de huesos de grandes mamíferos parcialmente alineados según la dirección de un canal meandriforme en fase de abandono gradual. Yacimiento Fonelas P-1, Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada).

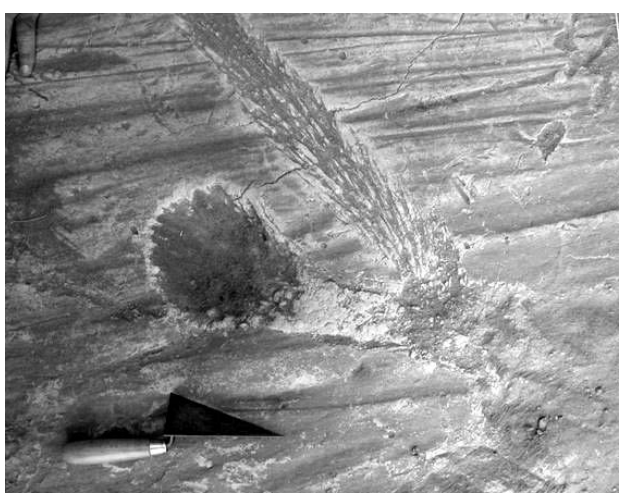


Figura 8.23. Techo de una capa arcillosa formada en un canal en fase de abandono gradual. La reactivación del flujo se pone de manifiesto por las marcas de corriente. Contrastan las huellas debidas al pisoteo de vertebrados y al arrastre de fragmentos de cadáveres por organismos carroñeros. Yacimiento Fonelas P-1, Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada). Tomado de Viseras *et al*. (2006).

de habitación y alimentación de diversos tipos de organismos, entre los que destacan crustáceos dulceacuícolas y moluscos (Bucheim *et al.*, 2000; Pla *et al.*, 2005) (figura 8.25).

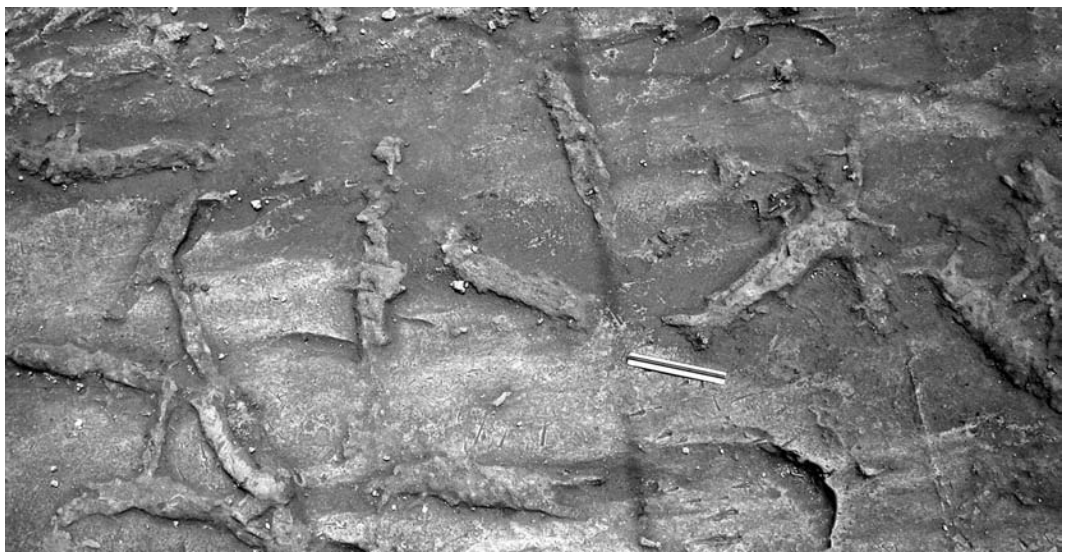


Figura 8.25. *Burrows* debidos a la actividad de invertebrados dulceacuícolas sobre los sedimentos finos de un lago de *oxbow* instalado en un canal meandriforme abandonado. Yacimiento Fonelas P-1, Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada). Tomado de Viseras *et al*. (2006).

Depósitos de desbordamiento

Cuando la descarga fluvial excede la capacidad del canal, parte del agua se escapa por encima de los márgenes, perdiendo velocidad de manera muy rápida al cesar su confinamiento. Este descenso de velocidad provoca el depósito de la fracción más grosera (normalmente arena y limo) en las proximidades del canal. Son los llamados depósitos de margen de canal *(bank deposits)*. Así, únicamente queda en suspensión la fracción arcillosa, que se depositará encima de la capa de groseros y también en zonas más alejadas del canal, cuando se desequen las aguas de inundación. Se trata de los llamados depósitos de llanura de inundación *(floodplain deposits)* (figuras 8.7 y 8.8). De este modo, es conveniente diferenciar fuera del canal dos zonas de características muy distintas en cuanto al tipo de sedimentación que se produce.

Depósitos próximos al canal

El depósito repetido de arena y limo en las proximidades del canal como consecuencia de sucesivos desbordamientos da lugar al desarrollo de un cuerpo junto al canal, elevado respecto a la llanura de inundación, que se conoce con el nombre de dique o bordo *(levee)*. Localmente el dique se puede romper durante las avenidas, y las aguas de inundación se canalizan a través de esa rotura, lo cual permite el transporte del sedimento arenoso hasta posiciones más alejadas del canal, formando un cuerpo conocido como lóbulo de derrame *(crevasse splay)* (figura 8.7).

Depósitos de dique natural

El dique da lugar a un cuerpo en forma de cuña con su máximo espesor en las proximidades del canal, junto al margen cóncavo o margen de erosión, y que se adelgaza progresivamente hacia la llanura de inundación. Sus dimensiones son muy variables, dependiendo principalmente de las dimensiones de la cuenca de drenaje del canal junto al que se forma

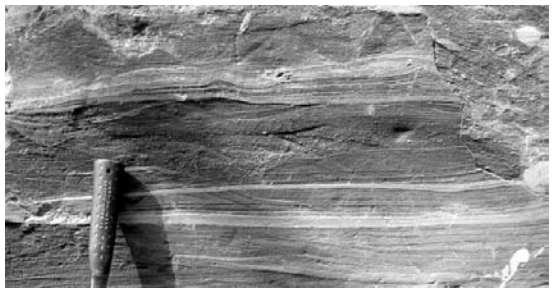


Figura 8.26. Cuerpos con morfología de cuña formados en un dique natural. El margen erosivo del canal se aprecia en la parte superior derecha de la fotografía. El acuñamiento de los depósitos de dique se produce en el sentido de alejamiento del canal (hacia la izquierda). Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada). Tomado de Viseras *et al*. (2006).

(cuanto más extensa sea, mayor será la anchura de los diques) y del tipo de carga que transporte el río (mucha carga en suspensión favorece el desarrollo de anchos diques, Hudson y Heitmuller, 2003). Así, se describen depósitos de dique de espesores desde decimétrico a métrico, y varias decenas de metros de extensión lateral.

Esta gran cuña de sedimentos está formada a su vez por pequeñas cuñas que corresponden a cada uno de los eventos de desbordamiento que se producen junto a ese margen del canal (figura 8.26). Cada una de estas pequeñas cuñas individuales presenta una sucesión de litofacies y tamaño de partícula de energía decreciente, tanto hacia arriba como en sentido distal del canal (Viseras *et al.*, 2006). Así, la base de la parte más cercana al canal puede ser ligeramente erosiva y estar cubierta por un delgado nivel de *pebbles,* en parte originados por la erosión del margen (este intervalo no siempre se reconoce). Por encima, y al alejarnos del canal se desarrolla un nivel de arena con laminación horizontal o *ripples* de corriente que marcan un sentido de flujo aproximadamente perpendicular a la dirección local del canal principal. Finalmente se deposita un intervalo de limo y arcilla que muestra laminación horizontal de régimen de flujo bajo o laminación ondulada.

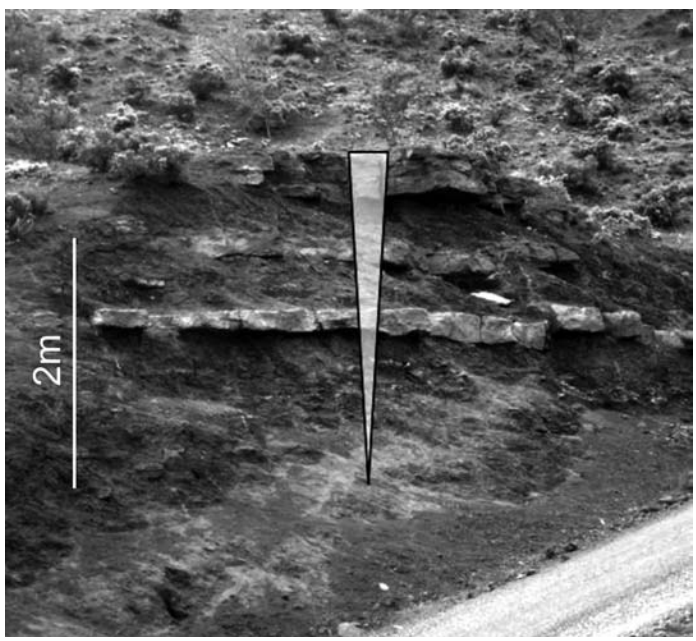


Figura 8.27. Depósitos de dique organizados en una sucesión estratocreciente debida al acercamiento progresivo del canal. Trías del Alto Atlas, Marruecos.

Las sucesivas capas que constituyen las cuñas individuales suelen organizarse en una secuencia vertical estratocreciente, indicativa del progresivo acercamiento del canal en su dinámica de desplazamiento lateral (figura 8.27). Justamente por esta dinámica, en la mayor parte de los ejemplos, los depósitos de dique son eliminados por la erosión del propio canal y únicamente se conservan cuando se abandona el canal o en condiciones de muy alta subsidencia en la cuenca (figura 8.28).



Figura 8.28. Secuencia estratocreciente debida al desarrollo de un dique sobre el que finalmente se instala el canal. Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica. Modificado de Fernández *et al.* (2005).

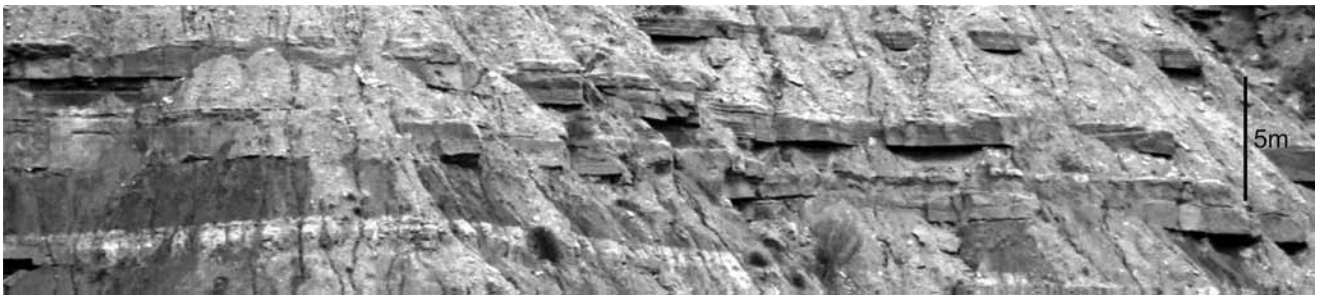


Figura 8.29. Depósitos de llanura de inundación de un sistema meandriforme en los que se observan capas arenosas debidas al desarrollo de lóbulos de derrame que muestran base plana y techo ondulado. Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica.



Figura 8.30. Detalle de parte de un lóbulo de derrame donde se aprecia su acuñamiento por el techo (hacia la derecha). Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica.

Depósitos de lóbulo de derrame

Un lóbulo de derrame individual da lugar a un cuerpo sedimentario de espesor máximo de 1-1,5 m y extensión lateral de unas pocas decenas de metros (Donselaar y Schmidt, 2005). Su base es plana y su techo ondulado (figuras 8.29 y 8.30), mostrando facies de mayor energía hacia la parte central donde se puede depositar arena con laminación horizontal de régimen de flujo alto, que evoluciona lateralmente a arena con *ripples* y arena con laminación cruzada hacia los extremos, donde termina el lóbulo (figura 8.31). En algunos casos se conserva el canal de derrame hacia la parte alta del cuerpo, con base erosiva, anchura inferior al metro y profundidad máxima que normalmente no supera 20-30 cm, relleno por arena con estratificación cruzada en artesa (figuras 8.31d y 8.32).

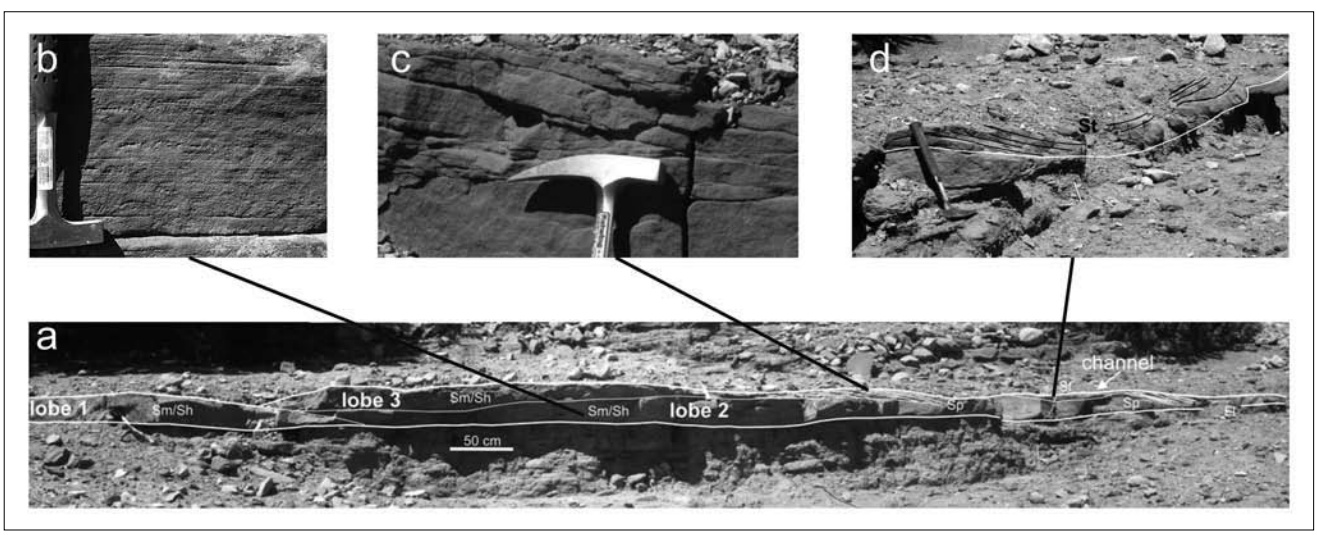


Figura 8.31. *a*) Superposición de varios lóbulos de derrame con detalles de las facies de: *b*) arena con laminación horizontal de régimen de flujo alto, en la parte central de uno de los lóbulos, *c*) arena con estratificación cruzada planar en el extremo lateral de un lóbulo y *d*), arena con estratificación cruzada en artesa en un canal de derrame instalado sobre el lóbulo. Trías del Alto Atlas, Marruecos.

En la terminación de un lóbulo, cuando la tasa de acumulación de la llanura de inundación en la que se desarrolla es importante, la base aparece escalonada (figura 8.33). En estas zonas de extremo, la progradación del lóbulo puede dar lugar a una secuencia negativa (Friend *et al.*, 1981), y se puede observar el depósito de capas lutíticas intercaladas entre las capas de



Figura 8.32. Pequeño canal de derrame instalado sobre los depósitos arenosos de un lóbulo de derrame. Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica.

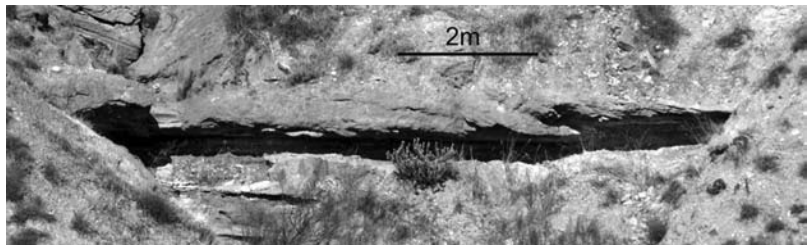


Figura 8.33. Sección longitudinal de un lóbulo de derrame donde se observan la estratificación cruzada y la base escalonada, debidas a las sucesivas fases de progradación (hacia la derecha). Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica.



Figura 8.34. Lóbulo de derrame debido a la rotura puntual de un margen. La morfología pone de manifiesto las diferentes fases de crecimiento del lóbulo. Se aprecian también los canales de derrame, y distalmente la llanura de inundación parcialmente encharcada. Río Columbia, Canadá. (Foto Univ. de Utrech).

arena, correspondientes a la decantación de finos en un momento inmediatamente posterior al depósito tractivo de cada fase de desarrollo del lóbulo, cuando la avenida pierde intensidad.

A diferencia de los depósitos de dique anteriormente descritos, los lóbulos de derrame suelen agruparse dando lugar a cuerpos mucho más extensos, pues en cada nueva posición del lóbulo, éste no se dispone en la misma vertical que el anterior, como sucede con las sucesivas cuñas de los diques, sino que ocupa una posición adyacente al lóbulo anterior, en un sector ahora más deprimido dentro de la llanura de inundación (figura 8.34).

Con frecuencia, los depósitos de lóbulo de derrame preceden a un evento de avulsión (Stouthamer, 2001). Esta circunstancia provoca que en muchos casos este cuerpo sedimentario quede parcial o totalmente eliminado por la erosión asociada al canal durante su nuevo emplazamiento.

Depósitos alejados del canal

En la llanura de inundación alejada del canal la sedimentación se produce de manera muy esporádica, cuando ocurren desbordamientos muy importantes. En esas situaciones puede darse depósito incluso de arena (capas de inundación laminar, *sheet flood*) al que sucede el depósito de sedimentos lutíticos. Las zonas deprimidas de la llanura de inundación, si el nivel freático es elevado, pueden constituir pequeños lagos (figuras 8.8 y 8.34).

Capas de inundación laminar

Se trata de capas de pequeño espesor (en torno a 50 cm), y extensión lateral de cientos de metros o incluso de escala kilométrica (figura 8.35). Suelen mostrar evidencia de un flujo

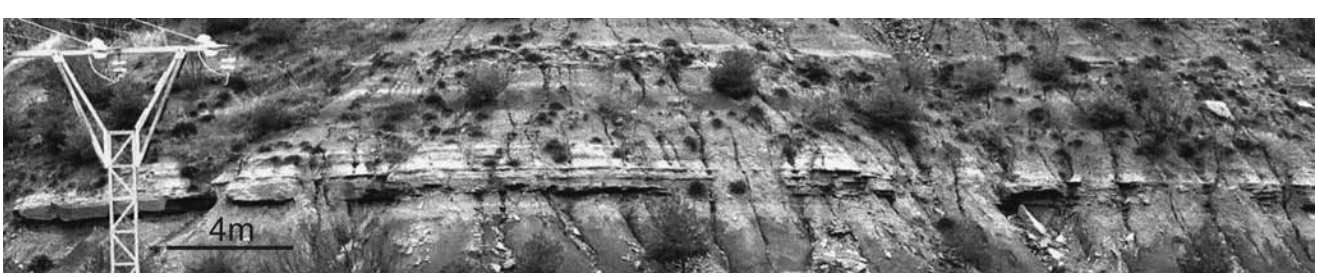


Figura 8.35. Delgadas y extensas capas de arena debidas a depósitos de inundación laminar, intercaladas en finos de desbordamiento. Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica.

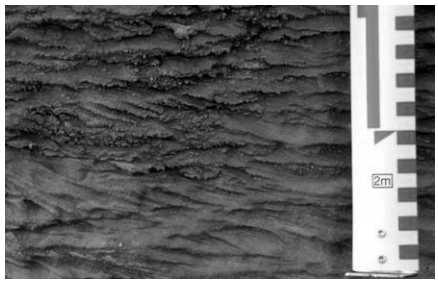


Figura 8.36. Laminación cruzada producida por *ripples* en depósitos arenosos debidos a inundación laminar. La ligera tendencia trepadora evidencia una carga en suspensión elevada en el flujo. Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica.

inicial muy rápido que da lugar a capas de arena con laminación horizontal. La corriente decelera y rápidamente pierde energía, depositando arena con *ripples* (a veces de tipo trepador, *climbing,* poniendo en evidencia que la tasa de sedimentación a partir de carga en suspensión es muy elevada) (figura 8.36). La base de esta capa arenosa a veces muestra evidencias de una ligera erosión, lo cual suele ocurrir en las proximidades del canal, donde el flujo tiene mayor energía.

Finos de llanura de inundación

Se trata del material que queda en suspensión en las aguas procedentes de la inundación cuando éstas casi se han detenido y depositado la fracción más grosera, que forma parte de las capas de inundación laminar. Los sistemas fluviales meandriformes suelen desarrollarse en tramos muy distales de las cuencas aluviales, con lo cual tienen llanuras de inundación de muy baja pendiente. Así, este sedimento lutítico se deposita al evaporarse o infiltrarse el agua de inundación, dando lugar a la aparición de una laminación horizontal por decantación de finos a partir de agua casi sin movimiento. El límite entre sucesivos eventos de inundación puede aparecer marcado por grietas de desecación a techo de la capa de cada evento.

En clima árido, entre sucesivas inundaciones, el sedimento de la llanura puede ser reelaborado por el viento (Marzo, 1992). La llanura de inundación suele ser colonizada por vegetación, especialmente abundante en clima húmedo (figura 8.37). Así, los depósitos de finos de desbordamiento frecuentemente aparecen afectados por procesos de alteración edáfica, enriqueciéndose en carbonato y mostrando rizolitos a causa de la actividad de raíces de plantas superiores y moteado de colores debido a cambios en el Eh de las aguas subterráneas, relacionados con oscilaciones del nivel freático (Freytet y Plaziat, 1982; Alonso Zarza, 2003; Kraus, 2001) (figura 8.38).

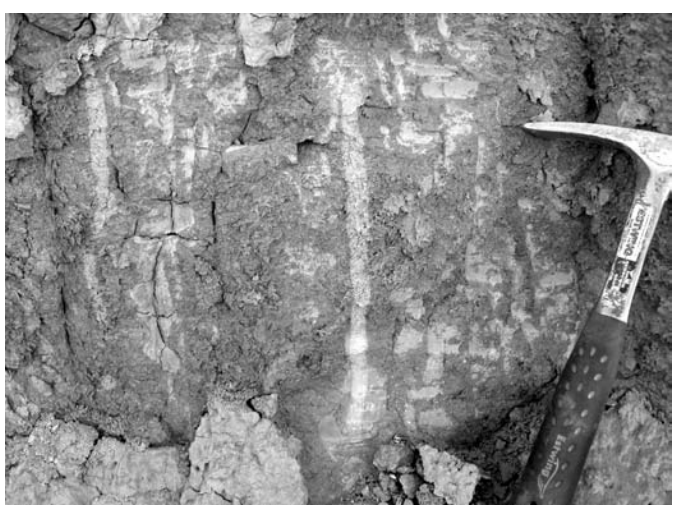


Figura 8.37. Huellas de raíces correspondientes al crecimiento de plantas superiores sobre los depósitos finos de la llanura de inundación de un sistema meandriforme. Plioceno, Cuenca de Guadix (Granada).



Figura 8.38. Rizocreciones debidas a la alteración edáfica en depósitos de llanura de inundación colonizada por vegetación en un sistema meandriforme. Plioceno, Cuenca de Guadix (Granada).

Lagos efímeros

Las llanuras adyacentes a los canales fluviales meandriformes suelen sufrir procesos de inundación. En climas donde no se produce importante evaporación, las zonas más deprimidas de la llanura (entre las que se encuentran los descritos canales abandonados) pueden estar ocupadas por un cuerpo de aguas quietas que persiste durante meses o incluso años (figuras 8.8 y 8.34). Esta inundación de áreas deprimidas también puede originarse por un simple ascenso del nivel freático, en un período húmedo.

Se forman así, además de los citados lagos de *oxbow*, lagos efímeros en los que puede generarse un *mudstone* calcáreo con fauna de ostrácodos y gasterópodos debido a la precipitación de micrita en una masa de agua dulce con escasa energía mecánica (Marren *et al.*, 2006; Pla *et al.*, 2009).

Variaciones al modelo sedimentario clásico

Muchos ríos meandriformes difieren en su funcionamiento del modelo clásico anteriormente descrito. Dicho modelo se estableció para condiciones de alta descarga, desarrollo completo de flujo helicoidal y transporte de carga tractiva arenosa y carga en suspensión lutitíca. Los cambios en estas condiciones se reflejan tanto en la morfología del cauce como en la distribución del tamaño de grano y de las formas del lecho, y en consecuencia de las secuencias resultantes. Las variaciones al modelo clásico más destacables son las que describimos a continuación:

1. Muchos ríos meandriformes sufren modificaciones periódicas en la descarga, que quedan reflejadas en la morfología del cauce y en sus depósitos. De este modo algunas barras de meandro desarrollan perfiles escalonados relacionados con distintas situaciones en la descarga. No se dispone de muchos ejemplos al respecto y la barra de meandro en el río Red (Louisiana) descrita por Harms *et al.* (1963, figura 8.39) es un ejemplo clásico de esta situación. En este caso se diferencian dos niveles topográficos separados por un canal somero. La estratificación cruzada en surco domina la secuencia por encima y por debajo del escalón, el limo depositado durante la etapa de caída de la descarga cubre la base del canal somero y los mayores tamaños de grano se depositan hacia la parte alta de la barra de meandro. Todo ello produce algunas diferencias respecto de la secuencia granodecreciente descrita como característica del modelo clásico.

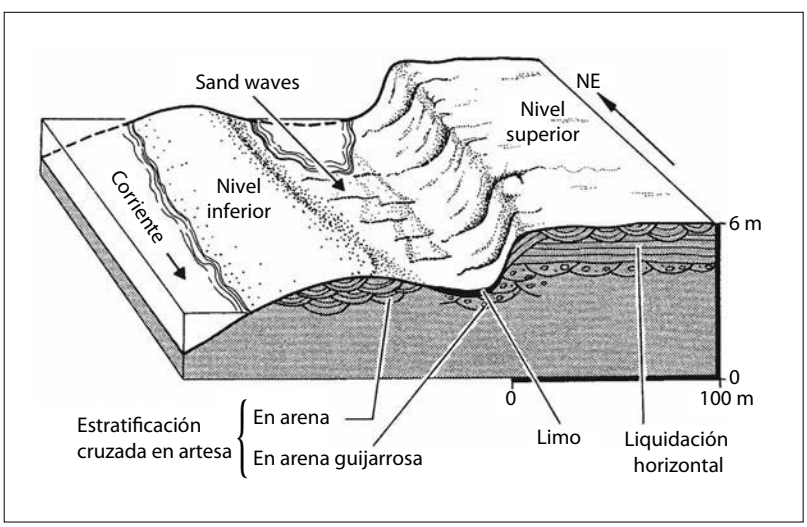


Figura 8.39. Barra de meandro escalonada, con dos niveles topográficos. Río Red (Louisiana). Tomado de Harms *et al.* (1963).

Los aspectos antes citados cobran especial significado en ríos meandriformes que transportan una carga de sedimento de tamaño de grano grueso *(coarse-grained meandering rivers)*. Estos presentan barras de meandro complejas, con varios niveles topograficos, disectadas por canales subsidiarios (canales de *chute*) (Harms *et al.*, 1963; McGowen y Garner 1970; Levey, 1978; Jordan y Prior, 1992). Estos canales subsidiarios aparecen sobre la barra de meandro y son, por tanto, más activos en alta descarga, cuando el flujo se divide a través de la barra. En el Mississippi, Jordan y Prior (1992) describen un canal de *chute* desarrollado sobre una gran barra de mean-

dro (figura 8.40), con una profundidad de unos 5 m. que parece haber migrado junto con la barra. El fondo de los canales de *chute* esta comúnmente cubierto de dunas, aunque en los ejemplos de grano grueso puede estar cubierto por grava, especialmente en el extremo de aguas arriba o proximal. Durante las etapas de baja descarga los canales de *chute* quedan abandonados pudiendo cubrirse de sedimento de grano fino (Harms *et al.*, 1963; Jordan y Prior, 1992). Algunos de estos canales se van encajando en sucesivas fases de inundación hasta que capturan la descarga de forma permanente y el canal principal queda abandonado.

En su extremo de aguas abajo o distal, los canales de *chute* se hacen más someros, terminando en una rampa que forma parte de la superficie principal de la barra de meandro (figura 8.40) (Jordan y Prior, 1992), o en una barra de *chute* (McGowen y Garner, 1970). Los ríos Amite y Colorado son ejemplos actuales bien conocidos de barras de meandro accidentadas por canales y sus barras asociadas (canales y barras de *chute*) (figura 8.41). En estos ríos, durante los períodos de crecida, el flujo circula siguiendo dos trayectorias principales: una que sigue el *thalweg* y otra que atraviesa la superficie de la barra de meandro, excavando canales subsidiarios. La expansión del flujo a la salida de estos canales produce el depósito y la formación de barras de *chute* con caras de avalancha bien definidas de hasta 2-6 m. de altura. El

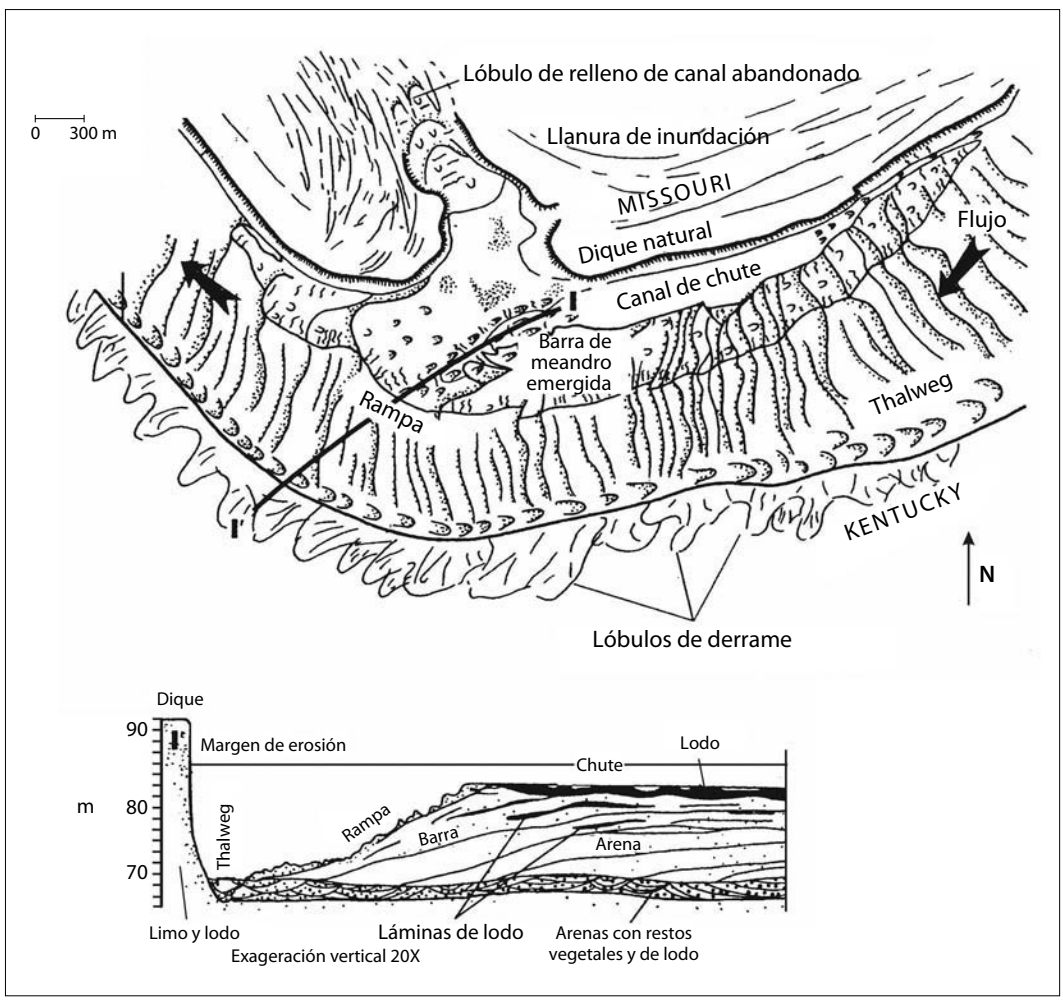


Figura 8.40. Barra de meandro en el río Mississippi mostrando un canal de *chute*, su rampa de *chute* asociada y un canal de *crevasse* abandonado. En sección se observa la relación entre el canal de *chute*, su rampa y la estructura interna resultante. También se puede observar el lodo depositado en la parte alta de la barra de meandro y en el canal de *chute*. Tomado de Jordan y Prior (1992).

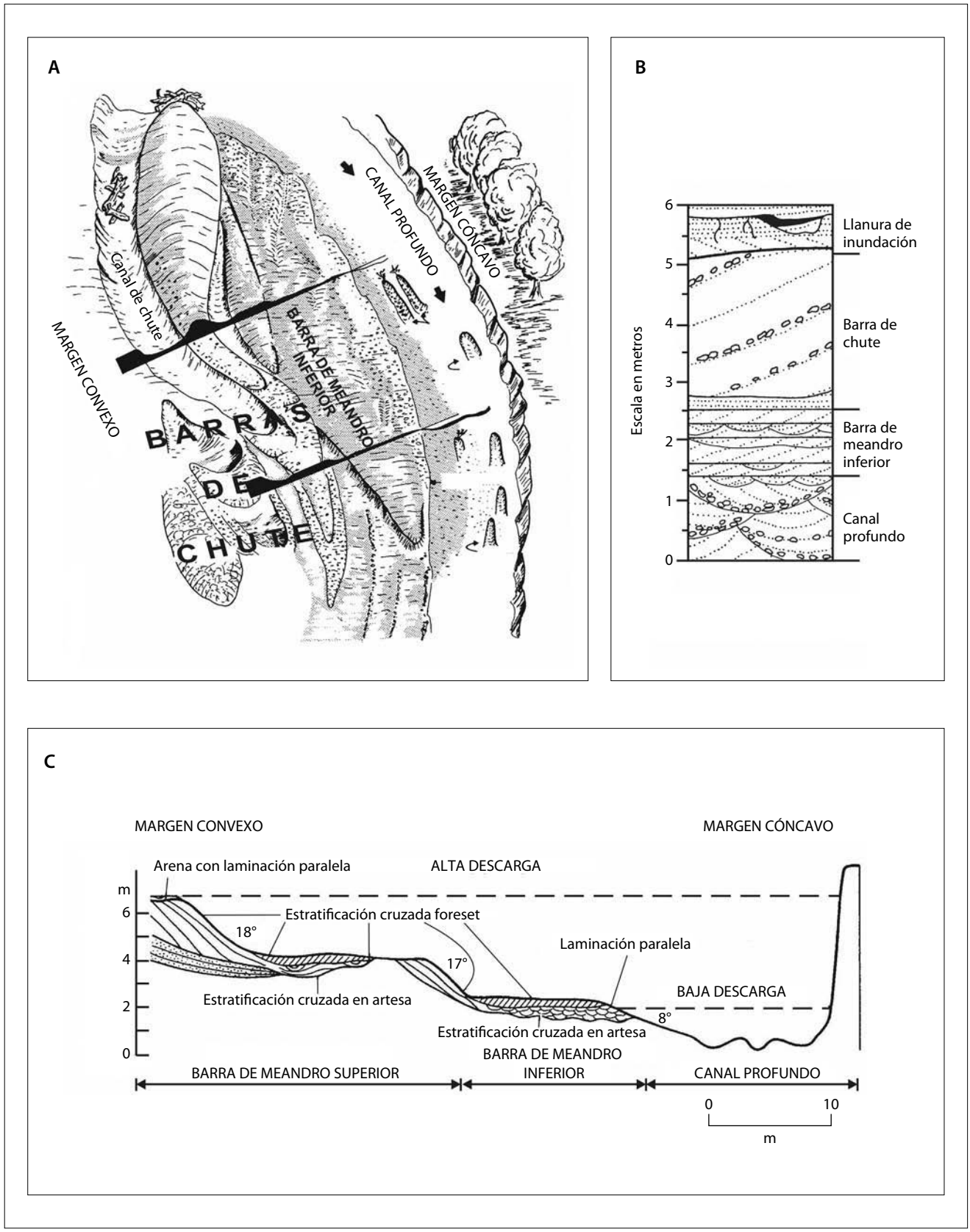


Figura 8.41. Morfología y estructura interna de una barra de meandro de grano grueso. A) Vista en planta. B) Secuencia de barra de *chute*. C) Sección transversal. Río Amite, Louisiana. Modificado de McGowen y Garner (1970).

resultado es que un *set* de estratificación cruzada inusualmente potente, con superficies de reactivación (Levey, 1978), aparece dentro de la secuencia (figura 8.41B), que por lo demás puede estar construida por estratificación cruzada planar y en surco de escala más pequeña. Dicha secuencia difiere respecto de la secuencia granodecreciente (*F.U.*) clásica al desarrollar tendencias granocrecientes, o al menos no claramente granodecrecientes.

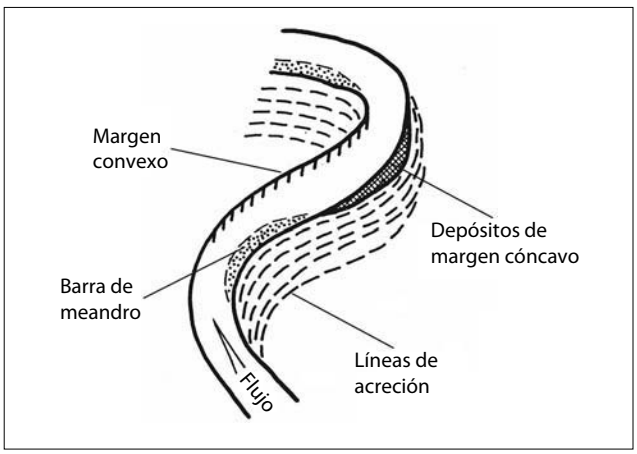


Figura 8.42. Diagrama esquemático de depósito de sedimentos de grano fino en el margen cóncavo de una curva de meandro. Río Murrumbidgee. Tomado de Nanson y Page (1983).

2. Desde la aparición de los trabajos de Bagnold (1960) y de Leeder y Bridges (1975) existen dudas sobre la aplicabilidad del modelo de flujo helicoidal simple en la curva del meandro. Para curvaturas elevadas ($rm/w < 2$, donde rm es el radio de curvatura de la línea media del canal y w su anchura) se produce una separación de flujo en el extremo situado corriente abajo de la barra de meandro. Este fenómeno es el responsable del depósito de parte de la carga transportada en suspensión (arena fina, limo y arcilla) en el interior del canal, ya sea en forma de bancos cóncavos (*concave benches*, Nanson y Page, 1983) o de barras de *scroll* (Nanson, 1980) (figuras 8.42 y 8.43). La formación de este tipo de depósitos contradice la idea de que los depósitos de canal están exclusivamente formados por carga tractiva. Además, la existencia de sedimentación en los márgenes cóncavos contradice el esquema teórico de la dinámica de los meandros, demostrando que la acreción lateral no se produce exclusivamente en los márgenes convexos.

Similares conclusiones se desprenden del trabajo de Burge y Smith (1999), al poner de manifiesto que en canales confinados en un valle aluvial o no-confinados en los que el flujo choca perpendicularmente con la pared del valle fluvial, o con depósitos resistentes (p. ej., tapones de arcilla generados por el relleno de lagos de *oxbow*) tiene lugar un proceso de separación de flujo que genera un flujo de sentido opuesto al de la corriente principal. Los remolinos asociados a este flujo inverso producen erosión que da lugar a la formación de un canal secundario hacia la parte alta de la barra de meandro (figura 8.44). Dicho canal secundario puede ser lugar de erosión en situaciones de alta descarga y depósito de finos en baja descarga, con el resultado de la generación de dos secuencias granodecrecientes superpuestas y depósito de material fino en el canal (figura 8.45).

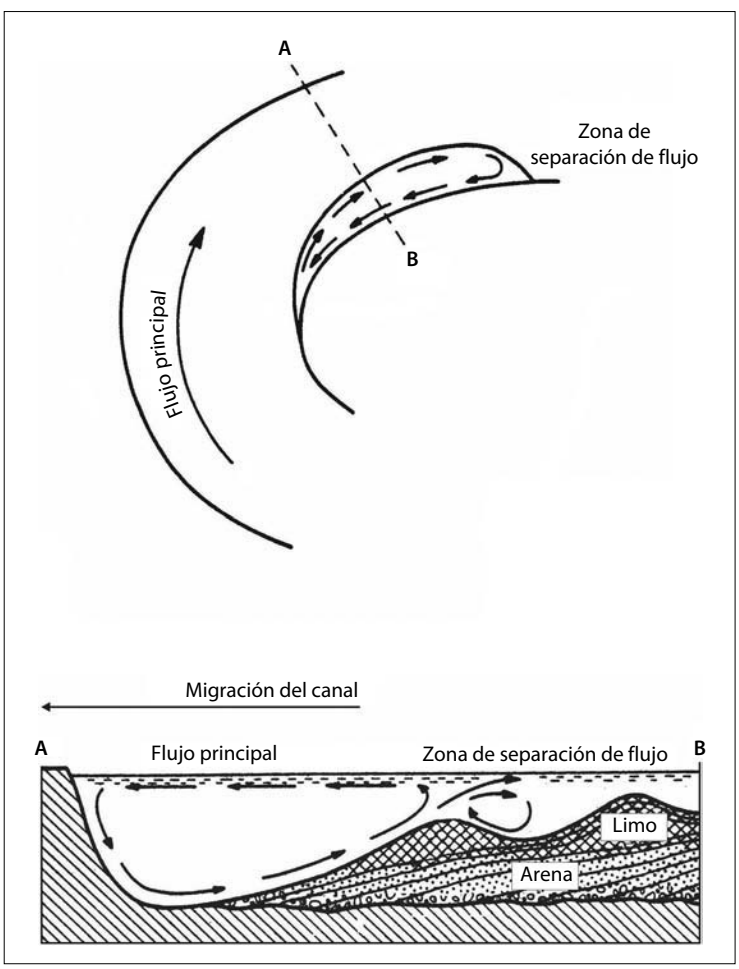


Figura 8.43. Formación de *scrolls bars* de limo en el margen convexo de un canal meandriforme como consecuencia de un proceso de separación de flujo en el extremo aguas abajo de la barra. Río Beaton. Tomado de Nanson (1980).

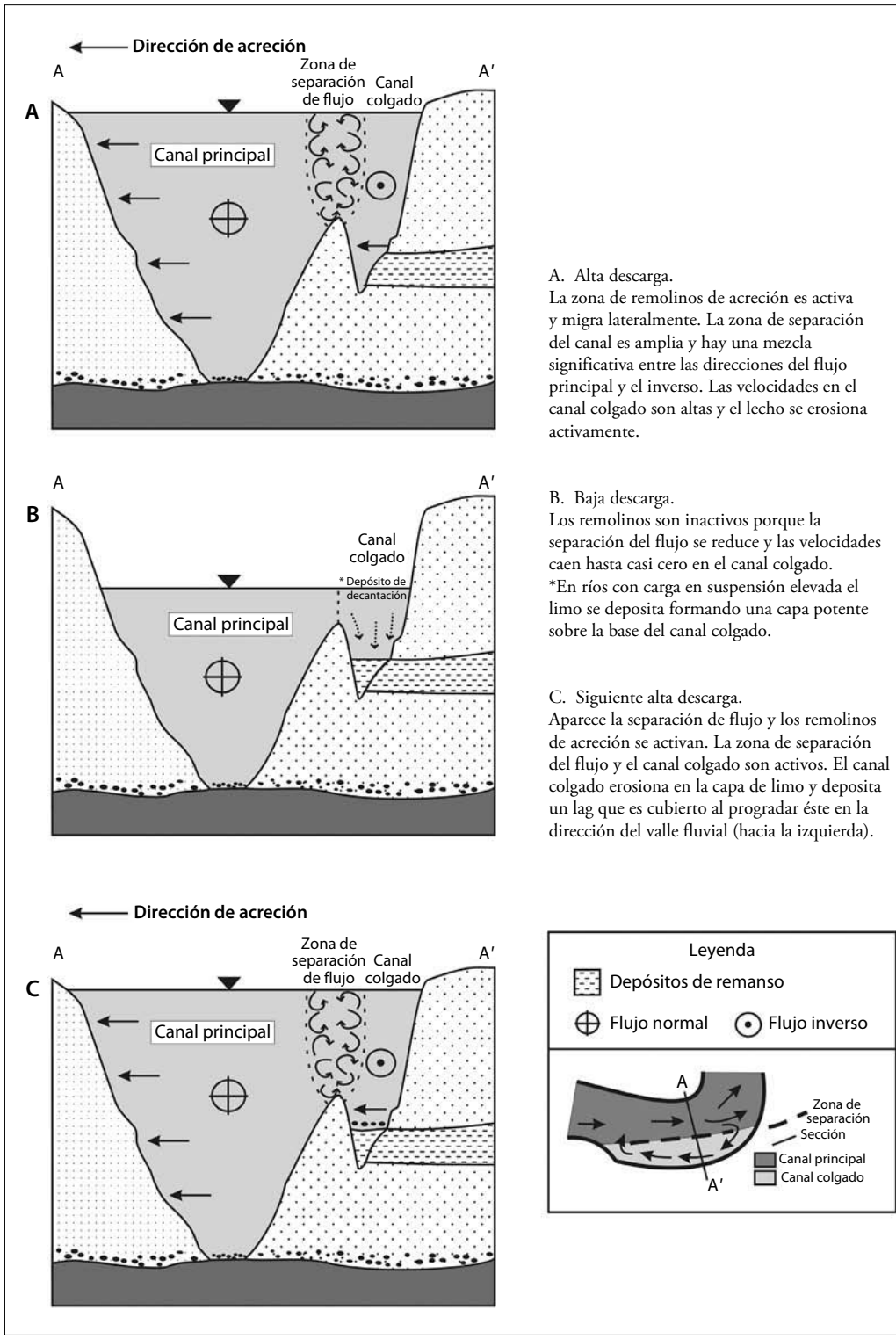


Figura 8.44. Ilustración en tres etapas de los procesos de acumulación de una capa de limo en un canal colgado sometido a acreción por remolinos. A) Alta descarga, los remolinos producen acreción y erosión lateral. B) En baja descarga, se produce cierta desconexión con el canal principal y el limo en suspensión se deposita en el canal colgado. C) La siguiente situación de alta descarga reactiva los procesos de erosión y de separación de flujo, erosionándose parte de la capa limosa en el canal colgado y generándose depósito de material grosero sobre el limo. Modificado de Burge y Smith (1999).

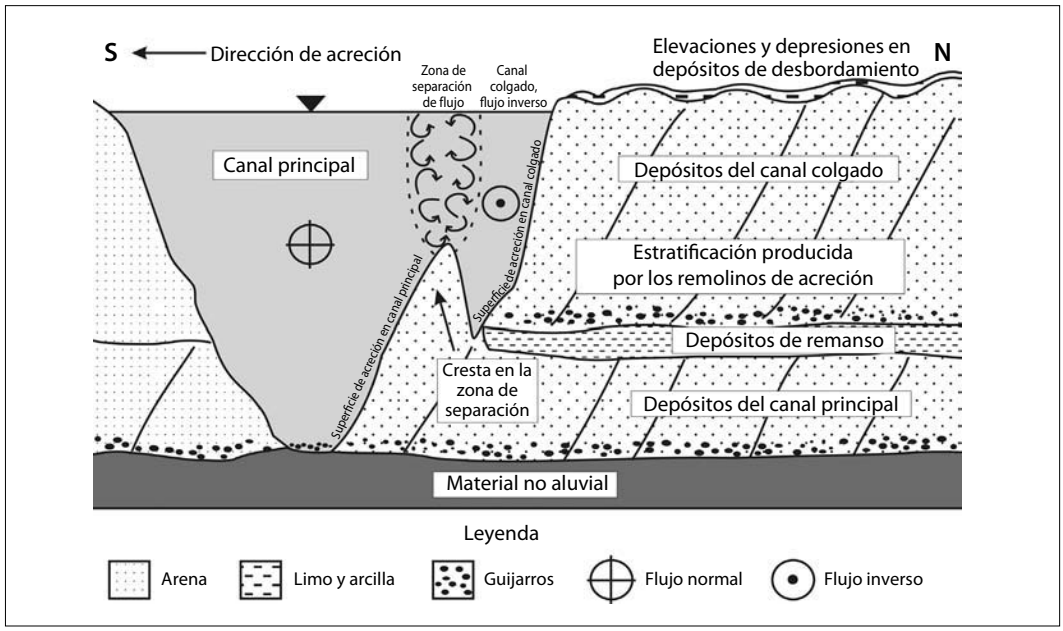


Figura 8.45. Perfil transversal del canal y remolinos de acreción en el río Kootenay. El flujo normal ocupa el canal principal y el flujo inverso ocupa el canal colgado. La sedimentación prograda en la dirección del valle fluvial por acreción lateral produciendo estratificación con inclinación de 12 a 25° según la dirección del valle fluvial. El lodo se deposita en el canal colgado durante las fases de baja descarga, lo que genera dos secuencias granodecrecientes resultado del depósito en los canales principal y colgado. Modificado de Burge y Smith (1999).

Otra complicación puede estar relacionada con el establecimiento del flujo helicoidal en la curva del meandro, pues en algunos canales meandriformes este flujo puede estar desfasado con respecto a la geometría de la curva y no se establece en el punto de inflexión, sino que persiste alguna distancia en la curva siguiente. En el río Wabash, el modelo de flujo en alta descarga en la parte aguas arriba de una barra de meandro es heredado de la curva anterior (Jackson, 1975, 1976) y solamente en la parte aguas abajo de la superficie de la barra la rotación es como en el modelo clásico. En consecuencia la distribución del tamaño de grano y de las morfologías de fondo difiere de la secuencia clásica en la parte aguas arriba y la secuencia vertical de facies puede ser diferente.

3. Siguiendo a Jackson (1978), el grado de aplicabilidad del modelo clásico, y especialmente la secuencia granodecreciente depende en gran manera de la granulometría de la carga de sedimento transportada, pudiendo diferenciarse cuatro tipos de corrientes meandriformes (Miall, 1985) (figura 8.46):

- Ríos meandriformes con una carga esencialmente lutítica *(muddy, fine-grained meandering rivers)*.
- El modelo clásico de río meandriforme, con carga tractiva arenosa y carga en suspensión lutitíca *(mixed-load meandering rivers)*.
- Ríos meandriformes con una carga tractiva integrada por arenas groseras y gravas *(coarse-grained meandering rivers)*.
- Ríos meandriformes con una carga tractiva dominada por grava *(gravelly meandering rivers)*.

Los ríos meandriformes del primer tipo se caracterizan por una carga de sedimento integrada por arena fina, limo y arcilla. Las formas del lecho más abundantes son los *ripples*.

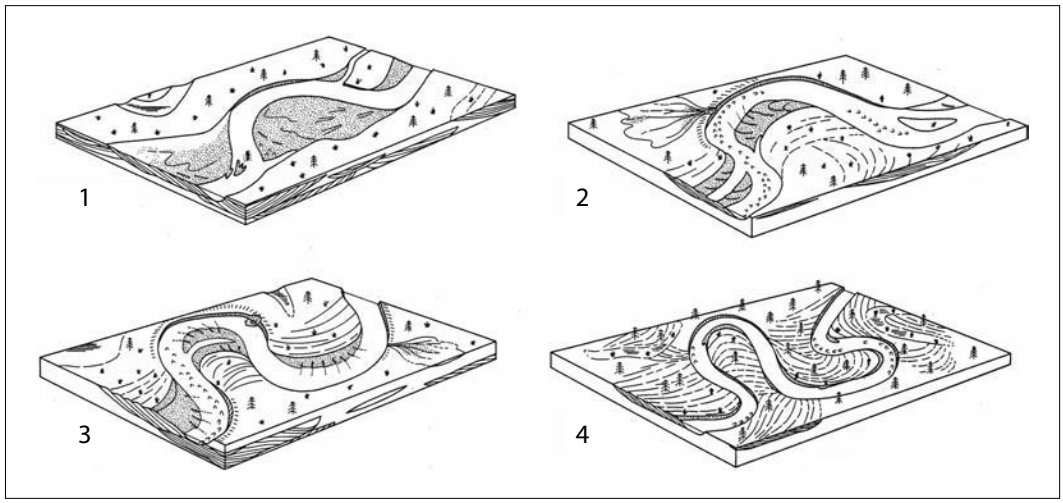


Figura 8.46. Modelos de corrientes meandriformes: 1) con carga tractiva dominada por grava; 2) con carga tractiva integrada por arena gruesa y grava; 3) modelo clásico con carga tractiva dominada por arena y carga en suspensión lutítica; 4) con carga esencialmente lutítica. Obsérvese el progresivo incremento de la sinuosidad del canal del modelo 1 al 4. Tomado de Miall (1985).

Algunas descripciones de corrientes fluviales con una carga esencialmente lutítica han sido efectuadas por Taylor y Woodyer (1978) y Woodyer *et al.* (1979). Estas corrientes producen depósitos de canal (figura 8.47) en los que éste se rellena por acreción lateral de los márgenes cóncavos y convexos, sin que exista una topografía de barras de meandro bien desarrollada.

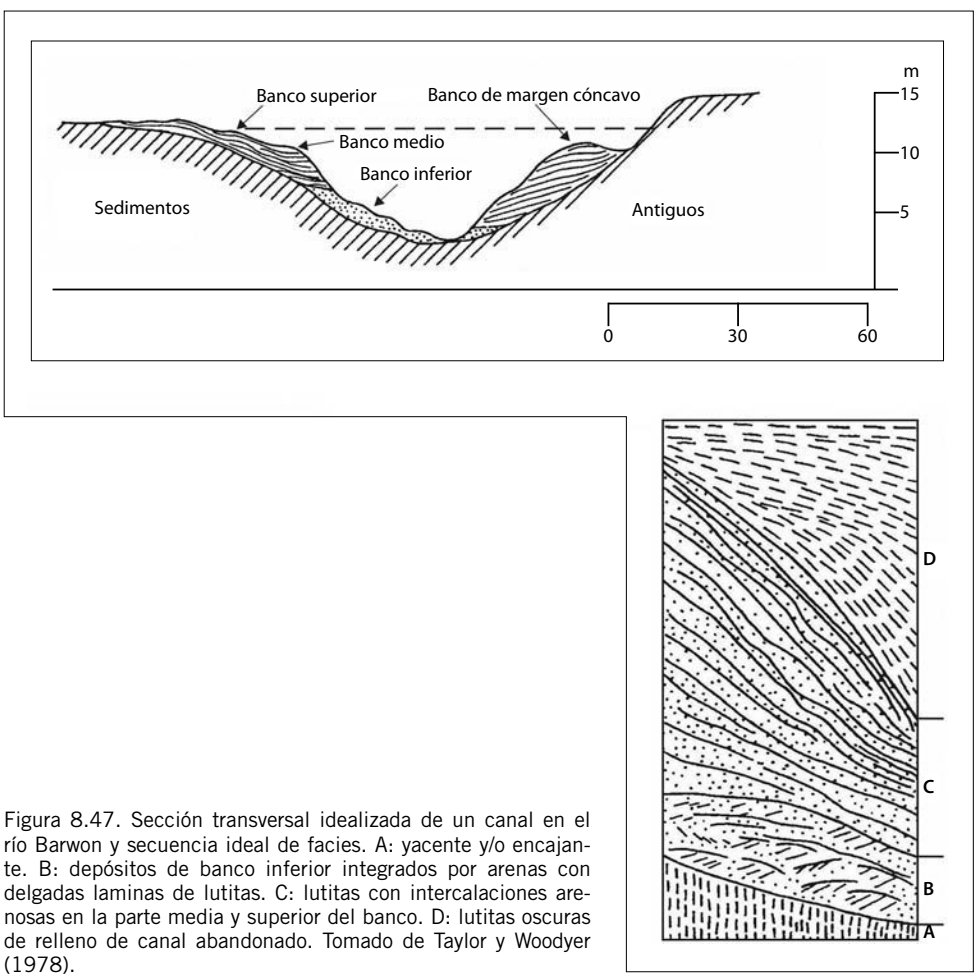


Figura 8.47. Sección transversal idealizada de un canal en el río Barwon y secuencia ideal de facies. A: yacente y/o encajante. B: depósitos de banco inferior integrados por arenas con delgadas laminas de lutitas. C: lutitas con intercalaciones arenosas en la parte media y superior del banco. D: lutitas oscuras de relleno de canal abandonado. Tomado de Taylor y Woodyer (1978).

En relación con los ríos meandriformes que transportan una carga de sedimentos de tamaño de grano grueso, los ejemplos actuales mejor conocidos son los ríos Amite y Colorado (McGowen y Garner, 1970). Las particularidades de las barras de meandro que desarrollan y las consiguientes diferencias, respecto del modelo clásico, de la secuencia vertical de facies, derivadas de la actuación dinámica de tales ríos han sido recogidas en el punto 1 de este apartado.

Los ríos meandriformes que transportan grava tienden a desarrollar valores de

sinuosidad algo más bajos que los arenosos y pueden llegar a ser gradacionales con los de baja sinuosidad caracterizados por el desarrollo de barras laterales. El río Endrick (Bluck, 1971) es el ejemplo actual mejor conocido. En este río (figuras 8.9 y 8.48) el márgen convexo muestra una clara diferenciación en niveles topográficos y las barras de meandro aparecen como amplias plataformas de techo plano, en las que se observa una clara segregación por tamaños de grano en el sentido de la corriente (la grava predomina hacia la cabeza de la barra, en las porciones situadas aguas arriba y la arena, en la zona de cola, (porciones situadas aguas abajo, Bluck, 1971; Levey, 1978). La secuencia vertical resultante se ilustra en la figura 8.48.

En el río Jarama (figura 8.49) las gravas constituyen el mayor volumen de la barra de meandro, incluso contribuyendo al desarrollo de una topografía con crestas y depresiones

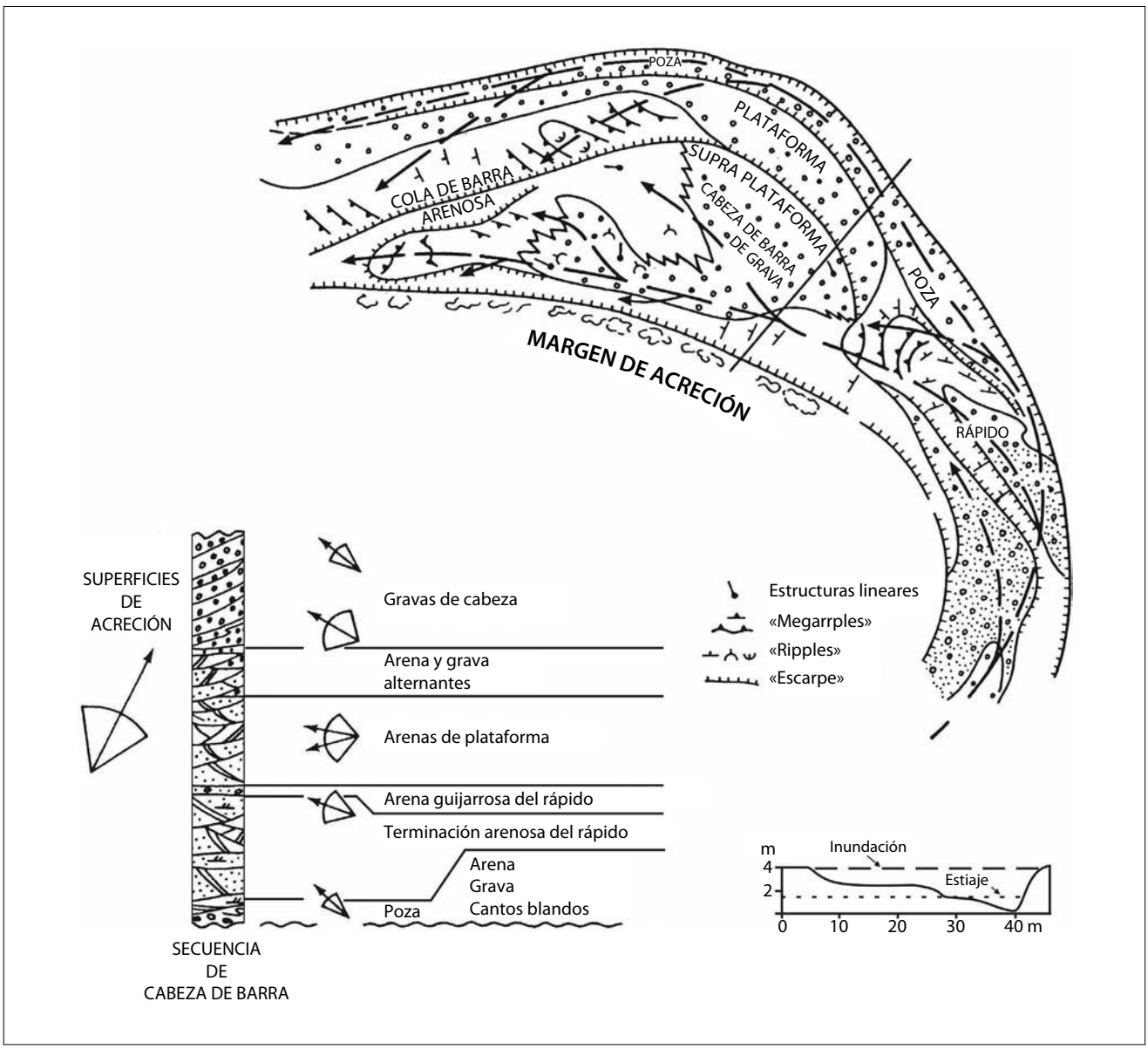


Figura 8.48. Modelo deposicional y secuencia vertical de facies para una corriente meandriforme con una carga tractiva rica en grava. Río Endrick (Escocia). Nótese la tendencia granocreciente de los depósitos de barra de meandro. Tomado de Bluck (1971) (ver también fotografía del río en figura 8.9).

(ridges and swales) en el techo de la misma (Arche, 1983). Esta topografía puede quedar enterrada por limo y arena en las fases de alta descarga sin que se produzca erosión, o por una unidad de arena más espesa con base erosiva, que pudiera resultar del establecimiento de un canal, en la fase de alta descarga, encajado en el techo de la barra de grava, posiblemente en relación con una topografía de crestas y depresiones previa.



Figura 8.49. Aspecto parcial de la llanura aluvial en la Cuenca del río Jarama (Madrid). Se aprecia la posición de los canales activo y abandonado, así como el punto en el que se produjo la avulsión.

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DEBIDA A LA DINÁMICA DE SISTEMAS MEANDRIFORMES

La distribución tridimensional de los depósitos de canal y de desbordamiento (incluyendo tanto a los de margen de canal como a los que se producen alejados de éste en la llanura de inundación) define lo que se conoce como arquitectura estratigráfica aluvial (Nijman y Puigdefábregas, 1978; Marzo *et al.*, 1988). Para definir un patrón de arquitectura en un sistema fluvial meandriforme, habrá que tener en cuenta la morfología y las dimensiones de los cuerpos de sedimento grosero (principalmente arena, aunque en algunos ejemplos también grava), el grado de interconexión que exista entre ellos, así como la proporción relativa que ocupan estos cuerpos (correspondientes sobre todo a depósitos de canal y de margen de canal) respecto a los sedimentos finos, frecuentemente edafizados, de la llanura de inundación (figura 8.50).

A continuación mostramos la sucesión de litofacies más característica derivada del funcionamiento del que hemos llamado modelo clásico, así como algunas claves responsables de la aparición de distintos estilos de arquitectura en cuencas aluviales construidas por la actuación de sistemas meandriformes.

Secuencia vertical de litofacies típica

La dinámica de desplazamiento lateral del canal por influencia de la erosión preferencial en uno de los márgenes y la acumulación de sedimento por acreción lateral en el otro, es responsable de que en muchos casos se suceda una superposición sistemática de los depósitos debidos a los distintos subambientes descritos.

Así, se puede hablar de una secuencia vertical de litofacies típica, propuesta por Walker (1979) a partir de la observación de un gran número de ejemplos paleozoicos de Gran Bretaña y Norteamérica. Tres décadas después, esta secuencia sigue constituyendo un patrón reconocible en muchos sistemas actuales y fósiles, especialmente cuando domina el tamaño arena en el sedimento (Purkait, 2006; Viseras *et al.*, 2006; Fustic, 2007).

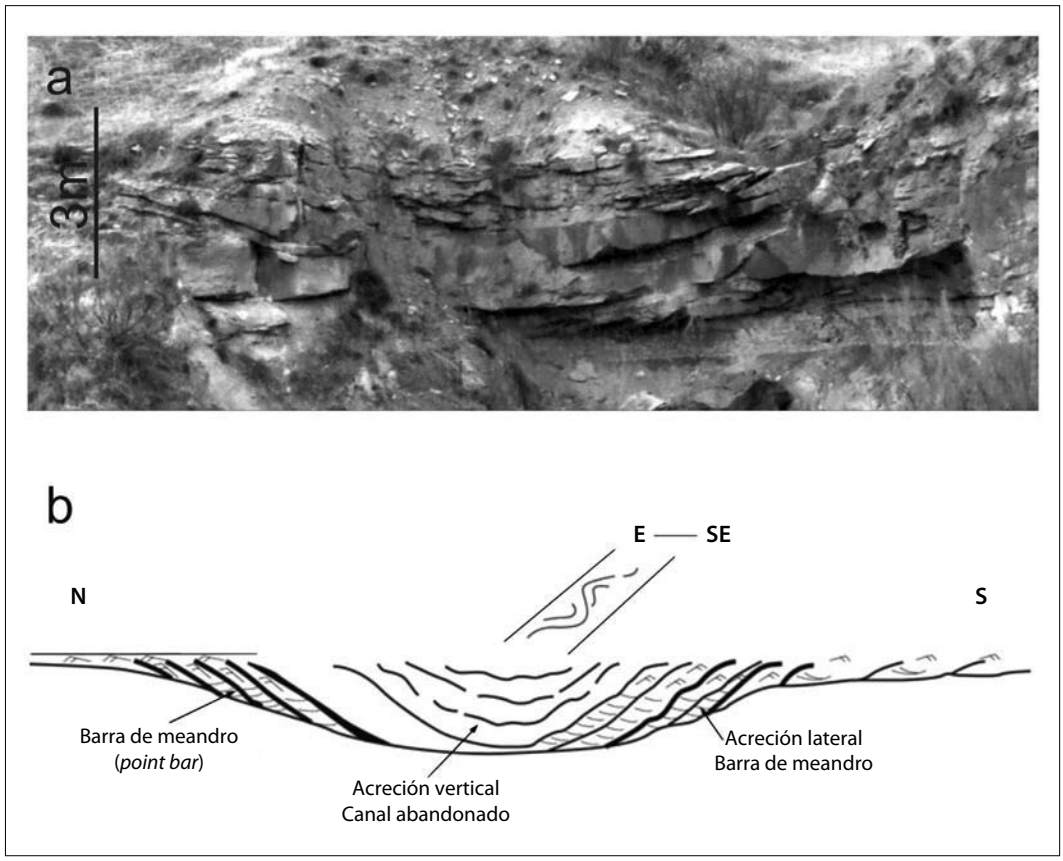


Figura 8.50. Aspecto de campo (a) e interpretación (b) del relleno de un canal meandriforme. En el centro sucesión estratodecreciente (relleno de canal abandonado) y a ambos lados, los extremos de dos barras de meandro sucesivas. Trías del Borde sureste de la Meseta Ibérica. Modificado de Fernández *et al*. (2005).

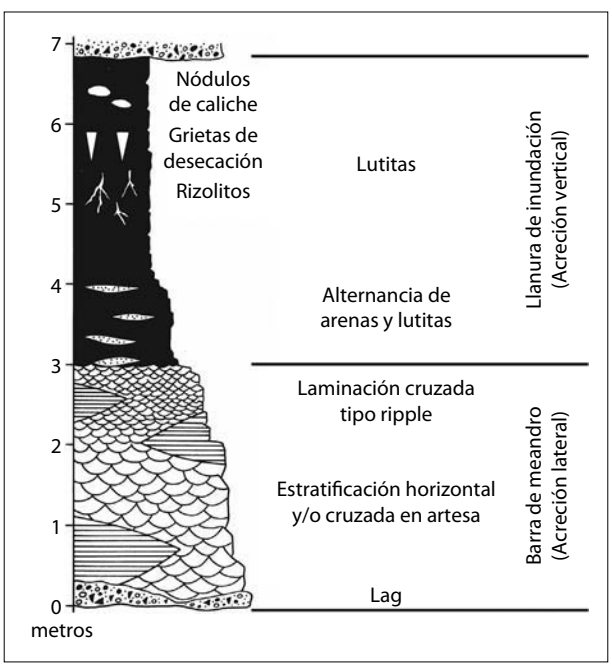


Figura 8.51. Modelo de secuencia granodecreciente característica de los depósitos de acreción lateral y vertical en ríos meandriformes. Modificado de Allen (1970).

Se trata simplificadamente de una secuencia granodecreciente instalada sobre una base erosiva y formada por los depósitos groseros de *lag* a los que se superponen capas de arena con tendencia granodecreciente y que se suelen organizar con estructura interna de estratificación cruzada en artesa, para continuar con arena con laminación cruzada tipo *ripple*. Estos dos últimos intervalos pueden alternar con arena laminada horizontalmente. Hasta aquí se trata de los depósitos generados por acreción lateral dentro del canal. La secuencia continúa cuando el canal se ha desplazado lateralmente y en la vertical donde se encontraba anteriormente se produce el depósito de lutitas de desbordamiento acumuladas por acreción vertical en la llanura de inundación (figura 8.51). Este sedimento fino eventualmente puede verse sometido a procesos de desecación y edafización, como se ha descrito más arriba. En algunos ejemplos, entre los dos intervalos principales, arenoso y lutítico, se puede diferenciar un intervalo intermedio donde alternan arena con *ripples* y lutitas de decantación, correspondiente al abandono progresivo del canal (Viseras *et al.*, 2006) (figura 8.52).

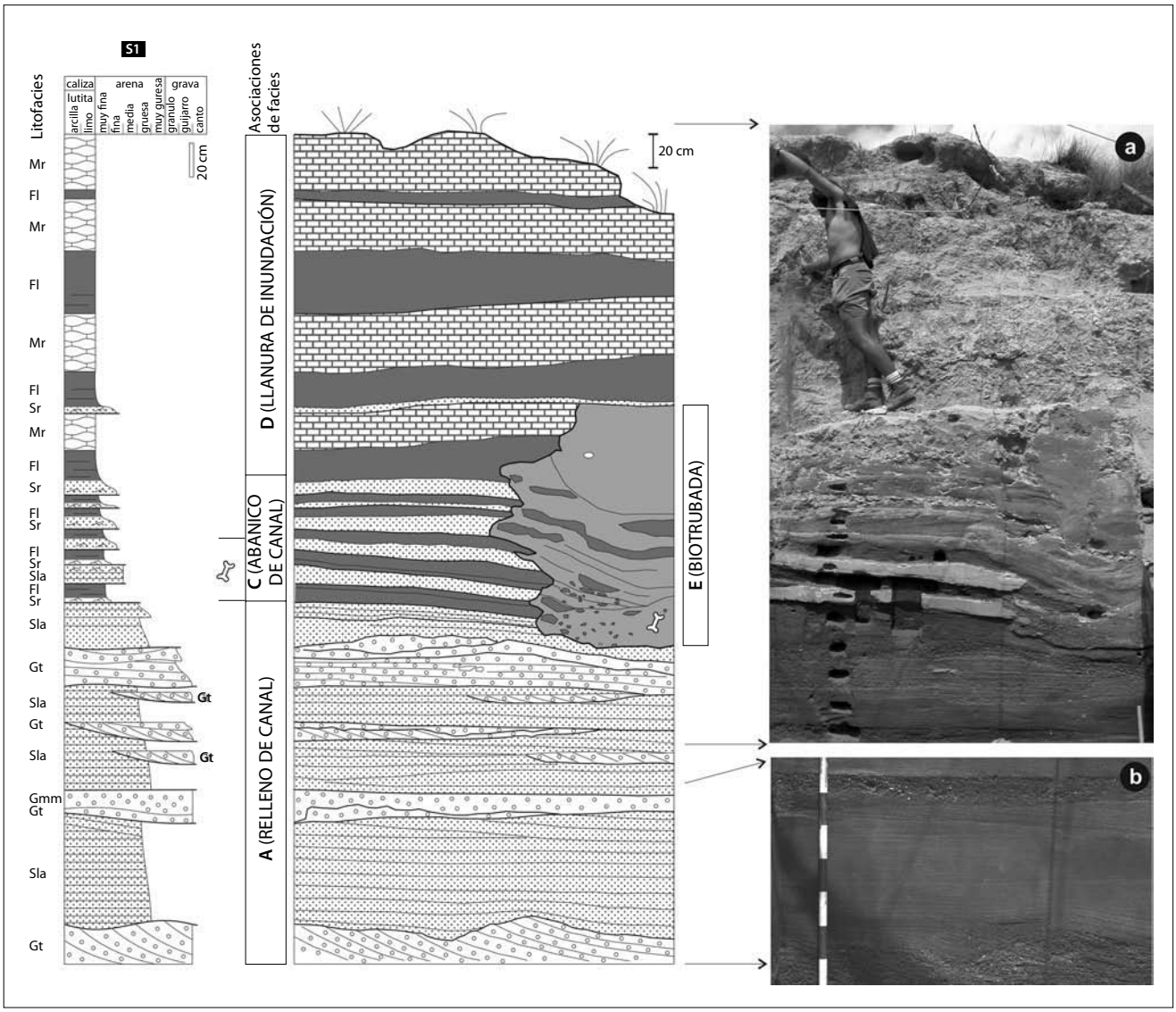


Figura 8.52. Secuencia granodecreciente correspondiente a la evolución de un canal meandriforme activo, que pasa por una fase de abandono progresivo hasta que sobre su posición se imponen condiciones de llanura de inundación. Coetáneo a las facies de abandono aparece una capa bioturbada por pisoteo animal (ver texto). Pleistoceno, Cuenca de Guadix (Granada). Código de facies según Viseras *et al*. (2006).

Patrones de arquitectura estratigráfica posibles y factores implicados

Independientemente de que en la mayoría de las cuencas aluviales donde operan sistemas meandriformes es muy frecuente encontrar sistemáticamente la repetición del patrón secuencial simple descrito en el apartado anterior, hay que tener en consideración otra serie de circunstancias relatadas más arriba, que son propias del sistema meandriforme, y que influyen de manera determinante para que la arquitectura de estas cuencas muestre una serie de rasgos diferentes en relación a la que se obtiene en cuencas aluviales construidas por la dinámica de ríos de otros estilos.

Hay que considerar como «ruido de fondo» la dinámica de migración lateral del canal en un sentido constante para cada tramo de curva, que da lugar a la superposición de finos de llanura de inundación sobre depósitos groseros de canal, pero también las posibilidades

de alteración de esta dinámica y, por tanto, de sus productos sedimentarios, debido a los citados procesos de abandono de canal por causas inherentes al propio sistema fluvial (factores autogénicos o autocíclicos). Así, eventos de estrangulamiento, de *chute cut off* y de avulsión, van a imprimir rasgos particulares a la arquitectura aluvial (Halfar *et al.*, 1998; Gao, 2004).

La relación anchura/altura que se obtiene en los cuerpos de grava y/o arena embebidos en finos y la proporción relativa que ocupan en la arquitectura completa depende, además de las variables citadas, de otros factores, también clasificables como autogénicos, como son la frecuencia con la que se producen los procesos de abandono, especialmente los debidos a avulsión, la tasa de acreción vertical en la llanura de inundación y la anchura de la cuenca aluvial, que marca los límites máximos entre los cuales se puede producir la migración lateral de los canales y su cambio de posición por avulsión (Marzo, 1992). Además, se deben considerar los efectos que puede tener la abundancia y el tipo de vegetación en la llanura de inundación. Este factor influye notablemente sobre la mayor o menor estabilidad de los márgenes del canal y, por tanto, sobre el grado de dificultad para la migración lateral, así como sobre el carácter más o menos erosionable de la llanura de inundación por la acción de aguas de arroyada en situaciones de desbordamiento. Esta erosión superficial puede influir en un doble sentido sobre la arquitectura resultante: por un lado elimina sedimentos finos de desbordamiento, que son reciclados y redepositados en partes más bajas de la llanura o reconducidos al canal principal e incorporados de nuevo al ciclo fluvial, y por otro facilita la creación de zonas deprimidas en la llanura de inundación susceptibles de constituirse en el asiento de una nueva ubicación del canal y del cinturón de meandros, facilitando así la avulsión. En este mismo sentido, también se deben tener en cuenta como influyentes en la arquitectura aluvial los efectos sobre la mayor o menor estabilidad de los canales que ejercen la compactación (muy diferente en sedimentos groseros y en finos) y la pedogénesis.

En cuanto a los factores alogénicos que más significativamente van a influir sobre la arquitectura está, por supuesto, la tectónica, que imprime alteraciones de muy distinto orden de magnitud, las fluctuaciones climáticas de distinta escala, que determinan períodos de muy diferente grado de humedad en las cuencas, así como frecuentes cambios en la descarga fluvial y, por último, los cambios del nivel de base, que imprimen modificaciones al perfil de equilibrio fluvial desencadenando procesos de incisión o de agradación.

En definitiva, todos estos factores de control auto y alogénico se pueden combinar de muy diversas maneras para marcar patrones específicos de cada cuenca en lo referente a la tasa de divagación de los canales meandriformes sobre su llanura de inundación y a la capacidad que muestre la cuenca para acomodar el volumen de aportes que genera el canal y sus procesos de desbordamiento. De un modo muy simplificado, Nichols (1999) establece cuatro patrones básicos de arquitectura aluvial (aplicables al estilo meandriforme), considerando un volumen de aportes constante, en función de la mayor o menor frecuencia de los procesos de avulsión y de cual sea la tasa de subsidencia (figura 8.53). Se obtendrán así cuerpos de arena y/o grava que corresponden a canales simples o multiconstruidos, y que pueden aparecer aislados entre los finos de la llanura de inundación o interconectados entre sí. La construcción de unos u otros estilos de arquitectura aluvial tiene unas implicaciones determinantes desde el punto de vista de la geología aplicada, pues marca la calidad de estas sucesiones como almacenes de hidrocarburos, como acuíferos detríticos o como potenciales emplazamientos para residuos industriales o gases contaminantes.

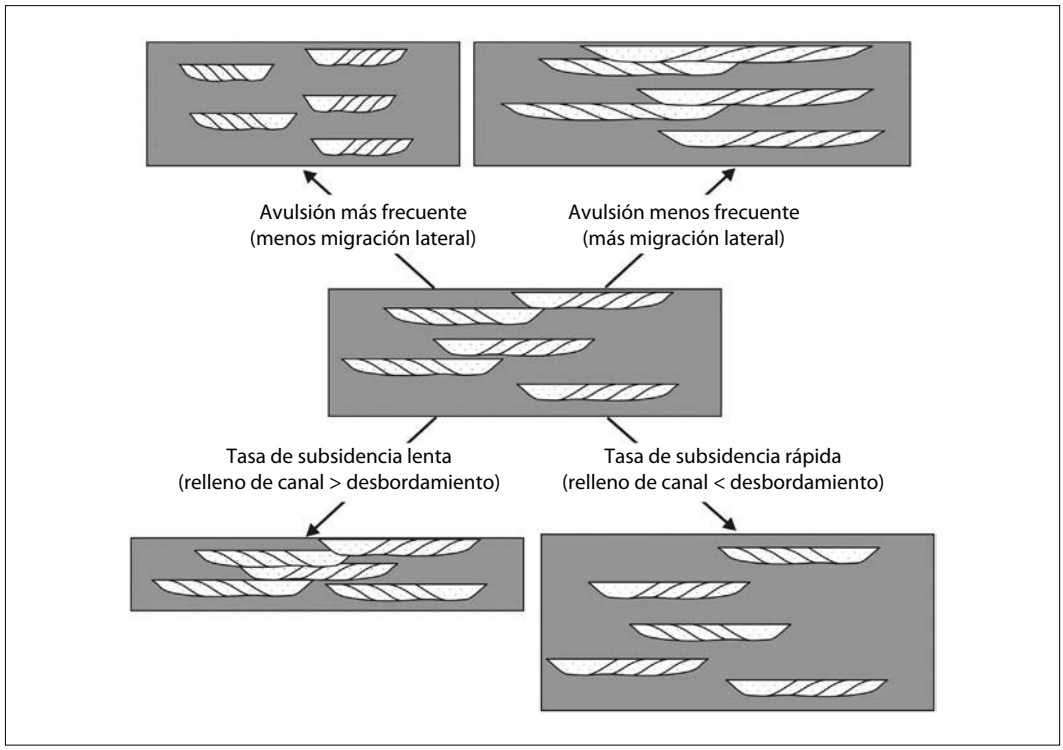


Figura 8.53. Arquitectura estratigráfica de los depósitos de ríos meandriformes. El grado de interconexión entre los cuerpos de areniscas, que corresponden a antiguos canales, es función de la frecuencia relativa con que ocurren los procesos de avulsión y de los valores de la tasa de subsidencia. Modificado de Nichols (1999).

RÍOS ANASTOMOSADOS

Características y condiciones para su desarrollo

Las corrientes fluviales anastomosadas, como señalamos al principio del capítulo se caracterizan por presentar un entramado de estrechos canales que se conectan y desconectan entre sí. A diferencia de los sistemas trenzados, estas bifurcaciones y confluencias se suceden valle abajo a distancias que superan en muchas veces la anchura de los canales. Los cauces pueden presentarse con valores de sinuosidad muy variables, si bien estos suelen ser altos. También es un rasgo característico de estos sistemas, a diferencia de los trenzados y de los meandriformes, la gran estabilidad de los canales, que suelen desarrollar diques muy continuos en ambos márgenes, bien fijados por vegetación (figura 8.54).



Figura 8.54. Red de drenaje típica de un sistema fluvial anastomosado, exhibiendo canales estrechos interconectados, y con márgenes muy estables, bien fijados por vegetación, y áreas de intercanal. Río Columbia, Canadá (foto, H. J. A. Berendsen).

Los canales anastomosados normalmente aparecen en zonas de muy poca pendiente de las cuencas aluviales, tales como ciénagas, marismas o llanuras deltaicas (Axelsson, 1967; Makaske *et al.*, 2007), donde se dan condiciones de gran humedad, lo que mantiene activos simultáneamente a muchos canales y permite al mismo tiempo un gran desarrollo de vegetación, que ayuda a estabilizar sus márgenes (Marzo, 1992). No obstante, Rust y Legun (1983) describen la aparición de un patrón fluvial anastomosado en un contexto climático árido, como consecuencia de una importante disminución de la descarga en un sistema aluvial que previamente fue trenzado.

Para que se produzca esta particular inmovilidad de subambientes a lo largo del tiempo se deben dar además unas condiciones específicas, como pueden ser la existencia de un nivel del mar en rápido ascenso, que desencadena la agradación de la llanura costera, o una subsidencia muy importante, superior a la tasa de aporte. Smith y Putman (1980) indican los contextos geológicos propios de cuencas intramontañosas y de antepaís como idóneos para el desarrollo de este tipo de sistemas fluviales. Fernández *et al*. (1993) y Törnqvist *et al*. (1993) muestran ejemplos en sistemas lejanos a la costa en los que el citado apilamiento vertical de facies se produce en sistemas de drenaje axiales como resultado de la obstrucción parcial del valle por el importante desarrollo de abanicos aluviales transversales al eje de la cuenca fluvial (figura 8.55). Viseras *et al*. (2009) muestran un ejemplo actual en el que se produce en no más de tres décadas una rápida transformación de un sistema trenzado en otro anastomosado debido al efecto combinado de la instalación de un nivel de base local (por la construcción de una presa) y de la obstrucción casi total del drenaje axial por la progradación del abanico deltaico generado en la desembocadura de un canal transversal afluente. Luzón *et al*. (2008) muestran como la posición de un canal y sus posibilidades de migración sobre la llanura de inundación pueden estar además condicionadas por fenómenos de subsidencia local debido a la existencia de terrenos karstificados en el subsuelo. Zhang *et al*. (1997) describen una potente sucesión aluvial pérmica, en la que el desarrollo de canales anastomosados corresponde a un contexto de cortejo sedimentario transgresivo.



Figura 8.55. Ejemplo de transformación de un sistema fluvial trenzado en anastomosado por obstrucción del drenaje axial debido a una reciente colada volcánica que invade el valle. En la parte superior derecha de la imagen se observa como se reestablece el estilo trenzado aguas abajo de la obstrucción. Islandia.

Subambientes, facies y arquitectura estratigráfica

Desde el punto de vista sedimentológico, lo más destacable de estos sistemas es el hecho de que los canales y la llanura de inundación permanecen en el mismo lugar durante largos intervalos de tiempo (Smith y Smith, 1980; Smith, 1983), generando una arquitectura estratigráfica que muestra el apilamiento vertical del mismo tipo de facies, sin que se produzca la típica migración lateral de los cinturones de facies y la alternancia de depósitos de canal y de llanura de inundación en una misma vertical, que caracteriza a las sucesiones aluviales generadas a partir de sistemas trenzados y meandriformes (figura 8.56).

En sistemas anastomosados se han identificado prácticamente los mismos subambientes que en sistemas meandriformes de tramos muy distales de las cuencas aluviales, si bien las características de los cuerpos sedimentarios que generan son bien diferentes. Así, Smith y Smith (1980) establecen seis asociaciones de litofacies que caracterizan al canal, sus diques, sus lóbulos de derrame, así como a lagos, marismas y ciénagas desarrollados en las áreas de intercanal.

Los canales, rellenos de arena o de grava fina tienen muy escaso desarrollo lateral (Gibling *et al*., 1998), dando lugar a cuerpos de geometría acintada (*ribbon-like,* Friend, 1983), limi-

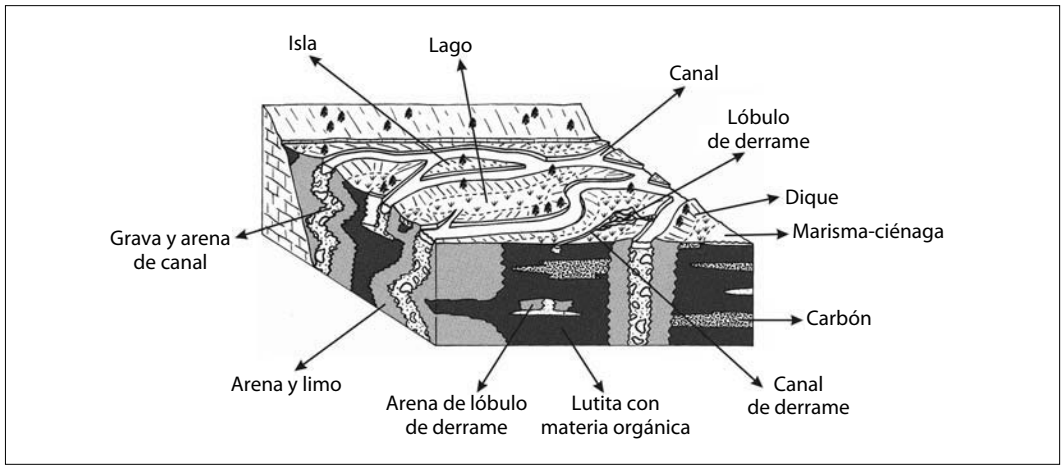


Figura 8.56. Distribución de facies en un sistema fluvial anastomosado. Nótese el patrón de acumulación de sedimentos en los distintos subambientes por acreción vertical. Los canales permanecen largos intervalos de tiempo en la misma posición, estabilizados gracias a la resistencia de los lodos y el material orgánico acumulados en las áreas de desbordamiento. Tomado de Smith y Smith (1980).

tados por diques que se desarrollan simétricamente a ambos lados. El único mecanismo de abandono del canal es la avulsión (Fernández *et al.*, 1993; Makaske *et al.*, 2007). En lagos y marismas que ocupan gran parte de las áreas de intercanal se depositan lutitas ricas en materia orgánica, que pueden intercalar lentejones arenosos correspondientes a lóbulos de derrame originados por la rotura de los diques en eventos de crecida importante (Marzo, 1992). En las ciénagas se generan horizontes de carbón.

Fernández *et al.* (2005) muestran un ejemplo de sistema anastomosado en las facies de capas rojas triásicas de la cobertera tabular de la Meseta Ibérica en el que se identifica una llanura aluvial de más de 15 km de anchura en la que canales, barras e islas permanecen durante un prolongado intervalo de tiempo en una misma posición.

Un problema para reconocer los sistemas anastomosados en sucesiones fósiles es la necesidad de identificar rasgos que pongan en evidencia la existencia simultánea de varios canales activos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la financiación económica de los proyectos CGL2005-6224/BTE (MEC-FEDER), GCL2009-07830/BTE (MICINN-FEDER), CGL200905768-E/BTE (MICINN) e IGME 2005-009 y del Grupo de Investigación RMN-022 *Geología Sedimentaria y Aguas Subterráneas* del Plan Andaluz de Investigación (Junta de Andalucía) y la colaboración prestada por S. Pla en la confección de algunas figuras.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso Zarza, A. M. (2003): Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.

Allen, J. R. L. (1965): Finning upward cycles in alluvial successions. *Geol. J.,* 4, 229-246.

— (1970a): *Physical processes of sedimentation.* Allen and Unwin.

— (1970b): Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothems with special reference to coarse member composition and interpretation. *J. Sed. Petrol.,* 40, 298-323.

Arche, A. (1983): Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems, Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.,* 6, 313-321.

Axelsson, V. (1967): The Laitaure Delta, a study of deltaic morphology and processes. *Geogr. Annlr.,* 49A, 1-127.

Bagnold, R. A. (1960): Some aspect of the shape of river meanders. *Prof. Pap. U. S. Geol. Survey,* 282-E.

Bluck, B. J. (1971): Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, 7. 93-138.

Bridge, J. S. (1975): Computer simulation of sedimentation in meandering streams. *Sedimentology*, 22, 3-44.

— (1978): Palaeohydraulic interpretation using mathematical models of contemporary flow and sedimentation in meandering channels. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol,* 5, 723-742.

Bucheim, H. P.; Brand, L. R. y Googwin, H. T. (2000): Lacustrine to fluvial foodplain deposition in the Eocene Bridger Formation. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.,* 162, 191-209.

Burge, L. M. y Smith, D. G. (1999): Confined meandering river hedí accretions: sedimentology, channel geometry and depositional processes. En N. D. Smith y J. Rogers (eds.), *Fluvial Sedimentology VI, Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.,* 28, 113-130.

Cant, D. J. (1982): Fluvial Sacies Models. En P. A. Scholle y D. Spearing (eds.), *Sandstones Depositional environments. American Association of Petrleum Geologists. Memoir,* 31.

Corney, R. K. T.; Peakall, J.; Parsons, D. R.; Elliot, L.; Amos, K.; Best., J. L.; Keevil, G. M. e Ingham, D. B. (2006): The orientation of helical flow in curved channels. *Sedimentology*, 53, 249-257.

Donselaar, M. E. y Schmidt, J. M. (2005): Integration of outcrop and borehole image logs for high-resolution facies interpretation; example from a fluvial fan in the Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, 52, 1021-1042.

Fernández, J.; Bluck, B. J. y Viseras, C. (1993): The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fans and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40, 879-893.

Fernández, J.; Dabrio, C. y Viseras, C**.** (2005): *Triassic Fluvial Sandstones (Central South Spain)- An Excellent Analogue for the TAGI Reservoir of Algeria.* European Association of Geoscientists and Engineers, Van Houten (Holanda).

Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Creatacous and early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12, 1-213.

Friend, P. F.; Marzo, M.; Nijman, W. y Puigdefábregas, C. (1981): Fluvial sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro Basins, Spain. En T. Elliot (ed.): *Field guides to modern and ancient fluvial systems in Britain and Spain*, 441-450.

Fustic, M. (2007): Stratigraphic Dip Analysis – A novel application for detailed geological modelling of point bars, and predicting bitumen grade, McMurray Formation, Northeast Alberta. *Natural Resources Research*, 16, 31-43.

Gao, C. (2004): Sedimentary facies changes and climatic-tectonic controls in a foreland basin, the Urumqi River, Tian Shan, northwest China. *Sedimentary Geology*, 169, 29-46.

Gibling, M. R.; Nanson, G. C. y Maroulis, J. C. (1998): Anatomosing river sedimentation in the Channel Country of central Australia. *Sedimentology*, 45, 595-619.

Halfar, J.; Riegel, W. y Walther, H. (1998): Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system; a Paleogene example from the Weisselster Basin, Germany. *Sedimentology,* 45, 1-17.

Harms, J. C.; Mackenzie, D. B. y McCubbin, D. G. (1963): Stratification in Modern sands of the Red River, Louisiana. *J. Geol.,* 71, 566-580.

Hudson, P. F. y Heitmuller, F. T. (2003): Local and watershed-scale controls on the special variability of a natural levee deposits in a large fine-grained floodplain, lower Panuco Basin, Mexico. *Geomorphology*, 56, 255-269.

Jackson II, R. G. (1975): Velocity-bed-form-texture-patterns of meanders bends in the Lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 86, 1511-1522.

— (1976): Depositional model of point bars in the Lower Wabash River. *J. Sed. Petrol.,* 579-594.

— (1978): Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol.,* 5, 543-576.

Jordan, D. W. y Pryor, W. A. (1992): Hierarchical levels of heterogeneity in a Mississippy River meander belt and application to reservoir systems. *Buu. Am. Assoc. petrol. Geol.,* 76, 1601-1624.

Kostic, B. y Aigner, T. (2007): Sedimentary architecture and 3D ground penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany). *Sedimentology*, 54, 789-808.

Kraus, M. J. (2001): Sedimentology and depositional setting of the Willwood Formation in the Bighorn and Clark's Fork basins. *Papers on Paleontology,* 33, 15-28.

Leeder, M. R. (1973): Fluviatile fining-upwards cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geol. Mag.,* 110, 256-276.

— (1999): *Sedimentology and sedimentary basins*, Blackwell Science.

Leeder, M. R. y Bridges, P. H. (1975): Flow separation in meander bends. *Nature,* 253, 338-339.

Leopold, L. B. y Wolman, M. G. (1957): River channels patterns: braided, meandering and straight. *Prof. Pap. U,S. Geol. Surv.,* 282-B.

Levey, R. A. (1978): Bedform distribution and internal stratification of coarse-grained point bars. Upper Congaree River. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol.,* 5, 105-127.

Luzón, A.; Pérez, A.; Soriano, M. A. y Pocoví, A. (2008): Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro Basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 205, 1-13.

Makaske, B.; Berendsen, H. J. A. y Van Ree, M. H. (2007): Middle Holocene avulsion-belt deposits in th central Rhine-Meuse Delta, The Netherlands. *J. Sediment. Res.,* 77, 110-123.

Marren, P. M.; Mccarthy, T. S.; Tooth, S.; Brandt, D.; Stacey, G. G.; Leong, A. y Spottiswoode, B. (2006): A comparison of mud and sand dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip River, eastern Free State, South Africa. *Sedimentary Geology*, 190, 213-226.

Marzo, M. (1992): Sistemas fluviales de alta sinuosidad. En A. Arche (ed.), *Sedimentología*. Nuevas Tendencias, CSIC, Madrid, 107-141.

Marzo, M.; Nijman, W. y Puigdefábregas, C. (1988): Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 35, 719-718.

McGowen, J. H. y Garner, L. E. (1970): Physiographic features and stratification types of coarse-grained points bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, 77-111.

Miall, A. D. (1977): Fluvial Sedimentology: Fluvial lecture series notes. *Can. Soc. Petrol. Geol.,* 111 pp.

— (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.,* 22, 261-308.

Moody-Stuart, M (1966): High and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. Sed. Petrol.,* 36, 1102-1117.

Nanson, G. C. (1980): Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 27, 3-29.

Nanson, G. C. y Page, K. (1983): Lateral accretion of fine-grained concave benches on meandering rivers. En J. D. Collison y L. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.,* 6, 133-143.

Nichols, G. (1999): *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Sci.

Nijman, W. y Puigdefábregas, C. (1978): Coarse grained point-bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean basin. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol.,* 5, 487-510.

Pla, S.; Arribas, A.; Viseras, C. y Soria, J. M. (2005): Trazas orgánicas e inorgánicas en una paleosuperficie fluvial asociada a un yacimiento de grandes mamíferos del Plioceno-Pleistoceno (Fonelas P-1, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). *Geo-Temas*, 8, 85-88.

Pla, S.; Gierlowski-Kordesch, E. H.; Viseras, C. y Soria, J. M (2009): Major controls on carbonate deposition during the evolution of a continental basin: Pliocene-Pleistocene of the Guadix Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Sedimentary geology,* 219, 97-114 (doi: 10.1016/j.sedgeo.2009.05.001).

Puigdefábregas, C. (1973): Miocene point bar deposits in the Ebro basin, Northern Spain. *Sedimentology*, 20, 133-144.

Puigdefábregas, C. y Van Vliet, A. (1978): Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol.,* 5, 469-486.

Purkait, B. (2006): Grain-size distribution patterns of a point bar system in the Usri River, India. *Earth Surface Processes and Landforms,* 31, 682-702.

Pyrce, R. S. y Ashmore, P. E. (2005): Bedload path length and point bar development in gravel-bed river models. *Sedimentology*, 52, 839-857.

Rust, B. R. (1978): A classification of alluvial channel systems. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol.,* 5, 187-198.

Rust, B. R. y Legun, A. S. (1983): Modern anastomosing fluvial deposits in arid central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*, *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.,* 6, 385-392.

Schumm, S. A. (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. *S.E.P.M. Spec. Publ.,* 31, 19-29.

Schumm, S. A. y Kahn, H. R. (1972): Experimental study of channel patterns. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 83, 1755-1770.

Shelton, J. W. y Noble, R. L. (1974): Depositional features of braided-meandering stream. *A.A.P.G. Bull.,* 58, 742-752.

Smith, D. G. (1983): Anastomosed fluvial deposits: Modern examples from Western Canada. En J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems, Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.,* 6, 155-168.

Smith, D. G. y Putman, P. E. (1980): Anastomosed river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada. *J. Sedim. Petrol*, 50, 157-164.

Smith, D. G. y Smith, N. D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Can. J. Earth Sci.,* 17, 1396-1406.

Speight, J. G. (1965): Flow and channel characteristics of the Angabunga River, Papua. *J. Hydrol.,* 3, 16-36.

Stouthamer, E. (2001): Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, the Netherlands. *Sedimentary Geology,* 145, 73-92.

Taylor, G. y Woodyer, K. D. (1978): Bank deposition in suspended-load streams. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol.,* 5, 257-275.

Törnqvist, T. E; van Ree, M. H. M. y Faesen, F. L. J. H. (1993): Longitudinal facies architectural changes of a Middle Holocene anastomosing distributary system (Rhine-Meuse delta, central Netherlands). *Sedimentary Geology*, 85, 203-219.

Viseras, C.; Fernández, J.; García-García, F.; Soria, J. M.; Calvache, M. L. y Jáuregui, P. (2009): Dynamics of sedimentary environments in the accelerated siltation of a reservoir: the case of Alhama de Granada, southern Spain. *Environ. Geol.,* 56, 1353-1369 (DOI 10.1007/s00254-008-1231-2).

Viseras, C.; Soria, J. M.; Durán, J. J.; Pla, S.; Garrido, G.; García-García, F. y Arribas, A. (2006): A large mammal site in a meandering fluvial context (Fonelas P-1, Late Pliocene, Guadix Basin, Spain). Sedimentological keys for its paleoenvironmental reconstruction. *Palaeogeog., Paleoclim., Palaeoecol*, 242, 139-168.

Walker, R. G. (ed.) (1979): *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series, 1.

— (ed.) (1984): *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series, 1.

Woodyer, K. D.; Taylor, G. y Crook, K. A. W. (1979): Depositional processes along a very low-gradient suspended-load stream: The Barwon River, New Wales. *Sedimentary Geology*, 22, 97-120.

Zhang, Z.; Sun, K. y Yin, J. (1997): Sedimentology and sequence stratigraphy of the Shanxi Formation (Lower Permian) in the northwestern Ordos Basin, China; an alternative sequence model for fluvial strata. *Sedimentary Geology*, 112, 123-126.

IX

Lagos y sistemas lacustres

por M. A. Fregenal Martínez y N. Meléndez*

INTRODUCCIÓN

Los lagos, entendidos como cuerpos de agua continental permanentes, constituyen en la actualidad alrededor del 1% de la superficie terrestre. Como sistemas geográficos, geomorfológicos, ecológicos, testigos y vestigios de las etapas glaciares recientes, y cuna de la civilización y la cultura humana, los lagos actuales han despertado siempre un gran interés y han sido profusamente estudiados desde distintas áreas de conocimiento. Sin embargo, la identificación clara de la presencia de sedimentos lacustres en el registro geológico y su estudio es relativamente reciente y se remonta a las últimas cuatro décadas. El descubrimiento de varios gigantes petrolíferos y numerosos recursos naturales y de interés económico asociados a ellos les ha valido una intensa dedicación por parte de la comunidad geológica, con lo que el conocimiento ha aumentado rápida y exponencialmente. En la última década, la preocupación por el problema del cambio climático global ha intensificado en una enorme medida el estudio de los registros sedimentarios de los lagos actuales, como eficaz herramienta de reconstrucción de la evolución climática reciente debido a la sensible respuesta que estos sistemas muestran frente a cambios ambientales de origen climático, que queda reflejada en sus sedimentos, y a la alta resolución temporal de sus registros. La sensibilización cultural y social moderna frente a valores de protección medioambiental, tanto ecológicos como paisajísticos, ha convertido a muchos lagos y su entorno en áreas de interés natural y cultural, y en zonas protegidas por diversas figuras legales nacionales e internacionales, que se gestionan con fines conservacionistas.

Dados los múltiples factores geológicos y biológicos que concurren en su origen, en su dinámica y en su evolución, los lagos se perfilan siempre en los textos especializados como sistemas naturales complejos, difíciles de definir, clasificar y modelizar de manera simple. No siempre resulta fácil definir y llegar a un acuerdo sobre qué es o a qué debemos llamar lago. Resulta obvio pensar que entre el lago Superior, el lago Tanganyka, el lago Banyolas, los lagos de las Everglades de Florida, o los de la llanura de inundación del río Paraná, por poner algunos ejemplos conocidos, deben existir enormes diferencias. O dicho de otra manera no es obvio qué tienen en común más allá de ser masas de agua continental.

Según Lincoln *et al.* (1982) «un lago es un cuerpo de agua estancada dulce o salina, sin corrientes apreciables, que suelen presentar una estrecha playa periférica carente de vegetación debido a la acción del oleaje».

Según Margalef (1983) «los lagos son masas de agua que alcanzan o rebasan cierta profundidad mínima, suficiente para el establecimiento de una termoclina durante el período de estratificación».

* Departamento de Estratigrafía e Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid. E-mail: mariana@geo.ucm.es (M. A. Fregenal); nievesml@geo.ucm.es (N. Meléndez).

Bates y Jackson (1987) definen lago como «cualquier cuerpo de agua continental que ocupa una depresión en la superficie de la tierra y tiene un tamaño apreciable, mayor que un *pond* (charca) y demasiado profundo como para permitir que la vegetación (excluyendo la vegetación subacuática) enraíce completamente en la zona cubierta por el agua en toda su extensión».

Por último González Bernáldez (1992) define lago como «una masa de agua continental de considerable tamaño, con menores características de flujo que el río y, a causa de su gran volumen, menor contacto relativo, y menos dependencia e interacción con el medio terrestre que la laguna y otros humedales».

De estas definiciones la más flexible es la de Bates y Jackson (1987), ya que establece como limitante la capacidad de la vegetación para enraizar en toda la zona cubierta de agua, lo cual en determinadas condiciones no necesariamente requiere una batimetría elevada. Este es también el criterio que tradicionalmente se emplea para separar el ambiente lacustre del ambiente palustre, en el que por contraposición la vegetación tiene capacidad para extenderse por toda la zona encharcada. Igualmente es el criterio más usado en los estudios de depósitos antiguos por su relativamente fácil aplicación en ellos.

La diferenciación entre lagunas y charcas viene dada por las dimensiones relativas del cuerpo de agua. Se suele establecer que la charca tiene longitudes inferiores a los 50 m, o superficies menores de media hectárea, mientras que la laguna presenta siempre dimensiones mayores que éstas, pero no reúne las características típicas de un lago, principalmente en cuanto a la capacidad de estratificar en capas independientes la columna de agua (González Bernáldez, 1992). A pesar de la definición de límites cuantificables, en la naturaleza lagos, lagunas y charcas forman parte de un espectro continuo en el que puede resultar sencillo distinguir un lago de una charca, pero en multitud de ocasiones las diferencias entre el lago y la laguna no son claras, como tampoco lo son entre determinadas lagunas y charcas.

Origen	
Originados por actividad geológica independiente del agua	
• Por actividad tectónica	• Por actividad eólica
• Por actividad volcánica	• Por procesos costeros
• Por deslizamientos	• Por impacto meteorítico
Originados por actividad del agua	
• Glaciares y periglaciares	• Asociados a humedades
• Kársticos	• Por actividad fluvial
Antropogénicos	
Mezcla de la columna de agua	
• Amícticos: nunca se mezclan	• Polimíciticos: varias mezclas actuales
• Monomícticos: una mezcla anual	• Meromícticos: siempre estratificados
• Dimíticos: dos mezclas anuales	
Composición del sedimento	
• Siliciclásicos	• Orgánicos
• Carbonáticos	• Mixtos
• Salinos	
Materia orgánica y nutrientes	
• Oligotróficos	• Distróficos • Eutróficos
Contexto climático	
• Glaciares	• Subtropicales y tropicales húmedos
• Periglaciares y deglaciados	• Áridos y desérticos (templados a tropicales)
• Templados húmedos	
Balance hidrológico	
• Abiertos	• Cerrados perennes • Cerrados efímeros

Tabla 9.1. Tipos de lagos según diferentes criterios de clasificación.

En cuanto a las clasificaciones también es posible encontrar cierta variedad de criterios a la hora de abordar el problema (tabla 9.1). En función de su origen los lagos pueden ser tectónicos, volcánicos, glaciares, kársticos, de actividad fluvial, de actividad eólica, formados por deslizamientos, por actividad costera, orgánicos, antropogénicos, de impacto meteorítico (Hutchinson, 1957; Sly, 1978; Wetzel, 1981, 2001; Hakanson y Jannson, 1983; Cole, 1983; Burgis y Morris, 1987; Lerman *et al.*, 1995), pudiendo agruparse toda esta variedad en dos tipos fundamentales, lagos originados por actividad geológica independiente del agua y lagos originados por la actividad del agua (Margalef, 1983). Los lagos también pueden ser clasificados en función de su morfometría, es decir, de la relación entre su extensión superficial y su profundidad. En función de su capacidad para estratificar la columna de agua pueden ser amícticos, monomícticos, dimícticos, polimícticos o meromícticos, permitiendo esto varias subclasificaciones dependientes de los mecanismos de mezcla o de los mecanis-

mos que dan lugar a la meromixis en el caso de los lagos meromícticos (lagos permanentemente estratificados). En función del tipo de sedimentos que se acumulan en ellos pueden ser siliciclásticos, *carbonáticos,* salinos, orgánicos, o mixtos. En función del contenido en materia orgánica y nutrientes en las aguas del lago pueden ser oligotróficos, distróficos o eutróficos. Dependiendo del cinturón climático en el que se ubican pueden ser glaciares, periglaciares, templados, subtropicales, tropicales, áridos o desérticos, con las variantes además introducidas por la posición altimétrica. Según su balance hidrológico pueden ser hidrológicamente abiertos, hidrológicamente cerrados perennes o hidrológicamente cerrados efímeros (Eugster y Kelts, 1983).

Si en todos estos aspectos los lagos actuales resultan ser sistemas complejos, cuando se trata de definir o clasificar sistemas lacustres antiguos la complicación aumenta notablemente.

Al introducir la variable tiempo lo normal es encontrarse que los sistemas lacustres con tiempos de residencia media y larga cambian a lo largo de su historia geológica y ambiental y pueden pasar por etapas en las que sean hidrológicamente abiertos y otras cerrados, pueden alternativamente presentar o no estratificación en la columna de agua, eutrofizarse periódicamente, sufrir oscilaciones drásticas del nivel y el volumen de agua y responder a cambios climáticos de gran alcance que se producen en tiempos relativamente cortos, entre otras posibilidades. Son sistemas sedimentarios completamente diferentes de los marinos (tabla 9.2) no solo como sistemas ambientales sino también en todo lo que concierne a las características de la arquitectura estratigráfica de su registro. El alcance de su complejidad y su relevancia ha dado lugar al nacimiento de la Limnogeología (Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994a, 2000a) como disciplina específica de estudio de sistemas lacustres actuales y fósiles.

Es debido a todo esto que autores como Valero *et al.* (1992) y Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994a) conciben cada sistema lacustre como un entramado o red multidimensional formada por múltiples procesos y factores de control todos ellos relacionados entre sí de forma dinámica (figura 9.1), que evolucionan a lo largo del tiempo de existencia de un lago, de modo que el cambio de uno o varios de los factores induce cambios en otros factores de control. La red comprende la participación en el sedimento de clásticos y químicos, la actividad biológica, la biota, la profundidad, la energía, la composición del agua, la concentración en solutos del agua, el tiempo de residencia, la productividad, la anoxia, la estratificación, los ciclos solares o la acción del viento, entre otros, todos ellos ligados de formas diversas al régimen climático y tectónico.

Esta concepción implica la existencia de un amplio espectro de sistemas lacustres diferentes, tantos como sistemas lacustres existen y han existido, de modo que un mismo sistema lacustre puede a lo largo de su desarrollo variar su lugar dentro de una misma clasificación.

Por todo ello recomiendan interpretar las secuencias sedimentarias observadas en términos de los parámetros de control que participan en el origen y evolución del lago, mejor que intentando encuadrar lo observado en un modelo concreto preestablecido, porque cualquiera de estos va a presentar deficiencias si se pretende hacer una reconstrucción limnogeológica detallada.

Llevado al extremo sería imposible realizar ningún modelo, aunque al mismo tiempo desde aquí se explica la enorme profusión de «secuencias elementales tipo» o «modelos de facies» diferentes que es posible encontrar en la literatura limnogeológica y que superan con mucho a los que se han podido establecer en otros ambientes sedimentarios. No existe actualmente ninguna tipificación, estandarización, sistemas de clasificación o convención tradicional o establecida de ningún tipo para describir los sistemas lacustres desde el punto de vista limnogeológico (Gierlowski-Kordesch y Kelts, 2000b).

No obstante, la realidad es que existe una serie de procesos y factores de control concretos que pueden entenderse como comunes a todos los lagos del presente y del pasado, así como

Aspecto	Lacustre	Marino
Almacén acuoso	Limitado, variable	Inmenso, uniforme
Química	Muy variable, tipos de iones en función del drenaje, la geología de la cuenca y el clima	Uniforme Na-Cl
Salinidad	Muy variable 10^1-10^5 mg TDS/1	Uniforme Aprox $35^0/_{00}$
pH	Variable 1.5-11.0	8.3 en aguas superficiales 7.7 en aguas profundas
Tamaño	Muy variable; 1 a 80.000 km^2 en lagos actuales	Inmenso
Tasas de sedimentación	0,1-2 m/10^6 años; rápidas	0,001-0,35 m/10^6 años; modestas
Tectónica	Cuencas debidas a eventos, *sag, rifting*+ control por fallas	Expansión del fondo oceánico, subsidencia del margen continental
Geodinámica	Incluye cambios de altitud, capturas del drenaje, cambios repentinos	Nivel del mar, epirogenia, cambios más lentos
Control del clima	Depende de la zonación latitudinal	
Cambio del clima	Respuesta drástica, inmediata; cambios de nivel y composición: decenas de años	Respuesta a largo plazo; 1.000_s de años
Tiempo de residencia	1-1.000 años	1.000 a +
Ciclos	Anual, manchas solares *(sun spot),* clima a corto plazo, MilanKovitch	Clima a largo plazo; paleoceanografía, Milankovitch
Mareas	No hay mareas; variaciones de nivel estacionales	Dominio de las mareas
Materia orgánica	Algas/Bacterias; plantas terrestres. Tipo I común	Algas marinas o plantas terrestres. Tipos II y III
Productividad	Muy alta; altos nutrientes	Modesta; zonas de *upwelling*
Potencial de preservación	Alta, con altas tasas de sedimentación. Anoxia, bajo sulfato común.	Requiere altas tasas de sedimentación o anoxia
Bacterias/Algas	Adaptaciones especiales. Fotoquimiotrófico	Marinas
Paleontología		
Microfósiles silíceos	Diatomeas dominantes desde el Eoceno; esponjas	Diatomeas desde el Cretácico superior. Radiolarios
Microfósiles calcáreos	Escasos pelágicos calcáreos	Foraminíferos; nanofósiles dominantes
Microfósiles bentónicos	Ostrácodos; endemismos locales	Foraminíferos; índice global
Dinoflagelados	Abundantes, pero pocos cistos preservados	Cistos preservados;
Macrofósiles	Micromamíferos, reptiles, peces, insectos, quironómidos, moluscos de agua dulce	Invertebrados marinos
Litoral/Plataforma	No corales; moluscos, estromatolitos comunes, biohermos algales, *Chalk* de charofitas	Arrecifes de corales, algas calcáreas, moluscos, submareal; escasas *Cara* marinas
Offshore	Escasos macrofósiles	
Bioturbación	Gusanos, insectos, vertebrados, pocos bioturbadores profundos	Bioturbadores numerosos
Facies		
Evaporitas	Derivadas, tipos variables de concentración, retrabajadas, poco espesor, cuencas fraccionadas	Marinas, depósitos muy potentes: los yacimientos pueden tener kilómetros de espesor
Carbonatos	No arrecifes barrera, no plancton de oozes calcareos, principalmente químicos y bioinducidos, estromatolitos dolomíticos comunes, biohermos algales	Principalmente biogénicos; dominantemente calcita
Oolitos	Lagos salinos y salobres	Márgenes agitados
Sílice	*Chert* abiótico común	*Chert* biogénico común
De Cuenca (*basinal)*	Anoxia común	Anoxia no común
Deltas	Corta vida, rápidos cambios como respuesta a los cambios del nivel del lago	Estabilidad a largo plazo
Turbiditas	Comunes en aguas diluídas	Eventos raros
Arenas	Complejos de *Fan delta;* aluvial	Líneas de costa clásticas; playas
Transgresión/Regresión	Períodos muy cortos	Procesos a largo plazo
Estratigrafía	Rápidos cambios de facies laterales y verticales	Ley de Walter; transicional
Tiempo de residencia	< 1 Ma es largo, hasta 35 Ma	1-100 Ma
Biomarcadores	*Botryoccocus* y otras bacterias comunes	

Tabla 9.2. Síntesis de las principales diferencias entre depósitos marinos y lacustres (según Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994 a partir de Kelts, 1988).

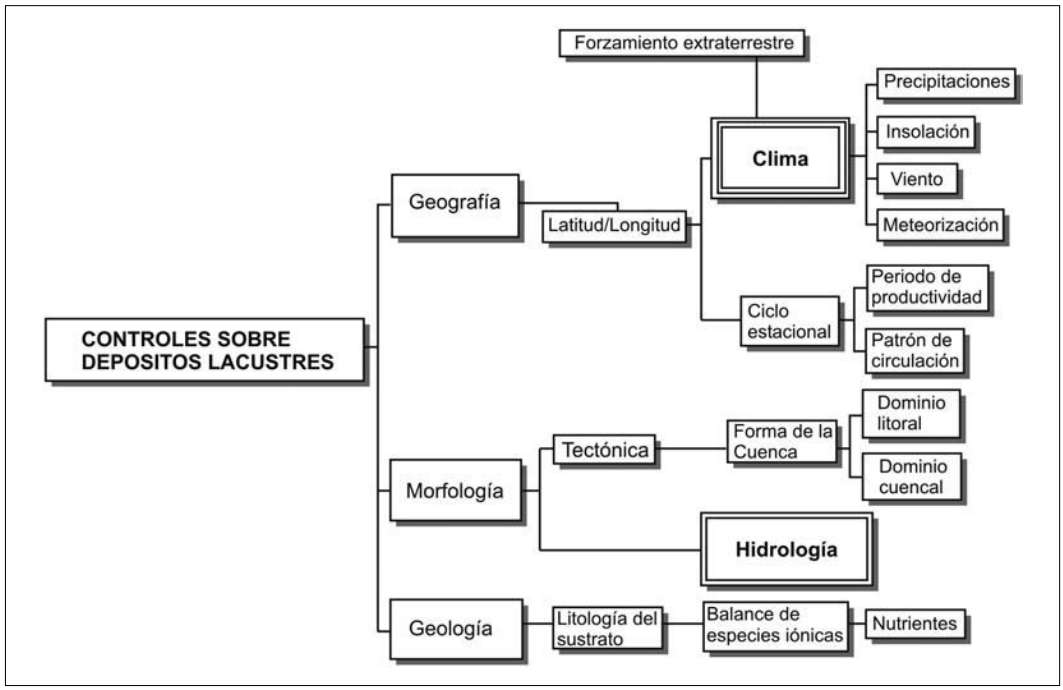


Figura 9.1. Controles generales que determinan la sedimentación lacustre (según Glenn y Kelts, 1991 y Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994).

una serie de señales, de características y de tendencias que son comunes a las sucesiones lacustres del registro sedimentario. Intentaremos en este capítulo por tanto resaltar y explicar de manera clara estos «rasgos comunes» o «características transversales» proveyendo al lector con las herramientas adecuadas para enfrentarse al análisis sedimentológico y la reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica de un tipo de sistema deposicional tan complejo y variado como son los sistemas lacustres, desde la adecuada aplicación del actualismo y en el marco paradigmático de la estratigrafía genética y secuencial.

BASES PARA EL ESTUDIO DE SISTEMAS LACUSTRES

Lagos y actualismo

El estudio y la reconstrucción de sistemas sedimentarios antiguos se basa ampliamente en los principios del actualismo y del uniformitarismo, y los modelos de facies resultan finalmente de la síntesis de lo observado en los sistemas actuales y en el registro sedimentario (Walker, 1992; Reading, 1986 y 1996). Sin embargo es posible encontrarse con modelos actuales no reconocidos en el registro y viceversa, modelos construidos a partir del registro para los que no es fácil encontrar un equivalente actual. Más frecuente aún es encontrar que determinados tipos de sistemas muy frecuentes o abundantes en el registro no están presentes en la actualidad con la misma abundancia o frecuencia. Comenzaremos por hacer un repaso sintético del paisaje lacustre que presenta el planeta actual y aquilatar su potencial validez para la extrapolación de modelos al registro sedimentario.

La mayor parte de los lagos actuales se concentran en los siguientes grupos:

Lagos glaciares y periglaciares. Están situados en las latitudes frías y templadas de ambos hemisferios y son el resultado de las recientes glaciaciones y posterior deglaciación global. Son muy abundantes y han sido profusamente estudiados, de manera que muchos de los modelos

de facies y de modelos relativos a mecanismos de funcionamiento sedimentario y ambiental usados habitualmente para lagos derivan del estudio de estos sistemas. Sin embargo estos modelos deben ser usados con precaución en su aplicación al registro, ya que reflejan una situación climática muy concreta que posiblemente no haya existido de una forma tan marcada en otras épocas de la historia del planeta. Los Grandes Lagos norteamericanos, los miles de lagos y lagunas que pueblan las llanuras centrales del norte de los Estados Unidos y el sur de Canadá, los múltiples lagos escandinavos, los lagos patagónicos, los lagos alpinos y en España los lagos pirenaicos y en general de alta montaña son algunos de los ejemplos más emblemáticos de este tipo de lagos.

A pesar de su actual abundancia e importancia es muy probable que estos lagos fueran raros o se encontraran prácticamente ausentes en otros momentos de la historia geológica, especialmente durante las etapas más cálidas a escala global.

Lagos tectónicos. Se trata esencialmente de lagos asociados a sistemas tectónicos distensivos de *rifting*, a situaciones transtensionales, a situaciones de *sag* intracratónico y a márgenes de cuencas de *foreland* o antepaís. Los más representativos y estudiados son los lagos del *rift* africano, como el Tanganyka. El lago Baikal, que contiene la mayor acumulación de agua dulce del planeta (23.000 km^3), es un ejemplo de lagos asociados a *rifting* en contexto transtensional. El lago Chad y el lago Victoria, ambos situados en África, son ejemplos de situaciones de *sag* intracratónico. Los lagos del Parque Nacional de las Torres del Paine, en la Patagonia chilena, están asociados a tectónica de antepaís o *foreland.*

Cuando estas situaciones tectónicas se dan en condiciones continentales reúnen una serie de características que favorecen la formación y conservación de grandes registros sedimentarios lacustres, independientemente de cuales sean las condiciones hidrológicas y climáticas. Morfológica y topográficamente estas cuencas se caracterizan por presentar amplias zonas deprimidas favorables para la acumulación de cuerpos de agua permanentes de dimensiones variables. Geológicamente suelen permanecer activas durante períodos de tiempo en general prolongados, y tienden a acumular grandes espesores de sedimentos lacustres que fosilizan debido al desarrollo de notables tasas de subsidencia tectónica. Por todo ello, además de los ejemplos actuales, los ejemplos en el registro fósil son numerosísimos y muy frecuentes en todas las edades geológicas. Son cuencas en las que además tiende a concentrarse gran parte de los recursos naturales asociados a sedimentos lacustres, tales como el petróleo, el carbón o el uranio (Fleet *et al.*, 1988; Katz, 1990a y b; Lomando *et al.*, 1994; Sladen y Traynor, 2000; Katz, 2001; Wolela, 2007), por lo que se ha dedicado un gran esfuerzo a su estudio e identificación.

El estudio de estos lagos ha servido tanto para reconocer y modelizar procesos de sedimentación lacustre, como para proponer modelos de sedimentación a escala de cuenca sedimentaria.

Lagos asociados a humedales estacionales tropicales y subtropicales. Se trata de sistemas geográficos y ambientales que se caracterizan por ser zonas deprimidas que tienden a encharcarse con patrones de drenaje complejos y difusos que sufren un período de inundación y un período de estiaje o desecación anual controlados por la estacionalidad climática tropical y subtropical o el régimen monzónico. Ocupan enormes extensiones en las latitudes tropicales y subtropicales húmedas del planeta y suelen presentar una gran densidad de lagos y lagunas de tamaños variables. Es frecuente que estos lagos se asocien a sistemas fluviales aunque puede tratarse igualmente de humedales de origen no fluvial producidos por el afloramiento de los acuíferos regionales. Ejemplos característicos y conocidos de estos lagos asociados a sistemas fluviales son las llanuras de inundación del alto Paraná, el delta del Okavango y algunas áreas de las llanuras del Parque Nacional Serengeti en Tanzania; el ejemplo más conocido no aso-

ciado a drenaje fluvial es el sistema de los Everglades de Florida; menos conocidos pero igualmente relevante es la región de los esteros de Ibera en el noreste de Argentina. Aunque ocupan actualmente grandes áreas del planeta, es probable que su presencia fuera mayor en etapas más cálidas en las que los cinturones climáticos tropicales y subtropicales abarcaban mayores extensiones que las actuales. A pesar de su importancia, en comparación con los lagos glaciares y los lagos tectónicos su conocimiento es mucho más limitado. No han sido definidos como sistemas sedimentarios independientes con características propias y no existen modelos de facies disponibles para ellos, aunque recientemente se han hecho algunos esfuerzos en ese sentido (Wright y Platt, 1995; Wright *et al.*, 2000; Dunagan y Turner, 2004) y el término humedal está comenzando a aparecer con mayor frecuencia en la literatura limnogeológica para referirse a determinados tipos de asociaciones y secuencias de facies lacustres y fluvio-lacustres.

Estos sistemas de humedal de gran extensión geográfica son también muy frecuentes en condiciones costeras y perimareales en distintos tipos de contextos climáticos; son los sistemas que conocemos en español como marismas (sirvan como ejemplos las marismas del Guadalquivir, conocidas especialmente por formar parte del Parque Nacional de Doñana), en la literatura anglosajona *swamps* y *marshes* costeros, y los característicos manglares de las latitudes cálidas. Si se encuentran asociados a sistemas fluviales en condiciones costeras, constituyen las llanuras deltaicas. En el registro son los denominados sistemas parálicos muy característicos de las cuencas productoras de carbón del Carbonífero. Los lagos asociados a estos contextos ambientales costeros presentan salinidades variables y es posible encontrar en un mismo sistema lagos enteramente constituidos por agua dulce junto a lagos salobres o salinos. Suelen agruparse en la categoría de lagos costeros y estudiarse de manera conjunta con el sistema sedimentario costero con el que aparecen ligados, ya que el nivel del mar es un factor de control determinante de su evolución. De la misma forma los lagos asociados a llanuras fluviales suelen describirse e interpretarse junto con los depósitos de llanura de inundación y *overbank* fluviales.

Lagos en sistemas sedimentarios áridos. Aunque minoritarios, los lagos asociados a sistemas áridos y desiertos, en gran parte someros y salinos, han sido profusamente estudiados y existe un número de modelos de facies bien conocidos que reflejan su variabilidad. Pueden aparecer de forma independiente como lagos o lagunas aisladas —un ejemplo español sería la laguna de Gallocanta—; como lagunas efímeras asociadas a los espacios interdunares en los desiertos, por ejemplo los lagos que se forman durante la estación de lluvias entre las dunas en el parque de Lençóis Maranhenses en el norte de Brasil. Sin embargo es frecuente que se asocien íntimamente con otros sistemas constituyendo grandes complejos sedimentarios de los que los más conocidos son los sistemas de abanico aluvial-*playa lake* salino. Existe un buen número de ejemplos de estos sistemas tanto actuales como fósiles siendo muy emblemáticos los sistemas del Valle de la Muerte en California, y se encuentran bien representados en el registro en todas las edades asociados a los cinturones climáticos áridos.

Miscelánea. Los lagos de regiones kársticas, dispersos en llanuras de inundación fluvial en cualquier latitud o contexto climático, los lagos en contextos volcánicos, esencialmente los formados en los cráteres, los lagos de cráteres formados por impacto meteorítico y los que se forman en depresiones cerradas formadas por deslizamientos, completan el paisaje lacustre planetario actual.

Queda claro, después de este repaso sobre los lagos actuales más comunes, que cabe esperar que en el pasado se dieran situaciones que no ocurren en el presente y viceversa. Cabe esperar también que el registro lacustre esté sesgado a favor de los lagos que se desarrollaran en cuencas tectónicamente activas subsidentes debido a un potencial de preservación mayor,

lo que podría implicar cierto sesgo hacia tipos concretos de lagos. Aunque asumamos que los procesos físicos y físico-químicos han sido los mismos a lo largo de toda la historia geológica, la biota ha evolucionado, las situaciones climáticas y las configuraciones paleogeográficas han ido cambiando y de ello han debido emerger situaciones variables y complejas para las que no siempre vamos a encontrar un equivalente actual de las mismas características y la misma magnitud. En Park y Gierlowski-Kordesch (2007) se puede encontrar un buen estudio de la correlación entre la variación de los ambientes lacustres y la evolución faunística y florística a lo largo del Paleozoico, conforme los medios continentales van siendo colonizados a partir de los marinos y un hito revolucionario en el Silúrico cuando aparecen las plantas terrestres. Cohen (2003) también ha presentado un interesante análisis sobre esta misma problemática y Buatois y Mángano (1993) ya propusieron un modelo de evolución de los depósitos lacustres en el tiempo en correlación con la evolución de la fauna bentónica y la colonización del ecoespacio, que se manifiesta en un incremento de la cantidad y el tipo de bioturbación en el tiempo. Greb *et al.* (2006) han realizado una excelente revisión de la evolución de los ecosistemas y registros de sistemas de humedal acoplados a la evolución de las plantas. Es muy probable que los ecosistemas lacustres se estructuraran y adquirieran la dinámica ecológica que en buena parte observamos en la actualidad, durante el Cretácico inferior (Buscalioni, comunicación personal).

Por tanto, no es esperable que podamos llegar a tener un número reducido de modelos de facies patrón de aplicación global e atemporal. Como consecuencia de esto y de la compleja naturaleza de los sistemas lacustres, es aconsejable acercarse al registro sedimentario lacustre conscientes de esta realidad y desprovistos de prejuicios, más que con una filosofía actualista radical que predice que lo que encontremos en el registro sedimentario encajará en un modelo derivado de la observación de los medios actuales al alcance del estudio directo.

Características propias de los sistemas lacustres

Los sistemas lacustres tanto actuales como fósiles presentan una serie de peculiaridades o características que los diferencian completamente de otros sistemas sedimentarios marinos y continentales y sin cuya adecuada comprensión no es posible abordar el estudio del registro estratigráfico lacustre.

1. Las múltiples combinaciones posibles entre los parámetros o factores que controlan la dinámica sedimentaria en un momento dado dibujan un espectro muy amplio de tipos de lagos y de las posibles evoluciones que estos experimentan en el tiempo. Por ejemplo dos lagos situados en la misma región, bajo el mismo contexto climático y régimen tectónico, con aguas con idéntica composición, pero que presenten morfometrías diferentes (alto y bajo gradiente topográfico respectivamente) tendrán, ante variaciones ambientales comunes, dinámicas sedimentarias y respuestas muy dispares, que pueden diverger cada vez más conforme ambos lagos siguen evolucionando aunque ambos se mantengan bajo el mismo contexto climático y tectónico. Así, una variación idéntica en el volumen de agua, por falta de precipitaciones, en el de menor gradiente implicará la exposición de grandes áreas y una fuerte somerización del sistema, mientras que en el que presenta mayor gradiente quedará expuesta una superficie pequeña y, por tanto, el reflejo en su dinámica y en sus características básicas será muy escaso. El primero se convertirá además en un tipo de lago completamente diferente del inicial mientras que es probable que el segundo no varíe demasiado. Si nos enfrentásemos al estudio de estos dos lagos una vez que sus sedimentos han fosilizado podríamos cometer errores de gran magnitud en la reconstrucción, por ejemplo, del

contexto climático. Estas dificultades se incrementan al estudiar el registro sedimentario lacustre porque muchos de los parámetros no son cuantificables, y ni tan siquiera observables. Algunos pueden ser inferidos o deducidos, pero otros quedan completamente fuera de nuestro alcance.

Es conveniente, por tanto, tener presente que cuando estudiemos una sucesión sedimentaria lacustre, de toda la red de factores y procesos que han intervenido en su formación, lo que el análisis sedimentológico y de cuenca nos va a permitir deducir directamente es:

- la energía de la sedimentación y las características hidráulicas,
- la estabilidad del sistema en cuanto a las fluctuaciones del nivel de la lámina de agua,
- los gradientes geomorfológicos,
- las interacciones bióticas/abióticas,
- los cambios composicionales y de concentración en especies iónicas del cuerpo de agua.

2. El tiempo de respuesta de un lago a variaciones de cualquier orden de magnitud en los factores de control es muy corto y se refleja de forma inmediata en su dinámica, y la probabilidad de que la modificación quede incorporada al registro sedimentario es alta. Es por esto que se acepta que las sucesiones lacustres son archivos de alta resolución temporal. Esta es probablemente una de las mayores diferencias que los sistemas lacustres presentan cuando se comparan con la dinámica de sistemas marinos y determina enormes diferencias entre las características y la forma en que se construye el registro sedimentario de ambos tipos de sistemas. Si volvemos al ejemplo que poníamos anteriormente, unos cuantos años con déficit de precipitaciones puede originar grandes variaciones en la lámina de agua de un lago de bajo gradiente topográfico, y en algunos casos someter a exposición subaérea grandes extensiones del fondo lacustre.

   Las variaciones climáticas de magnitud plurianual no tienen una influencia directa en el nivel del mar y no suelen tener reflejo en el registro. Entenderemos así que el significado de las superficies que reflejan exposición subaérea en sucesiones lacustres y en sucesiones marinas y costeras puede ser muy diferente; esto a su vez va a condicionar enormemente el análisis secuencial de ambos tipos de registros y su interpretación en términos temporales.
3. Los cuerpos de agua lacustre pueden presentar todo el rango de salinidades, pH, concentración de distintos tipos de especies iónicas posibles y de especies químicas de origen orgánico como el fósforo y el nitrógeno. Es más, muchos de ellos oscilan, evolucionan direccionalmente o fluctúan periódicamente en cuanto a sus características hidroquímicas, lo cual tiene también una respuesta inmediata en su dinámica sedimentaria y quedará reflejado en la composición del sedimento. Los lagos someros salinos pueden experimentar fuertes variaciones de salinidad respondiendo a las variaciones periódicas en las precipitaciones o en la llegada de agua, de manera que pueden quedar registradas grandes diferencias de composición en el sedimento, en sucesiones poco potentes y que representan lapsos temporales cortos. Esta es otra de las grandes diferencias con respecto a la sedimentación marina: las variaciones de composición del sedimento están controladas por distintos factores.
4. En cuencas marinas el aporte de sedimentos y la tasa de sedimentación son, en general, independientes de las variaciones en el nivel del mar, que a su vez determina el espacio de acomodación disponible. En sistemas lacustres, es el nivel del lago el que

determina el espacio de acomodación pero en la mayor parte de los lagos la llegada de agua y por tanto, el incremento del espacio de acomodación, y la llegada de sedimentos suelen estar íntimamente ligadas. Por otra parte mientras que las variaciones del nivel del mar no determinan cambios en el hidroquímica del agua, en los lagos las variaciones del nivel pueden suponer cambios hidroquímicos drásticos. Esto es relevante porque implica que la arquitectura estratigráfica no se va a construir de la misma manera en sistemas lacustres que en sistemas sedimentarios marinos y no puede interpretarse por tanto de la misma forma.

5. Los factores de control que determinan la red multidimensional de procesos que configura el lago y su dinámica, y los que determinan su evolución sedimentaria son los mismos, pero interactúan de distinta manera y con distinta intensidad a distintas escalas temporales. Por ejemplo, la tectónica es un factor que a corto plazo o para un momento concreto de la vida de un lago puede determinar la morfología de la cuenca lacustre, los patrones de drenaje de entrada y de salida del cuerpo de agua, la sismicidad regional y su posible reflejo sedimentario, etc.; a medio y largo plazo la tectónica determinará la conservación o no del registro sedimentario lacustre y las modificaciones drásticas o de mayor magnitud que se puedan producir en la configuración de la cuenca lacustre.

Factores de control de la sedimentación y de la evolución sedimentaria

El clima, que a su vez depende de la posición geográfica; el contexto geomorfológico y tectónico, que determinan la hidrología y la geometría de la cuenca lacustre; y el contexto geológico, en lo que concierne a la litología del sustrato y de la cuenca de la que procede el agua y parte o el total del sedimento, son los condicionantes primarios que van a determinar las características básicas y la dinámica de un lago (figura 9.1). Además juegan un papel relevante la biota y la dinámica ecológica del lago en sí mismo y de su entorno.

Estos factores de control primarios determinan las características de la red multidimensional de procesos y factores, a la que se hizo referencia en la introducción y de la que resulta la dinámica sedimentaria de cada lago.

Si quisiéramos abordar exclusivamente la sedimentación en un lago actual y dado que conoceríamos directamente el clima y el contexto geológico, podríamos considerar el esquema propuesto por Talbot y Allen (1996) en el que los factores de control de la sedimentación lacustre se reducen a: 1) las propiedades físicas del agua del lago, 2) la hidroquímica, 3) las fluctuaciones del nivel del agua y 4) la abundancia relativa de sedimentos detríticos frente a sedimentos autóctonos producidos dentro del lago.

Aunque estos factores son válidos para explicar el sedimento acumulado en un lago en un plazo temporal corto, si tratamos de abordar tanto lagos actuales como fósiles a distintas escalas temporales los factores de control serán otros de mayor magnitud o alcance. Modificando ligeramente el esquema de Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994b) (figura 9.1), y haciendo un intento de simplificar, los factores de control se pueden agrupar en: 1) el clima, 2) el contexto geológico, que entendido de forma amplia engloba tectónica, características morfológicas de la cuenca de drenaje y composición del sustrato, 3) la biota y 4) la morfometría del lago. El clima, el contexto geológico y la biota constituyen lo que llamaremos factores de control primarios o de orden mayor. De ellos y de la combinación entre las distintas variables que los componen, resultan de una forma u otra todos los demás factores de control y todos los procesos que finalmente van a determinar la evolución y la dinámica sedimentaria. Añadimos a estos tres factores primarios la morfometría que dependiendo a su vez de algunos de los anteriores es muy relevante.

Expondremos los principales factores que controlan la sedimentación y la evolución sedimentaria de sistemas lacustres de manera conjunta, indicando su relevancia o papel a distintas escalas temporales y la viabilidad o ajuste de su estimación o interpretación a partir de secuencias lacustres fósiles.

Clima

De todos los factores de control de la sedimentación es probablemente el que interviene o tiene un impacto más directo en la dinámica de un lago. De él y de su combinación con otras variables del contexto geológico dependen directamente y de forma primaria: la precipitación, la insolación, la temperatura, el régimen de vientos, la frecuencia de tormentas y su intensidad, y las variaciones estacionales de estos factores. Juega, por tanto, un papel fundamental en el balance hidrológico del sistema, que resulta de la diferencia entre los aportes de agua, superficiales y/o subterráneos, y las salidas de agua por evaporación o por drenaje desde el lago hacia otros puntos de la cuenca.

El régimen y la cantidad de precipitaciones condicionan la cantidad de agua de la que dispone el lago, bien por aporte directo de la lluvia y drenaje superficial desde otros puntos de la cuenca hidrográfica, bien por aporte indirecto por drenaje subterráneo.

La cinética y el comportamiento físico del agua lacustre dependen directamente de su temperatura y de su densidad.

La temperatura condiciona también un gran número de reacciones químicas que producen sedimento o que de una forma u otra intervienen en la dinámica del sistema.

Las variaciones estacionales anuales son uno de los factores que intervienen en los procesos de mezcla de la columna de agua; del número de estaciones depende que las aguas de un lago puedan estratificarse y mezclarse una o varias veces al año.

El régimen de vientos va a determinar la magnitud y constancia del oleaje que se pueda producir en el cuerpo de agua y es relevante como mecanismo conductor o coadyuvante de los procesos de mezcla de la columna de agua.

El clima también tendrá una fuerte influencia en la biota tanto dentro, como fuera del lago.

En la cuenca de drenaje, los procesos de erosión y meteorización que producirán el sedimento detrítico que se aportará al lago, dependerán del clima igualmente.

Todos los procesos y factores que dependen del clima se verán modificados a medida que este evolucione y se modifique. Será por tanto un factor primordial en la evolución sedimentaria a medio y largo plazo, es decir a escala geológica.

El contexto geológico

Entenderemos el contexto geológico en el sentido más amplio posible, de manera que englobamos aquí la tectónica activa durante la vida del lago, las características morfológicas de la cuenca de drenaje y la composición del sustrato.

Los lagos se forman en zonas topográficamente deprimidas que reciben aportes de agua continental superficial o subterránea. Estas depresiones se pueden generar de varias formas, todas ellas relacionadas de una u otra forma con los procesos tectónicos y geomorfológicos activos en la cuenca sedimentaria.

La tectónica es, como ya se ha mencionado en varias ocasiones previas, un agente que puede participar no sólo en la formación de un lago y el diseño de su geometría, sino que de ella depende la creación de espacio de acomodación por subsidencia y por tanto, la conservación final del registro sedimentario a medio y largo plazo. Los procesos tectónicos pueden dejar fuertes improntas en el registro sedimentario lacustre por sí mismos o por su interacción con otros procesos y factores de control. De esta forma, el registro sedimentario reflejará los

episodios de actividad tectónica activa, los cambios en las tasas de subsidencia, los cambios morfológicos del lago causados por la tectónica, los levantamientos de áreas fuente o la paleosismicidad. La tectónica puede controlar también los patrones de drenaje de la cuenca y tener por tanto un papel importante en su hidrología y en la forma en que el agua y los sedimentos llegan finalmente al lago.

La morfología general de la cuenca guarda una fuerte relación con la tectónica, con los procesos geomorfológicos activos que dependerán de la estructura heredada, de la composición litológica del sustrato y del clima, y con los procesos sedimentarios activos. Esta morfología participará decisivamente en la hidrología de la cuenca, es decir en la forma y tiempo en que se reparte de manera efectiva el agua dentro de la cuenca y por tanto en cómo ésta llega a los lagos.

Así, la distribución geográfica de los lagos y la forma y posición de la red de drenaje pueden ser muy características y similares en cuencas de distinta edad que tienen un origen tectónico definido, como las cuencas de *rift*, que típicamente presentan un drenaje axial y lagos adosados al flanco activo (Cohen, 1990; Soreghan y Cohen, 1996; Strecker *et al.*, 1999; Gawthorpe y Leeder, 2000).

Un factor muy importante en la dinámica lacustre es la conexión o desconexión de su área local de drenaje con la red regional. La distinción entre cuencas endorreicas, cerradas o desconectadas de la red regional, superficial y subterránea, y cuencas exorreicas, abiertas o conectadas regionalmente, es un criterio muy utilizado para diferenciar tipos de lagos en el registro. Las cuencas endorreicas tienen un funcionamiento hidrológico relativamente sencillo, reciben el agua directamente de la lluvia en momentos concretos y breves del año y pierden agua por evaporación. En contextos áridos y semiáridos suelen albergar lagos evaporíticos de tipo *playa-lake,* se suelen reconocer con relativa facilidad en el registro y existen modelos de facies específicos para este tipo de cuencas. Las cuencas exorreicas o abiertas son las más comunes, y tienen funcionamientos hidrológicos más variados y diversos; la llegada del agua es tanto directa de las precipitaciones como a través del drenaje regional superficial y subterráneo y está más repartido en el tiempo. Además de perder agua por evaporación pueden presentar drenaje y salidas de agua desde el propio lago.

En cuanto a la composición del sustrato, determinará la composición e hidroquímica del agua que llega a los lagos, que previamente habrá lavado el área fuente. La composición del sedimento detrítico que se acarree hasta los lagos desde las áreas circundantes también reflejará la composición del sustrato.

La evolución geomorfológica de las áreas de drenaje puede quedar reflejada en el registro lacustre, reconociéndose en los cambios de composición del sedimento detrítico o de las aguas, en variaciones hidrológicas o de la forma de drenaje y distribución del agua que no tengan un origen climático.

La biota y su dinámica ecológica

La biota y su dinámica ecológica son factores que pueden tener un gran impacto en la sedimentación lacustre. En principio los ecosistemas asociados a un lago y su entorno dependerán de la región biogeográfica en la que el lago se encuentre, determinada por factores evolutivos y fuertemente controlada por el clima.

Además de la importancia que tenga la biodiversidad presente, muchos otros procesos derivados de la dinámica ecológica tienen una intervención directa en la sedimentación o influyen indirectamente en ella: la tasa de producción de restos orgánicos y materia orgánica en general, la frecuencia y características de los *blooms* algares, el ciclo del carbono y los nutrientes, esencialmente nitrógeno y fósforo, que determina los procesos y ciclos de eutrofización, la abundancia y diversidad de organismos productores de sedimento carbonático y silíceo, que

pueden participar o determinar la composición del sedimento, la presencia y tamaño de las poblaciones de distintos tipos de organismos bioturbadores, la densidad y distribución de la cobertera vegetal que circunda el lago, que participa en el funcionamiento hidrológico y tampona las tasas de erosión y aporte de sedimentos detríticos, y la ocurrencia y frecuencia de incendios forestales.

Además, la biota y su dinámica están directamente relacionadas también con la producción y potencial acumulación de hidrocarburos o de carbón.

Morfometría del lago

Aunque la morfometría del lago está condicionada o depende a su vez de otros factores de control primarios (tectónica, geomorfología) tiene en sí misma una gran relevancia tanto en la dinámica sedimentaria de un lago en un momento dado como a medio y largo plazo porque condiciona la arquitectura estratigráfica del registro sedimentario.

El mismo volumen de agua con la misma composición, albergado en una depresión profunda y poco extensa o en una depresión extensa y somera se comportará de manera completamente diferente. Desde el punto de vista físico la distribución de temperaturas en la columna de agua, la capacidad de la columna para mezclarse térmicamente, el alcance de la mezcla producido por el viento, el oleaje, o el alcance de la luz solar serán dispares.

Subidas y bajadas de la lámina de agua de la misma magnitud tendrán consecuencias muy diferentes en cuanto a la cantidad de superficie que se expondrá subaéreamente.

Los cinturones ambientales tendrán dimensiones y características muy diferentes. Como consecuencia las sucesiones de facies serán diferentes. En cuanto a la arquitectura estratigráfica, los lagos de bajo gradiente tienden a presentar cinturones ambientales anchos y la geometría de los cambios laterales de facies tiende a reflejar este gradiente bajo. Los lagos con alto gradiente tienden a presentar cinturones de facies estrechos y cambios laterales de facies abruptos.

Zonación ambiental de los sistemas lacustres

A pesar de la complejidad, de las peculiaridades y de la múltiple combinatoria de procesos y factores de control existen dos aspectos que todos los lagos comparten y que nos van a servir para poderlos describir de una forma ordenada y sistemática.

Se trata por un lado del conjunto de propiedades físicas y químicas propias del agua continental. Aunque variaciones en el volumen o la densidad del agua pueden dar como resultado procesos diferentes, podemos asumir que, de entrada, las características físicas y químicas del agua son y han sido las mismas a lo largo de toda la historia geológica.

Por otra parte todos los lagos desarrollan los mismos cinturones geomorfológicos y ambientales que se distribuyen de forma aproximadamente concéntrica. Su grado de desarrollo puede variar enormemente de unos lagos a otros e incluso para el mismo lago a lo largo de su evolución; pero los límites y la ubicación de estos cinturones ambientales dependen del alcance de determinados procesos físicos, físico-químicos y biológicos, propios de un cuerpo de agua continental acumulado en una depresión topográfica. Por tanto se pueden definir de la misma manera para todos los sistemas lacustres, independientemente de su origen, morfometría, contexto climático o geológico. Esta es la forma en que Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994b) aconsejan abordar el estudio de lagos actuales y antiguos.

Esta división en dominios o cinturones ambientales geomorfológicos ya aparece propuesta en Glenn y Kelts (1991) que a su vez la retoman de Hutchinson (1957) y Kelts (1988). Desde el margen hacia el centro del lago los dominios son: supralitoral, eulitoral, intralitoral, sublitoral, de talud y pelágico o de cuenca (figura 9.2).

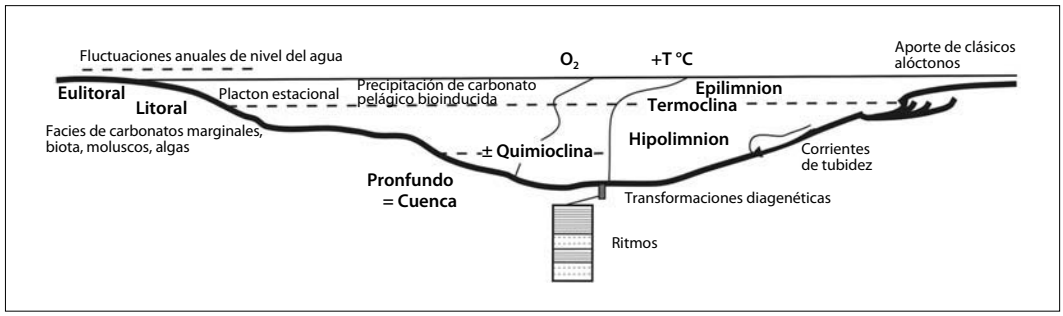


Figura 9.2. Diferentes ambientes de sedimentación y principales regímenes deposicionales de los sistemas lacustres (según Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994b).

En esta división ambiental la zona supralitoral corresponde al cinturón frangeante del cuerpo de agua que no llega a ser nunca inundado, aunque puede verse afectado por las oscilaciones del nivel freático.

La zona eulitoral es la franja sometida a las fluctuaciones anuales de variación del nivel lacustre y su principal característica será la presencia de rasgos de exposición subaérea.

La zona intralitoral corresponde al dominio que a una escala anual permanece siempre inundado, pero que puede quedar expuesto subaéreamente debido a variaciones del nivel lacustre de mayor período.

La zona sublitoral corresponde al cinturón próximo a la costa que siempre se encuentra en condiciones subacuáticas.

El talud es la zona de ruptura de pendiente y la que presenta mayor gradiente topográfico dentro del lago.

La zona de cuenca o pelágica es la zona más profunda del lago y la que presenta el menor gradiente topográfico.

Estos cinturones ambientales pueden ser fácilmente distinguibles en sistemas actuales; sin embargo, dependiendo de su grado de desarrollo, pueden no aparecer siempre claramente representados en el registro sedimentario.

En lagos de alto gradiente topográfico las zonas litorales pueden encontrarse muy reducidas, en algunos casos como en los lagos de *rift* que ocupan un semi-graben si una de sus orillas se encuentra adosada al escarpe de la falla y esta presenta un alto ángulo el ambiente litoral está prácticamente ausente, mientras que el ambiente sublitoral y/o el de cuenca ocupa una gran extensión. Por el contrario en lagos someros de bajo gradiente sin talud las zonas centrales, que morfológicamente corresponderían a la cuenca, pueden presentar características que se pueden adscribir tanto a un ambiente sublitoral como a un ambiente de cuenca o pelágico.

Los lagos de tipo *playa,* dependiendo de su extensión, apenas presentan diferenciación entre una orla litoral y una zona central, especialmente si reciben escasos aportes detríticos finos y forman parte de llanuras fangosas o *mud flats*. En este caso se encuentran también las charcas de escasa extensión y los cuerpos lacustres efímeros o que sufren desecaciones totales periódicas.

Como consecuencia los cinturones ambientales se encontrarán mejor desarrollados y serán más fácilmente reconocibles cuanto mayores sean las dimensiones del lago.

En general, las zonas supralitorales, eulitorales e intralitorales constituyen lo que se suele llamar ambiente lacustre marginal. Aunque también se llaman en la literatura depósitos lacustres marginales a los que presentan rasgos propios de estos subambientes lacustres y que constituyen el conjunto total de los sedimentos de relleno de lagunas y charcas en las que el talud y la zona pelágica se encuentran poco o nada desarrolladas. Otros autores denominan ambiente lacustre marginal al que comprende la zona nunca inundada y la zona sometida a las fluc-

tuaciones del nivel lacustre. El cinturón supralitoral se corresponde también con lo que se denomina orla palustre.

Por todo esto, en el estudio de sucesiones lacustres antiguas es importante tener en cuenta que el reconocimiento de los cinturones ambientales y sus correspondientes cinturones de facies no será siempre posible y en sí mismo esto será un indicador del tipo de dinámica lacustre a la que nos enfrentamos. En cualquier caso para el análisis del registro es aconsejable y más prudente agrupar los cinturones ambientales en:

1. *Zona supralitoral —orla palustre—.* La zona en la que dominan los rasgos de exposición subaérea y hay evidencias de vegetación enraizada, normalmente controlada por la posición y las oscilaciones del nivel freático.
2. *Zona litoral (zona lacustre marginal).* Comprendería la suma de las zonas eulitorales (en su totalidad o en parte) e intralitorales y en algunos casos la parte superior del sublitoral. En general se trataría de un ambiente fótico y oxigenado, afectado por el oleaje normal y las corrientes que se derivan de él. En lagos estratificados el litoral se situaría por encima de la termoclina. En este cinturón se producirían los procesos de entrada de sedimento al lago y tendrían lugar gran parte de los procesos de bioproducción de sedimentos. Una de las características definitoria de sus depósitos sería la presencia de rasgos que reflejan exposiciones periódicas por oscilaciones en la lámina de agua a varias escalas temporales.
3. *Zona sublitoral.* Correspondería a la zona siempre inundada en la que no se registran evidencias de exposición subaérea y, en general, fótica y oxigenada aunque esto dependerá de la turbidez del agua. Dependiendo de la morfometría del lago y del régimen de vientos la zona podría quedar sometida al alcance del oleaje periódicamente, especialmente en tormentas. En determinados tipos de lagos el crecimiento de biohermos, de praderas de macrófitos o de carófitas es característico de esta zona.
4. *Talud.* Si se encuentra presente constituirá la ruptura de pendiente que separa las zonas litorales y sublitorales de la zona central y pelágica más profunda del lago. Suele ser una zona de *by-pass* para la sedimentación si la pendiente es muy alta, pero puede asociarse con depósitos producidos por corrientes gravitacionales y flujos no newtonianos.
5. *Zona pelágica o de cuenca.* Corresponde con las zonas centrales del lago, las más profundas y topográficamente más planas. Fuera del alcance del oleaje, puede ser afótica y anóxica, permanecer aislada por estratificación térmica o por densidad de la columna de agua de manera permanente (lagos meromícticos) o temporalmente, mezclándose anual o bianualmente. Está dominada por procesos de decantación y precipitación, llegada de flujos turbidíticos y es la zona en que típicamente se forman los sedimentos varvados. También es la zona en la que la bioturbación es menos abundante o se encuentra ausente.

Si el talud no está presente, en lagunas o lagos someros la zona sublitoral y la zona de cuenca pueden constituir un único cinturón ambiental o bien se puede considerar que la zona de cuenca no aparece representada.

Física y química del agua lacustre

Realizaremos en este apartado un repaso por las principales características de la dinámica de los cuerpos de agua lacustres, ligada a las propiedades físicas y químicas del agua. Se puede encontrar un extenso análisis de esta temática tanto en la primera como en la segunda edición del libro *Physics and Chemistry of Lakes* (Lerman (ed.), 1978 y Lerman, Imboden y Gat (eds.), 1995).

Propiedades físicas y cinética del agua

La propiedad del agua que ejerce un mayor control en la hidrodinámica del cuerpo de agua lacustre es la densidad, que depende directamente de la temperatura y, en cierta medida, de la salinidad y la concentración de sedimentos.

El clima y la morfometría del cuerpo de agua serán los factores que controlarán de manera primaria el comportamiento hidrodinámico del lago, ya que la insolación y la distribución del calor dependen del régimen climático, de la extensión de la superficie que recibe el calor y de la profundidad.

Aunque el calor que recibe el agua puede tener en parte un origen geotérmico en lagos tectónicos y volcánicos, la mayor parte del calor que determina la distribución de temperatura y densidad en la columna de agua se recibe por insolación. La insolación disminuye de forma exponencial desde la superficie hasta el fondo del lago mientras que la temperatura del agua decrece inicialmente de forma exponencial hasta donde alcanza la insolación, decreciendo de forma más lineal desde ese punto y hasta el fondo del lago (figura 9.3). Este comportamiento deriva del bajo poder calorífico y baja conductividad térmica del agua. Debido a estas diferencias en la temperatura y densidad de la columna de agua, el lago puede llegar a estratificarse en dos capas: una inferior más fría y densa, y otra superior más cálida y menos densa.

La termoclina es la superficie en la que se produce un salto brusco en la curva de distribución de temperaturas entre la capa de agua más superficial y la capa de agua más profunda del lago. En muchos lagos no se trata de una superficie sino de una zona en la que la curva

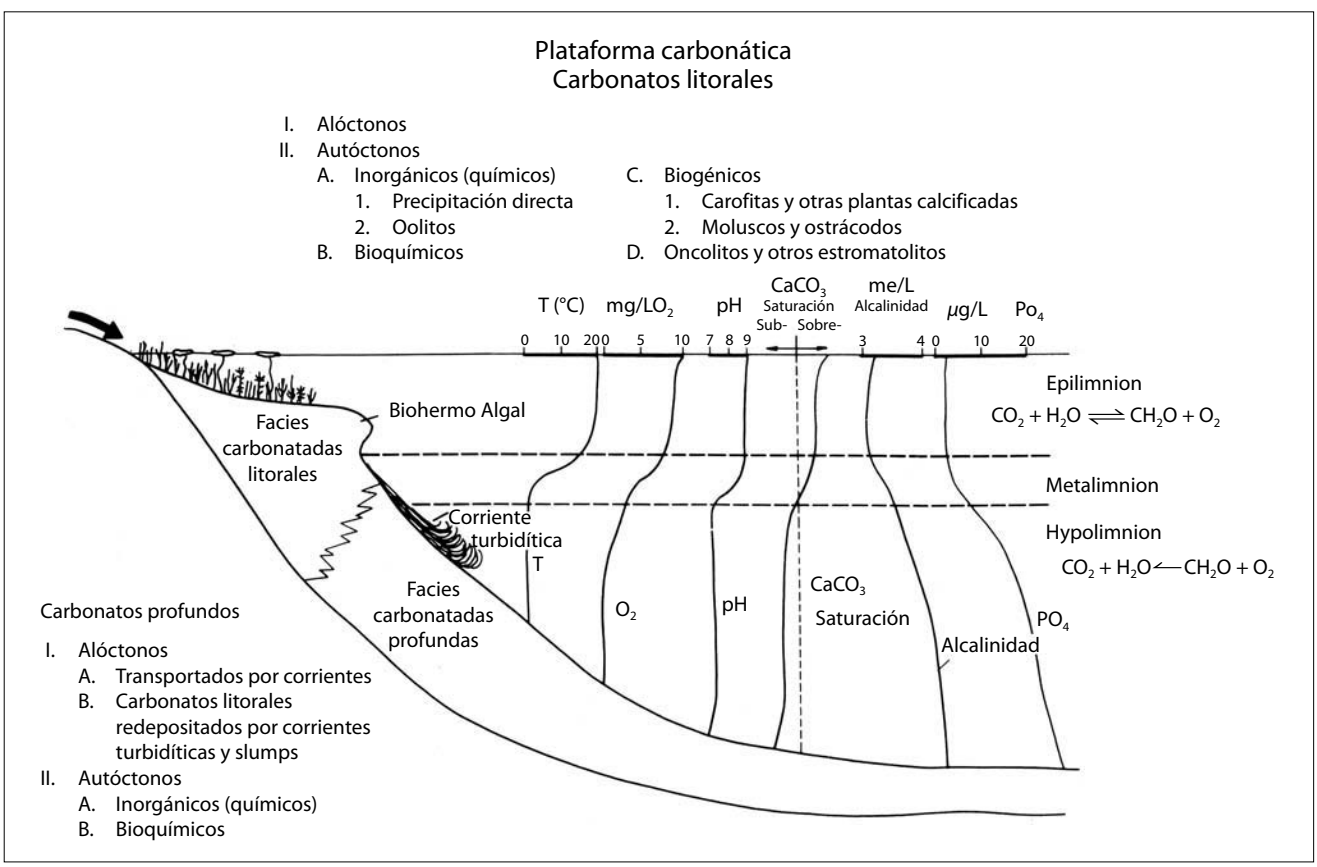


Figura 9.3. Diagrama característico de la sección de un lago de aguas duras calcáreas en una región templada del hemisferio norte, durante el verano, que muestra los perfiles de temperatura, oxígeno disuelto, pH, saturación en $CaCO_3$, alcalinidad y fosfatos. Basado en datos de Megard (1967, 1968), según Dean (1981).

de distribución de temperaturas presenta su máxima pendiente; a esa zona se la denomina metalimnion (figura 9.3).

La parte superior del agua menos densa, que permanece mezclada y recibe la mayor parte de la insolación, se conoce como epilimnion, y se encuentra separada por la termoclina del hipolimnion o zona en la que la densidad es mayor y se encuentra de manera periódica o permanente aislada del epilimnion.

Los gradientes de densidad, causados esencialmente por las diferencias en temperatura y, secundariamente por la diferencias en salinidad y concentración, son el motor del comportamiento hidrodinámico de un lago. Estos gradientes de densidad abarcan tanto los que se producen dentro del lago como los que se crean entre el cuerpo de agua lacustre y las aguas que alcanzan el lago desde el exterior. Tiene especial relevancia en la creación de gradientes de densidad el hecho de que el agua presenta una propiedad singular que la distingue de otros fluidos, ya que su máxima densidad la alcanza a los 4 °C de temperatura.

El proceso de mayor escala o más general que depende de esta propiedad es la mezcla de la columna de agua (figura 9.4). Cuanto mayor es la temperatura menor es la densidad del agua. Así, cada vez que el agua superficial se enfría hasta alcanzar los 4 °C la columna de agua se mezcla por completo. Este proceso de mezcla de las capas de agua, a su vez controlará las variaciones en la distribución del oxígeno y de otras sustancias que se encuentren disueltas o en suspensión. La tasa a la que disminuye la densidad crece con el incremento de la temperatura, esto significa que la cantidad de trabajo que se requiere para mezclar dos masas de agua a 29° y 30° es 40 veces la que se requiere para mezclar dos masas similares a 5° y 6° (Talbot y Allen, 1996), o dicho de otra forma cuanto más cálido es un lago más facilidad tiene para estratificarse y más difícil es romper su estratificación. Esto explica que los lagos tropicales cálidos que reciben cantidades homogéneas de insolación a lo largo del año tiendan a estratificarse de forma permanente o semi-permanente. Los lagos de latitudes templadas y frías tienen un comportamiento más complejo, ya que la temperatura de la superficie puede cruzar una o más veces al año el umbral de los 4 °C, normalmente en primavera y otoño, durante la subida de temperaturas que precede al verano y la bajada que precede al invierno. La cantidad de sedimento en suspensión, la presencia de materia en forma coloidal o las especies iónicas disueltas en el agua modifican su densidad y pueden modificar o modular el comportamiento de la columna de agua frente a los procesos de mezcla. Los lagos que sufren el proceso de mezcla una vez al año se llaman monomícticos, si la mezcla se produce dos veces al año se conocen como

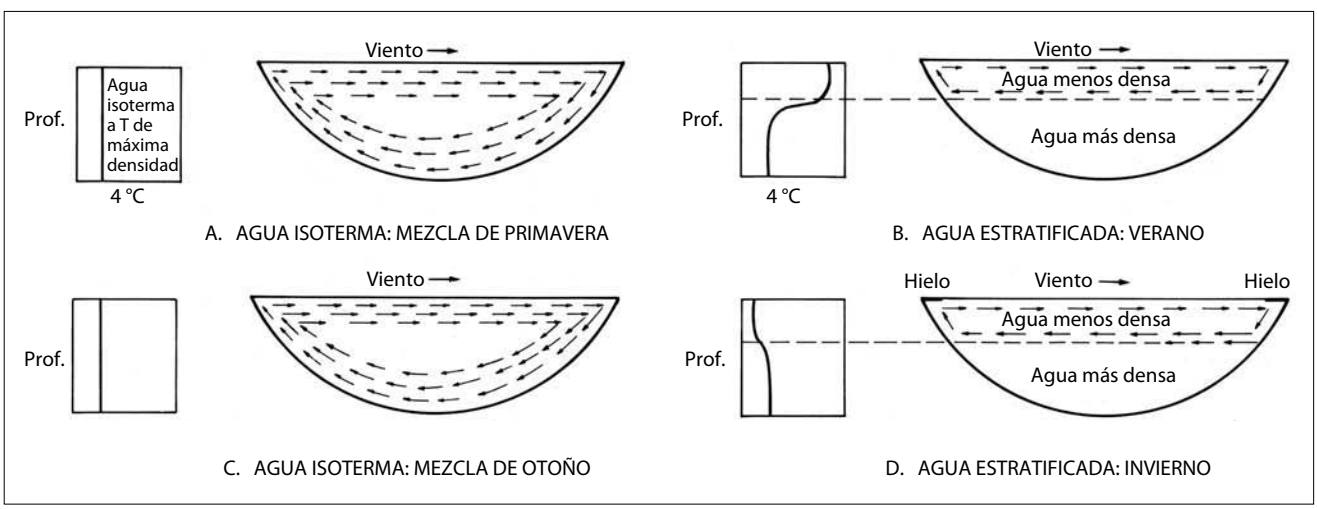


Figura 9.4. Doble ciclo anual de estratificación y mezcla de la columna de agua de lagos situados en zonas templadas.

dimícticos, polimícticos son aquellos que sufren más de dos episodios anuales de mezcla y amícticos los que no se mezclan nunca. Existe una última categoría de lagos en función de los procesos de mezcla que son los lagos meromícticos. Estos lagos tienen, por debajo del hipolimnion, una capa profunda de agua que permanece siempre aislada y nunca o muy raramente se mezcla con el resto de la columna de agua debido a su alta densidad, que en la mayor parte de los casos se debe a altas concentraciones salinas. Esta capa se conoce como monimolimnion y la superficie que la separa del resto de la columna de agua es la quimioclina.

Además de los gradientes de densidad el régimen de vientos, que depende del clima, juega un importante papel, actuando como agente de mezcla de la columna de agua por sí mismo, o como modulador de la mezcla por diferencias de densidad del agua. Así lagos tropicales someros que se estratificarían en ausencia de viento, permanecen mezclados bajo la acción constante del viento.

El viento es además el agente conductor y productor de oleaje y de corrientes litorales derivadas de éste. Las corrientes litorales tendrán un reflejo directo en los procesos de transporte y sedimentación por encima del nivel de base del oleaje normal. La presencia de plantas subacuáticas, macrófitos y algas puede jugar un papel importante en la efectividad del oleaje y las corrientes derivadas e influir en los procesos de distribución del sedimento, ya que pueden amortiguar su energía y atrapar el sedimento, aunque la acción de oleajes muy energéticos puede inhibir su crecimiento. El oleaje de tormenta puede llegar a tener una influencia importante en zonas profundas del lago y redistribuir los sedimentos acumulados previamente en los distintos cinturones ambientales.

Los *seiches,* grandes olas que se producen por el apilamiento de una gran cantidad de agua empujada por el viento en uno de los extremos del lago, generan corrientes oscilatorias de retorno con fuerte capacidad erosiva. Según el tipo de lago, los *seiches* pueden llegar a generar corrientes capaces de transportar y sedimentar que afectan al fondo lacustre, dando lugar, en lagos de grandes dimensiones y profundidad, a depósitos equivalentes a las contornitas marinas.

El viento es además agente de transporte de sedimentos en suspensión hasta el lago y en cualquier caso es responsable de la redistribución y la dinámica que sigue el sedimento que se encuentra ya en suspensión en la capa superficial de agua.

Por último, otro proceso implicado en la hidrodinámica lacustre es la interacción que se produce entre el agua del lago y el agua que entra desde su cuenca de drenaje, que puede mostrar un amplio rango de salinidades y puede ser limpia o con carga de sedimentos. La diferencia de densidad entre las dos masas de agua creará los gradientes de densidad necesarios para inducir circulación y crear corrientes dentro del lago.

Si la masa entrante es más densa que la del lago el flujo será hiperpícnico y es probable que se formen deltas o se generen flujos gravitacionales turbidíticos y *underflows* (figura 9.5). Si la masa entrante es menos densa el flujo será hipopícnico y puede quedar flotando en suspensión en la superficie del lago formando lo que se conocen como *overflows*, que posteriormente durante una mezcla o debido a un cambio de densidad de cualquier tipo decantarán. También puede quedar atrapada en zonas intermedias como la termoclina o el metalimnion en función del gradiente de densidad de la columna de agua, formando los llamados *interflows*.

Los lagos de grandes dimensiones como el Baikal o el Superior sufren el efecto de las mareas lunares, aunque normalmente se trata de mareas de escasos centímetros que ocasionalmente pueden ser mayores si coinciden con *seiches* o con mareas barométricas, pero raramente tienen un reflejo en la sedimentación.

El comportamiento físico del agua de un lago tiene un reflejo directo en las características de los sedimentos que acumula, de manera que en sucesiones antiguas gran parte de los parámetros que determinaron las características hidráulicas e hidrodinámicas del paleolago pueden ser inferidos o deducidos a partir del análisis sedimentológico.

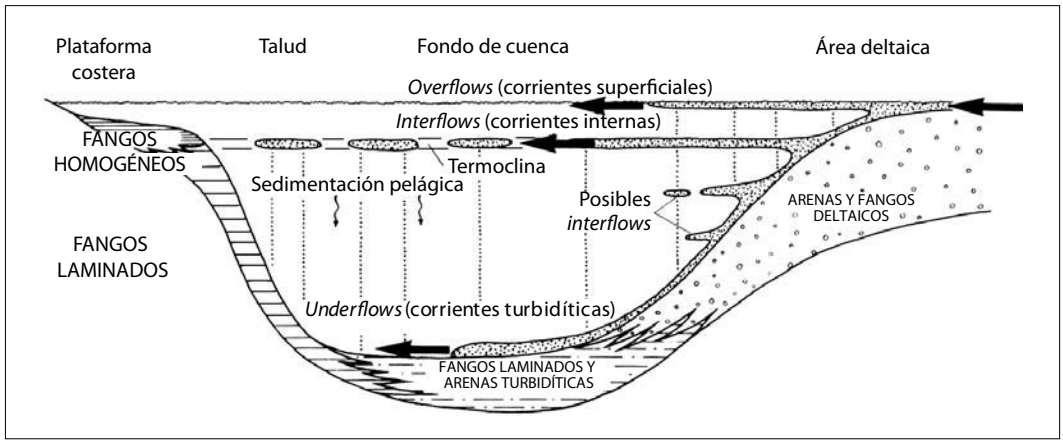


Figura 9.5. Mecanismos de distribución y tipos de sedimentos resultantes en un lago oligotrófico, con sedimentación clástica y estratificación térmica anual. Nótese que la hipotética plataforma costera está situada a una profundidad menor que la termoclina. El tamaño de la cuenca lacustre y el espesor de sedimentos no están a escala (según Sturm y Matter, 1978).

Hidroquímica

Mientras que el agua marina se caracteriza por presentar una composición y salinidad aproximadamente constantes, el agua continental puede registrar un amplio espectro de salinidad y valores de pH. En una primera aproximación cuatro cationes (sodio, potasio, calcio y magnesio) y tres aniones (bicarbonato, cloro y azufre) dominan en la composición de las aguas continentales (Talbot y Allen, 1996). La sílice puede estar presente en cantidades significativas en lagos volcánicos y en lagos con grandes poblaciones de diatomeas. Dado que la presencia de diatomeas solo ocurre desde el Terciario, en lagos más antiguos la presencia de sílice abundante disuelta en el agua debió ser poco frecuente y en su mayor parte esta sílice sería de origen volcánico y no orgánico.

Las distintas especies iónicas llegan a formar parte del lago por dos vías. La principal es el lavado y la meteorización de las rocas que componen el sustrato de la cuenca de drenaje de la que procede el agua que llega al lago, aunque secundariamente pueden llegar en forma de aerosoles que pasan al agua en el intercambio de especies iónicas con la atmósfera. En cuencas tectónicamente activas o con vulcanismo asociado las surgencias hidrotermales pueden influir notablemente en la hidroquímica lacustre.

Aunque la composición del sustrato de la cuenca de drenaje es un factor decisivo en la composición inicial de las aguas, serán otros procesos físico-químicos y biológicos que ocurren dentro del lago los que finalmente determinarán en cada momento la composición y la evolución en el tiempo del agua lacustre. De igual manera el reflejo final de la composición del agua en el sedimento también depende de otros procesos y filtros intermedios. Así, por ejemplo, los lagos suelen tener abundantes carbonatos disueltos en el agua y un lago que además reciba aguas carbonatadas acumulará exclusivamente sedimentos carbonáticos sólo en el caso de que el aporte de sedimentos siliciclásticos esté ausente o sea muy minoritario y no exista sílice en el medio.

Algo similar ocurre con la salinidad. Las aguas lacustres oscilan en un rango muy amplio de salinidades, desde aguas sin apenas especies iónicas disueltas, hasta salmueras hiperconcentradas. Las altas concentraciones en sales pueden producirse de varias maneras. Muchos sedimentólogos tienden a pensar que la presencia de sales o sedimentos salinos es el resultado de intensos procesos de evaporación que convierten el lago en una salmuera, sin embargo el lavado de áreas fuentes compuestas por rocas salinas, o la entrada de aguas subterráneas salinas

a favor de fracturas, puede llevar grandes cantidades de sales a un lago, de manera que a partir de cierta concentración puedan precipitar minerales como el yeso sin que por ello el lago sea de tipo evaporítico.

En cualquier caso un lago puede pasar por etapas más o menos cíclicas de intensa evaporación que alterne con aportes de agua no salina; en este caso, estos aportes rebajarán notablemente la salinidad, de manera que se comportaría como un lago salino y no salino de forma reiterativa e incluso cíclica

Indicativo de la salinidad puede ser la presencia en los sedimentos de carbonato cálcico en forma de aragonito y de dolomita que indican relaciones Mg/Ca altas en el agua, así como la presencia de organismos tolerantes a la salinidad o a las variaciones drásticas de la misma.

El rango de pH en el que oscilan las aguas continentales es también muy amplio; sin embargo, la mayor parte de los lagos suelen tener valores de pH entre 6 y 9 debido a la presencia habitual de anhídrido carbónico y aniones carbonato y bicarbonato. Los lagos que presentan valores inferiores a 4 son normalmente lagos volcánicos, mientras que los lagos hiperalcalinos sódicos endorreicos llegan a tener valores de 12.

Además de estos iones la cantidad de oxígeno disuelto en el agua, el fósforo y el nitrógeno son también elementos muy importantes en el comportamiento y evolución hidroquímica de un lago. En lo que respecta al contenido, distribución y variaciones del contenido en oxígeno disuelto en el agua, éste depende del proceso de intercambio con la atmósfera y del volumen de oxígeno generado por los procesos de fotosíntesis. Existe un estrecho bucle de retroalimentación entre las reacciones controladas biológicamente y el oxígeno: la actividad biológica y la producción primara dependen de la cantidad y la distribución del oxígeno, que a su vez depende de las tasas de producción y descomposición de materia orgánica (figura 9.6). El fósforo y el nitrógeno también forman parte y dependen esencialmente de los ciclos bioquímicos. Dada la gran importancia que el control biológico tiene sobre numerosos procesos que determinan la química del agua lacustre (Wetzel, 2001), trataremos este tema por separado en el siguiente apartado.

El pH y la saturación en distintas especies químicas no solamente varían entre distintos lagos, sino que desde la superficie hasta el fondo de un mismo lago los valores de estos parámetros se modifican de forma ligera o pronunciada (figura 9.3).

El estudio de la composición química del agua lacustre y de la señal que deja en los sedimentos, también y especialmente en cuanto a su composición isotópica y su contenido en elementos traza, es un campo de estudio que se ha expandido enormemente; a él se dedica gran parte de los esfuerzos de la comunidad científica especialista en limnogeología, sobre todo en su aplicación al análisis de los registros pleistocenos y holocenos archivados en lagos que continúan existiendo en la actualidad. Esto es debido al gran poder resolutivo de estos estudios en la reconstrucción ambiental y de la variabilidad climática reciente, fuertemente incentivados por el interés en obtener modelos climáticos que den respuestas a los interrogantes planteados por la preocupación social frente al cambio climático. Queda fuera del alcance de este capítulo desarrollar este tema en toda su extensión, por lo que para obtener un conocimiento más amplio sobre la química y la geoquímica de medios lacustres remitimos al lector a consultar Lerman (1978), Jones y Bowser (1978), Dean (1981), Eugster y Kelts (1983), Talbot (1990), Kelts y Talbot (1990), Talbot y Kelts (1991) y Lerman *et al.* (1995) como textos de orientación general.

Físico-química orgánica

El oxígeno, el nitrógeno, el carbono y el fósforo, y secundariamente la sílice, son los principales elementos que entran a formar parte del complejo entramado de los ciclos y las reacciones químicas controladas por la actividad biológica o en términos estrictos por la dinámica

ecológica (figura 9.5). Estos procesos pueden tener consecuencias notables en la evolución de la química del agua lacustre, uno de los agentes que determina la composición final de los sedimentos.

La presencia de oxígeno disuelto en el agua es fundamental para el desarrollo de todos los organismos aerobios; entra en el agua como producto resultante de la fotosíntesis de los macrófitos y plantas acuáticas, y también por la acción del viento al remover las aguas. A su vez es retirado del agua por los organismos acuáticos con respiración aerobia y para formar parte de las reacciones de descomposición de la materia orgánica (figura 9.5). Normalmente hay un decrecimiento en el contenido en oxígeno desde la superficie, donde se produce el intercambio con la atmósfera, hasta la parte más profunda del lago (figura 9.3), aunque la agitación y la mezcla del agua por el viento, suele garantizar una distribución más homogénea en la columna de agua. Si el balance entre los aportes y la retirada de oxígeno es positivo, el lago está supersaturado en oxígeno y se dice que es oligotrófico. Los lagos someros, templados o fríos, permanentemente mezclados, con tasas bajas de producción y actividad orgánica, son los ejemplos más típicos de este grupo. En los lagos estratificados, el hipolimnion permanece temporal o permanentemente aislado; el oxígeno contenido en el hipolimnion tiende a consumirse y a agotarse, pudiendo llegar estos lagos, a tener fondos siempre anóxicos, en los que las tasas de degradación y descomposición de la materia orgánica serán muy lentas. Las complejas reacciones de descomposición y la bioquímica de organismos anaerobios que colonizan estos fondos pueden ir acumulando grandes cantidades de subproductos como el metano, tóxico para los organismos aerobios, o grandes cantidades de nitrógeno y fósforo (figura 9.5). Por tanto, la acumulación de restos orgánicos en un fondo aislado puede suponer la retirada del sistema de gran cantidad de nutrientes esenciales para la producción biológica como el nitrógeno y el fósforo, de manera que el epilimnion verá progresivamente reducida su capacidad de producción aunque haya oxígeno disponible. La ruptura de la estratificación y la mezcla de las aguas del hipolimnion con el resto de la columna de agua, produce la liberación de los productos nutrientes y elementos orgánicos acumulados en el fondo. Este proceso podría provocar desde eventos de mortalidad masiva (por envenenamiento del agua por metano, por ejemplo) hasta la eutrofización del lago por la producción súbita de grandes poblaciones de algas o macrófitos, lo que se conoce como *blooms* algares, a expensas de los nutrientes liberados. La gran tasa de producción supone a su vez el consumo rápido del oxígeno de las capas superficiales de la columna de agua; si el balance de oxígeno es negativo se dice que el lago se ha eutrofizado. Los lagos que tienden a tener balances negativos de contenido en oxígeno se denominan lagos eutróficos. Una vez consumido el oxígeno las grandes poblaciones mueren y pasan a formar parte del sedimento. La recuperación de la estratificación en la columna de agua, supone el reinicio del ciclo. Muchos lagos templados estratificados pueden llegar a sufrir este proceso hasta dos veces al año; no necesariamente la eutrofización total del sistema, pero sí el desarrollo de *blooms* algares que reducen notablemente la cantidad de oxígeno disuelto disponible. Así es como se forman las diatomitas, sedimentos íntegramente compuestos por frústulas de diatomeas.

No es necesario que un lago sea muy profundo o permanezca estratificado para sufrir situaciones de anoxia en el sedimento del fondo, en parte o en la totalidad de la columna de agua. En primer lugar las temperaturas altas incrementan la velocidad de las reacciones de descomposición de la materia orgánica y como consecuencia aceleran las tasas de consumo de oxígeno que acaba siendo retirado a mayor velocidad de la que es adquirido. En segundo lugar además de la materia orgánica procedente de su propia producción biológica, los lagos pueden recibir en momentos concretos grandes cantidades de materia orgánica de origen vegetal transportada desde el entorno más inmediato o desde cualquier punto de la cuenca de drenaje, por la escorrentía normal o por tormentas. De hecho la materia de origen vegetal suele ser el com-

ponente mayoritario de la materia orgánica conservada en sedimentos lacustres. Volviendo a los mecanismos de generación de anoxia, la llegada y degradación de grandes cantidades de materia vegetal tendrá mayor repercusión cuanto menor sea el cuerpo de agua y por tanto la cantidad de oxígeno disuelto en él. Es por ejemplo muy común que los pequeños lagos someros distribuidos por una llanura de inundación, en ausencia de viento, alcancen rápidamente la anoxia y el sedimento se encuentre en condiciones reductoras tras recoger los abundantes restos vegetales dejados por una avenida. Anóxicas o disaeróbicas son también las turberas o el fondo de *marshes* y *swamps* palustres que soportan láminas de agua que raramente son mayores de 1 m. Estos ambientes son típicamente entornos de carácter lacustre en los que se forman los depósitos de carbón, aunque la formación efectiva de carbón y su conservación en el registro depende de más factores y procesos que no trataremos aquí.

La materia orgánica constituye habitualmente una fracción de importancia variable en los sedimentos lacustres, pero puede llegar a constituir la casi totalidad de los sedimentos del fondo de algunos lagos, los llamados lagos orgánicos, que pueden convertirse en rocas madre productoras de hidrocarburos. Estos sedimentos son comúnmente denominados «*oil-shales*» o sapropeles, uno de cuyos ejemplos más conocidos son las de la Green River Formation del Eoceno, situadas en el medio-oeste norteamericano. En las últimas dos décadas muchos de los reservorios petrolíferos descubiertos son lacustres o proceden de rocas madre lacustres. En Fleet *et al.* (1988), Katz (1990a, b), Sladen (1994), Lomando *et al.* (1994), Chenggao y Renaut (1994), Bohacs *et al.* (2000), Sladen y Traynor (2000) y Katz (2001) se puede encontrar un análisis extenso sobre la formación y exploración de yacimientos petrolíferos en cuencas lacustres y el estudio detallado de algunas de estas cuencas.

La cantidad de materia orgánica que se encuentra acumulada en un depósito sedimentario lacustre no refleja necesariamente y de forma directa las tasas de producción o de aporte de materia orgánica del sistema. En su conservación juegan un papel importante las tasas de producción y acumulación de otros sedimentos, la subsidencia de la cuenca, el tipo de materia orgánica inicial y la evolución diagenética que ésta haya seguido. El estudio geoquímico de la materia conservada en los sedimentos puede aportar gran cantidad de información tanto acerca de procesos biológicos, como geoquímicos y ser por tanto una útil herramienta de reconstrucción ambiental. Su estudio ha suscitado un enorme interés y a lo largo de la última década se han publicado cientos de trabajos en la literatura científica especializada, en relación con la exploración de hidrocarburos, con las reconstrucciones paleoclimáticas y ambientales, con los estudios y modelos ecológicos y con su biogeoquímica. Un tratamiento extenso y clásico, que puede servir para obtener una visión de conjunto sobre los modelos que existen acerca de las pautas de transformación de la materia orgánica hasta su conservación en medios lacustres, se puede encontrar en Meyers e Ishiwatari (1993, 1995) y posteriormente Meyers (2003).

SEDIMENTOLOGÍA DE LAGOS Y SISTEMAS LACUSTRES

Una vez expuesto en su conjunto lo que son los sistemas lacustres y elaborado un marco general en el que podemos encuadrar todos los múltiples procesos y factores que concurren en la dinámica ambiental de un lago, o que de una forma u otra condicionan su dinámica y su evolución sedimentaria, nos centraremos en los aspectos puramente sedimentológicos. En primer lugar realizaremos un repaso breve sobre los posibles orígenes y la composición del sedimento y los principales agentes de producción y aporte. Algunos de estos procesos han sido mencionados anteriormente y parcial o totalmente explicados, de manera que pasaremos sobre ellos sólo brevemente para incorporarlos y ajustarlos dentro del preciso enfoque de este capítulo sobre los procesos sedimentológicos y la descripción de las facies resultantes.

La exposición de los procesos sedimentológicos y las facies se realizará siguiendo el esquema de la zonación ambiental propuesta en el apartado «Zonación ambiental de los sistemas lacustres» y atendiendo a las indicaciones de Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994b) en cuanto a la metodología de análisis sedimentológico de lagos actuales y fósiles. Dado que partimos de considerar que esta zonación es común a todos los lagos, resulta por un lado la forma más sencilla y clara de describir todas las posibles facies que podrían desarrollarse en cada subambiente, sin caer en elaborar una farragosa y en parte repetitiva lista de facies o sucesiones de facies, en función de las muy diversas formas de clasificar los lagos. En términos sedimentológicos, la forma clásica y más frecuente de abordar este tema consiste en separar diferentes conjuntos de lagos según la composición dominante del sedimento (detrítico, carbonático, salino y orgánico). Sobre esta clasificación están elaborados los modelos de facies clásicos que existen en la literatura y volveremos sobre este tema en la última parte del capítulo.

La descripción según el criterio de cinturones ambientales nos va a permitir también explicar de una manera sencilla cómo se construyen las secuencias de facies y la arquitectura estratigráfica de las cuencas lacustres.

Origen y composición de los sedimentos lacustres

Las dos fuentes primarias de sedimentos lacustres son el material acarreado al lago desde el área de drenaje del mismo y los sedimentos producidos dentro del propio lago a partir de diversos procesos físico-químicos y biológicos. Como consecuencia los sistemas lacustres son, en conjunto, los medios sedimentarios que probablemente registran el espectro más amplio de variabilidad composicional. Esto se debe tanto a la variedad posible de áreas fuente como a la variabilidad de la composición química de sus aguas. Esto ocurre tanto entre lagos diferentes como en un mismo lago a lo largo del tiempo.

Este rango composicional abarca todo tipo de sedimentos detríticos, sedimentos bioproducidos o bioconstruidos (esencialmente carbonáticos), una gran diversidad de precipitados químicos a partir del agua y la acumulación de material orgánico transportado hasta el lago o a partir de su propia producción.

Los sedimentos detríticos o clásticos

Son los sedimentos que llegan al lago transportados de diversas maneras: por corrientes canalizadas fluviales, por corrientes de agua superficiales no canalizadas, por el viento, por flujos en masa y como derrubios en lagos adyacentes a relieves importantes, por coladas volcánicas o flujos piroclásticos y por hielo glaciar. Comprenden todo tipo de composiciones posibles, siliciclásticas, carbonáticas, volcanoclásticas e incluso salinas, como es el caso de los yesos detríticos por ejemplo, así como de texturas, tamaños de grano, redondez y selección. Su composición depende de la composición del área fuente del sedimento, mientras que su textura dependerá, tanto de los procesos de transporte hasta el lago, como de los procesos de retrabajamiento que sufra dentro del mismo.

Pueden constituir el total de los sedimentos de relleno de una cuenca lacustre y en general todas las sucesiones lacustres, incluso las secuencias dominantemente carbonáticas, tienen una fracción detrítica, aunque solo sea el material fino transportado en suspensión por el viento.

La regularidad y la cantidad de sedimento que llega al lago depende en gran medida de las tasas a las que se produce sedimento disponible para ser aportado a la cuenca lacustre y del funcionamiento de los mecanismos de transporte, es decir, del régimen de erosión e hidrológico de la cuenca de drenaje. Los lagos de latitudes templadas suelen recibir aportes durante la primavera tras el deshielo, mientras que durante el invierno el agua que llega hasta el lago

suele estar desprovista de sedimento. En regímenes climáticos tropicales y monzónicos la llegada de sedimentos está ligada a la estación de lluvias. Las cuencas de zonas áridas desprovistas de vegetación, que protege el suelo de la erosión y lamina o modula la escorrentía y las inundaciones, reciben sedimentos de forma masiva en los episodios ocasionales de precipitaciones.

Además del sedimento procedente de la erosión del área fuente, una parte del sedimento clástico puede ser de naturaleza intraclástica, esto es, sedimento que procede de la erosión y el retrabajamiento de sedimentos formados dentro de la misma cuenca sedimentaria, por ejemplo, de llanuras palustres próximas al lago o de otros lagos y charcas de su entorno.

Carbonatos

El carbonato es también una fracción presente en todos los sedimentos lacustres, ya que como se explicó anteriormente es un componente mayoritario de las aguas continentales y su precipitación se ve favorecida por la actividad biológica (figura 9.6), aunque la presencia masiva de sedimentos siliciclásticos inhibe su formación.

Aunque, dependiendo de la composición del área fuente, parte del carbonato puede tener un origen detrítico alóctono e intraclástico, la mayor parte del sedimento carbonático se produce dentro del propio lago y suele proceder de: 1) la precipitación inorgánica directa por saturación del agua o debido a incrementos notables en la temperatura del agua; 2) la precipitación bioinducida debida a la depresión en la presión de CO_2 provocada a su vez por la actividad fotosintética de fitoplancton, macrófitos y algas; 3) la acumulación en bioconstrucciones de tipo estromatolítico formadas por cianobacterias (estromatolitos laminares, biohermos y oncolitos), de esponjas, tapices bacterianos o microbianos, incrustaciones de hongos y edificios tobáceos; 4) la acumulación de elementos orgánicos esqueléticos, como conchas o restos de carófitas, entre otros, que forman coquinas o fangos *(ooze)* orgánicos; 5) la precipitación inorgánica en forma de ooides y pisoides; 6) la precipitación diagenética temprana, inmediatamente después de la sedimentación.

La calcita es el mineral más común, aunque la calcita magnesiana y el aragonito son también relativamente frecuentes e indican una mayor salinidad de las aguas, al igual que la dolomita.

Sales

Los minerales salinos lacustres se forman a partir de la precipitación química cuando las aguas se encuentran saturadas y siempre después de la precipitación de los carbonatos magnesianos. La concentración necesaria es posible alcanzarla bien por evaporación del agua hasta obtener una salmuera o bien por el aporte masivo de sales a partir de aguas subterráneas o superficiales que drenan rocas salinas o por el afloramiento de aguas hidrotermales cargadas en sales. La variedad de especies minerales que pueden precipitar es muy grande y depende de la composición del aporte y por tanto de la del área fuente pero el yeso, la anhidrita y la halita son las más frecuentes.

La formación y conservación de sucesiones salinas continentales constituye en sí misma un área compleja de estudio a la que se dedica un capítulo independiente (Ortí, en este manual) por lo que no será tratado en éste.

Sílice

La acumulación de gran cantidad de sedimentos silíceos de origen biogénico es relativamente frecuente en muchos lagos actuales y está relacionada con la presencia de diatomeas,

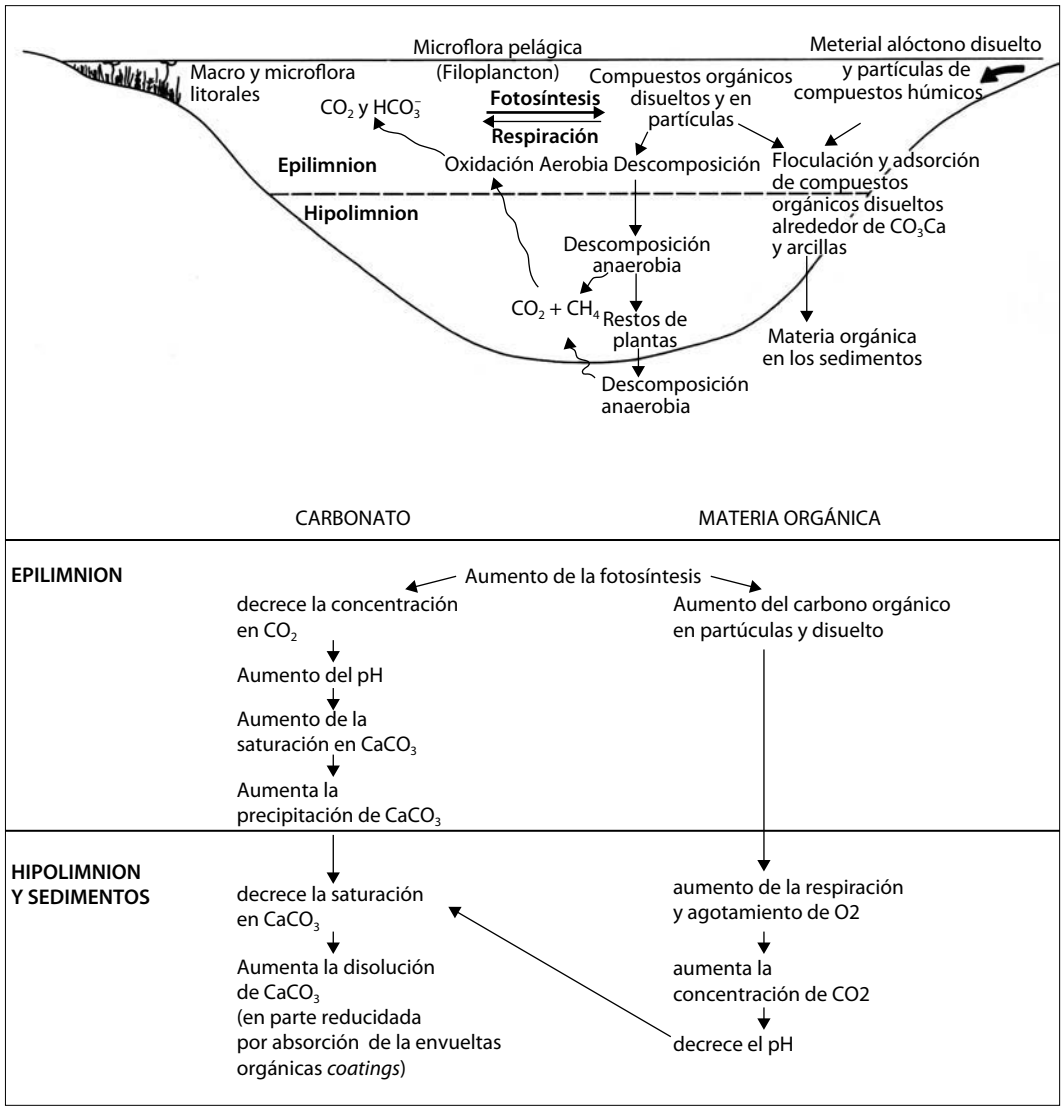


Figura 9.6. A) Diagrama simplificado del ciclo del carbono orgánico en un lago, de moderada a altamente productivo, típico de una zona templada. B) Resumen de las interrelaciones entre la productividad primaria, respiración (oxidación) y agotamiento de O_2, concentración de CO_2, pH y saturación de CO_3Ca, y su relación con la producción y destrucción de carbonato y materia orgánica, en un lago de aguas duras calcáreas en una zona templada (según Dean, 1981).

unas algas fitoplanctónicas que poseen un caparazón silíceo. Pueden formar capas de fangos *(ooze)* orgánicos de bastante espesor ligados a los *bloom*s estacionales de las poblaciones que se producen tras la mezcla anual o bianual de las aguas del lago que libera y recicla los nutrientes acumulados en el fondo del lago. Estos sedimentos orgánicos se conocen como diatomitas y en algunas localidades se explotan por su interés económico; en España son conocidas las explotaciones de diatomitas lacustres de la cuenca de Hellín en Albacete (Elizaga, 1994). El aporte de aguas ricas en sílice favorece la presencia de grandes poblaciones de diatomeas mientras que las aguas alcalinas inhiben su crecimiento. Las esponjas pueden contribuir también, aunque de forma subordinada a la formación de sedimentos silíceos orgánicos (Pisera y Sáez, 2003).

La principal fuente de sílice inorgánica son los depósitos volcanoclásticos y en gran medida las surgencias hidrotermales salinas, de las que encontramos un buen ejemplo en el lago Bogoria donde hay registrados numerosos depósitos de *chert*.

La silicificación diagenética es un proceso relativamente frecuente en sedimentos lacustres en ambiente vadoso y freático, en muchos casos en relación con procesos edáficos (Bustillo y Alonso Zarza, 2003).

Materia orgánica

Este tema ha sido previamente tratado en el apartado «Físico-química orgánica», por lo que no redundaremos aquí sobre ello. Quepa recordar simplemente que la materia orgánica puede llegar a ser un componente muy abundante en el relleno de algunas cuencas lacustres, de tal manera que existen lagos que se conocen explícitamente como lagos orgánicos para los que existen modelos de facies específicos. Estas cuencas lacustres pueden llegar a convertirse en importantes productores de petróleo, tal y como también hemos mencionado ya. El carbón es otro recurso muy comúnmente asociado a lagos, especialmente a los sedimentos de sus orlas palustres y litorales debido a la acumulación de grandes cantidades de restos vegetales terrestres. La vegetación terrestre, junto con los macrófitos lacustres, el zooplancton y el fitoplancton, constituyen las principales fuentes de materia orgánica en los lagos.

Otros sedimentos

Además de todos los ya mencionados existen de manera secundaria otros sedimentos y acumulaciones minerales que en algunos lagos pueden llegar a estar presentes de forma significativa. Se trata esencialmente del hierro, el azufre y el fósforo.

El hierro es un mineral muy común en los ambientes oxigenados de un lago. Puede aparecer en forma de carbonato de hierro, esencialmente siderita y ankerita, en forma de sulfuros como la pirita, o de óxidos de hierro y de hierro y manganeso, más o menos complejos, siendo los más comunes la goetita y la limonita. En cuanto a su procedencia, ésta puede ser muy diversa. La erosión de rocas cristalinas presentes en su cuenca de drenaje es una fuente de abundante hierro y manganeso. El hierro acumulado en perfiles edáficos en diversos puntos de la cuenca de drenaje que son erosionados puede llegar al lago en forma coloidal o asociado a los minerales de la arcilla junto con otros sedimentos detríticos. Puede tener un origen volcánico o hidrotermal. Y puede tener también un origen orgánico, ya que se encuentra presente en abundancia, en multitud de organismos. La degradación orgánica de restos vegetales en el lago o en su entorno es una fuente importante y favorece la solubilidad del hierro facilitando su transporte en aguas superficiales y subterráneas (Jones y Bowser, 1978).

En cuanto a la forma de aparecer en la sucesión sedimentaria final, es muy común que se asocie a ooides y pisoides litorales, formando envueltas sobre clastos de sedimento. En lagos con tasas de sedimentación baja aparece formando costras sobre la superficie de los sedimentos someros. También es frecuente que aparezca en forma de pirita asociado a sedimentos de cuenca que han estado en condiciones reductoras o asociado a depósitos de carbón en *peat* palustres, como nódulos formados en etapas diagenéticas tempranas; también se han citado precipitados de siderita primarios en el Neógeno del mar Negro (Hsü y Kelts, 1978), y es común que aparezca reemplazando estructuras orgánicas de restos fosilizados de organismos (Briggs *et al*., 1995).

En sedimentos palustres edafizados el hierro es un componente habitual, y llega a encontrarse en gran abundancia en suelos formados en condiciones tropicales y subtropicales de tipo laterítico.

El azufre se combina fácilmente con otros elementos para formar sulfuros y diversos tipos de sales. El yeso y la pirita, por ejemplo, son de hecho dos minerales relativamente comunes en sedimentos lacustres. Sin embargo, los depósitos de azufre nativo en concentraciones sig-

nificativas son más raros, aunque están presentes en lagos volcánicos o situados en cuencas con actividad volcánica e hidrotermal y en lagos evaporíticos salinos ligados a la actividad de bacterias sulfatoreductoras. En algunas cuencas lacustres españolas como la de Hellín o la de Baza se encuentran acumulaciones que han sido explotadas por su interés económico (García del Cura *et al.*, 1996; Gibert *et al.*, 2007).

En cuanto al fósforo, suele aparecer en forma de fosfatos, muy ligado al hierro y relacionado con procesos diagenéticos. Su presencia está íntimamente ligada a la materia orgánica, restos vegetales, diatomeas, pellets fecales, huesos y dientes de vertebrados que constituyen la fuente primaria del elemento (Porter y Robbins, 1981). Su formación está restringida por la presencia de carbonato cálcico en abundancia. El apatito, el hidroxiapatito y la vivianita suelen ser las especies minerales más frecuentes, junto con los complejos que forma con óxidos e hidróxidos amorfos de hierro (Jones y Bowser, 1978), siendo frecuente su aparición junto a diatomitas y en sedimentos ricos en arcillas y materia orgánica (De las Heras *et al.*, 1989; Tiercelin, 1991; Stamatakis y Koukouzas, 2001).

Dinámica ambiental y sedimentología de la zona supralitoral —orla palustre—

Los lagos suelen estar típicamente rodeados por una franja de topografía muy plana que se inunda ocasionalmente y que puede estar colonizada por la vegetación. La posición del nivel freático y sus oscilaciones, la presencia, densidad, extensión y tipo de vegetación, y la presencia o ausencia de sedimentos detríticos siliciclásticos van a determinar la dinámica de la orla palustre y las características de los sedimentos resultantes. Los rasgos sedimentológicos que denotan exposición subaérea y edafización serán las características dominantes de esta zona y de forma general comprenden: grietas de desecación, brechificación y nodulización del sedimento, huellas de raíces, nódulos de carbonato, marmorización, formación de pseudomicrokarst, estructuras de colapso por disolución de sales, costras y eflorescencias salinas y bioturbación. En sedimentos antiguos será difícil separar claramente este ambiente del cinturón eulitoral lacustre, la franja que anualmente se encharca y deseca y que también estará sometida al desarrollo de procesos ligados a la exposición subaérea y edáficos. Ambos ambientes se encuentran íntimamente ligados y presentan una transición muy gradual, siendo común también que la bioturbación oblitere muchos de los rasgos sedimentarios primarios, así como que a medio y largo plazo, oscilaciones mayores del nivel del lago modifiquen los límites entre ellas.

Además de constituir las orlas periféricas de los lagos, los ambientes y depósitos palustres pueden formar grandes extensiones en humedales estacionales, en llanuras de inundación fluviales y en cinturones perimareales o marismas costeras (Freytet 1984; Freytet y Plaziat, 1982; Freytet y Verecchia, 2002; Tucker y Wright, 1990; Wright y Marriott, 1993; Wright y Platt, 1995; Alonso Zarza, 2003). En los lagos situados en estos sistemas sedimentarios que sufren de forma anual fuertes inundaciones, es normal que la zona supralitoral se encharque durante un lapso de tiempo variable bien por la subida y la descarga del nivel freático, bien por la llegada de agua por escorrentía superficial, especialmente si ésta llega en gran parte en forma no canalizada.

De manera sintética el ambiente supralitoral y la orla palustre puede aparecer en alguna de las formas que se describen a continuación.

Llanuras arenosas y fangosas

Este tipo de ambiente supralitoral es característico de medios siliciclásticos en contextos semiáridos y áridos. El ejemplo más característico son las orlas de tipo *playa* que rodean a los

lagos, en muchos casos salinos, y relacionados lateralmente con sistemas de abanicos aluviales (figura 9.7). Bien debido a la aridez, bien debido a la salinidad del sustrato, la vegetación suele encontrarse reducida y normalmente representada por especies halófitas; el sedimento llega en momentos de inundación generalizada de la cuenca y es modificado en condiciones palustres durante la etapa de desecación. Puede estar compuesto por una mezcla de arenas que llegan transportadas por flujos no confinados y que se depositan como derrames en manto o *sheet floods* y arcillas y limos en suspensión. Los fangos de estas orlas pueden ser carbonáticos, margosos e incluso dolomíticos. La desecación progresiva del área conduce a la formación de frecuentes grietas de desecación, a la modificación de la fábrica original por el enraízamiento de plantas y la bioturbación de organismos tolerantes con la aridez y la salinidad. La presencia de huellas de raíces y el desarrollo de costras de carbonato y nódulos a favor de éstas en diagénesis temprana, son también comunes a estas facies. La formación de incrustaciones y eflorescencias salinas, la formación de caliches o calcretas e incluso la precipitación de láminas de evaporitas y dolomita es un proceso también común. La nodulización y la formación de pseudomicrokarst (rasgos palustres típicos de los carbonatos) son también posibles en estas evaporitas (Alonso Zarza, 2003). Los depósitos arcillosos suelen presentar variaciones de coloración y moteados que delatan alteraciones composicionales de las arcillas debido a la exposición subaérea.

Buenos ejemplos de llanuras arenosas y fangosas en condiciones palustres se encuentran en el Mioceno de la cuenca de Madrid (Calvo *et al.*, 1989, 1996) (figura 9.29b) o en el Paleógeno y Neógeno de la cuenca del Ebro (Arenas y Pardo, 2000; Luzón y González, 2000).

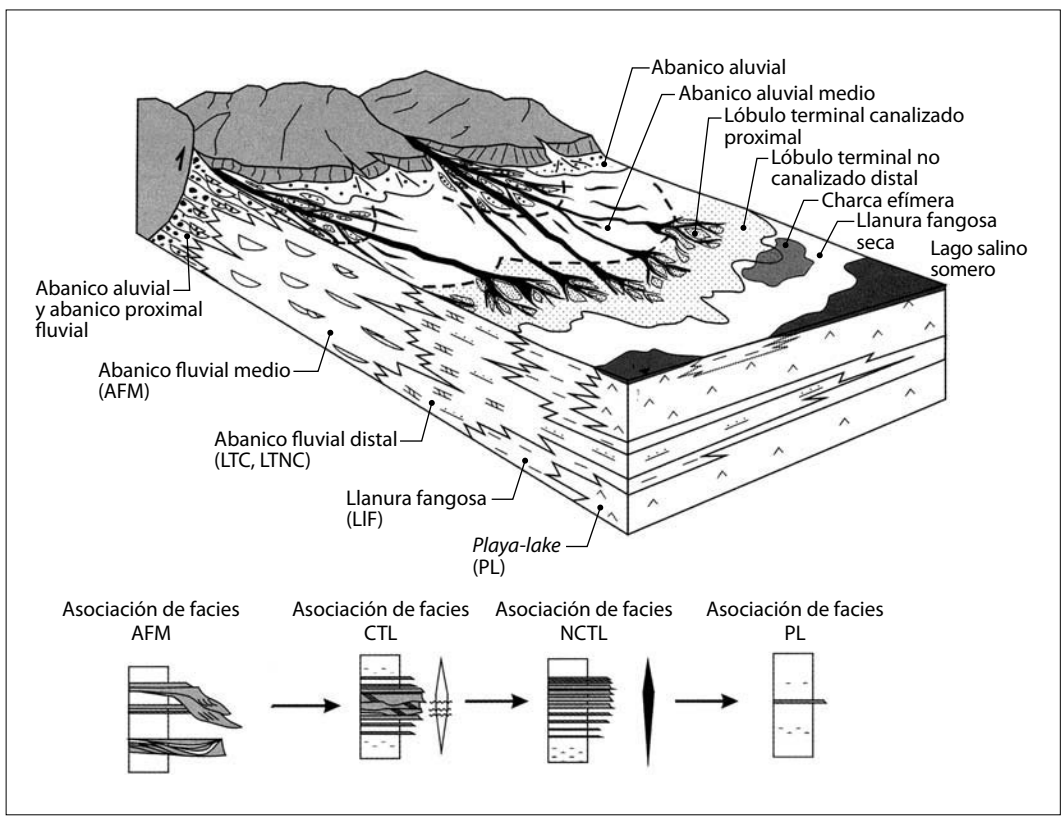


Figura 9.7. Bloque diagrama de reconstrucción paleogeográfica y principales secuencias de facies formadas en un sistema de abanico aluvial - *playa lake* en el que los ambientes supralitorales están constituidos por llanuras fangosas. El esquema corresponde a la reconstrucción de sistemas paleógenos de la cuenca del Ebro. Modificado de Saéz *et al*. (2007a).

La bajada del nivel freático y la desecación del área la convierten en una superficie de deflación que queda a expensas de la acción eólica. En estas condiciones tanto las arenas y las lutitas como las sales pueden ser transformadas. A expensas de las arenas es posible formar dunas eólicas; las sales y pequeños agregados de arcillas que formarán pellets también pueden ser transportadas y resedimentarse en forma de *ripple*s o pequeñas dunas eólicas conocidas como *clay dunes* o *lunettes* (Rogers y Astin, 1991); igualmente estas partículas pueden ser transportadas hasta el lago donde se retrabajan y entran a formar parte de los depósitos litorales.

Si la actividad eólica es importante y la disponibilidad de sedimento abundante, o si el sistema lacustre forma parte de un ambiente desértico, el cinturón supralitoral puede estar constituido mayoritariamente por un cinturón de depósitos eólicos. Esta situación ha sido descrita tanto en sistemas actuales de las zonas áridas centrales y orientales de Australia, como en las sucesiones fósiles del Triásico del noroeste de Somerset en Inglaterra (Talbot *et al.*, 1994) y del Cretácico inferior de la sierra de las Quijadas en la provincia de San Luis en Argentina (Chiappe *et al.*, 1997).

Cinturones pantanosos: marshes *y* swamps *palustres*

En las condiciones climáticas adecuadas, muchos lagos están rodeados por una franja morfológicamente plana de extensión variable caracterizada por el desarrollo de vegetación enraizada. La densidad de esta cobertera vegetal y el tipo de vegetación será también muy variable. Puede tratarse de extensas praderas de vegetación herbácea, de vegetación arbustiva o incluso de porte arbóreo. En las zonas más pantanosas que permanecen algo encharcadas durante largos períodos y en las pequeñas charcas dispersas que pueden ocupar parte de la superficie, pueden crecer carófitas o capas de perifiton (láminas y tapices de cianobacterias).

Los cinturones de vegetación actúan como una pantalla que atrapa el sedimento e impide que los detríticos más gruesos y el sedimento fino que no sea transportado por flujos canalizados llegue hasta el lago. Por tanto si el aporte de sedimento es elevado las facies resultantes estarán compuestas por una mezcla de arenas, limos y arcillas con restos vegetales, con abundantes rasgos edáficos o masivos, con una fábrica y una textura homogeneizada por bioturbación.

Aunque la presencia de vegetación es común a la inmensa mayoría de los cinturones supralitorales aquí solo consideraremos aquellos que quedarán finalmente caracterizados en el registro por la presencia de suelos orgánicos o *peats*, acumulaciones casi puras de restos de vegetación que pueden llegar a formar depósitos significativos de carbón (figura 9.8). La formación de carbones ocurre solo en determinadas situaciones en las que deben concurrir los siguientes factores: 1) La tasa de acumulación de restos orgánicos debe ser mayor que el aporte de sedimento detrítico o de carbonato producido en el medio. 2) Deben prevalecer las condiciones de humedad, normalmente debido al mantenimiento de un nivel freático alto y las condiciones de estancamiento de las aguas. En estas condiciones se alcanzan rápidamente la anoxia y las condiciones reductoras del sedimento. 3) Las tasas de subsidencia y por tanto la velocidad de agradación y enterramiento deben ser altas.

Un ejemplo de formación de carbones en este contexto lo podemos encontrar en el Pensilvaniense (Carbonífero) de la cuenca apalachiana en el este de los Estados Unidos (Formación Freeport, Valero Garcés *et al.*, 1994); los carbones miocenos de las minas de Libros, en Teruel, también se formaron en un contexto similar en la cuenca de Teruel (Anadón *et al.*, 2000). En la figura 9.8 se puede observar un modelo evolutivo de acumulación de carbones en este tipo de cinturones supralitorales, en el relleno terciario de la cuenca Zittau en el sistema de *rift* del centro de Europa (Kasinski, 1991).

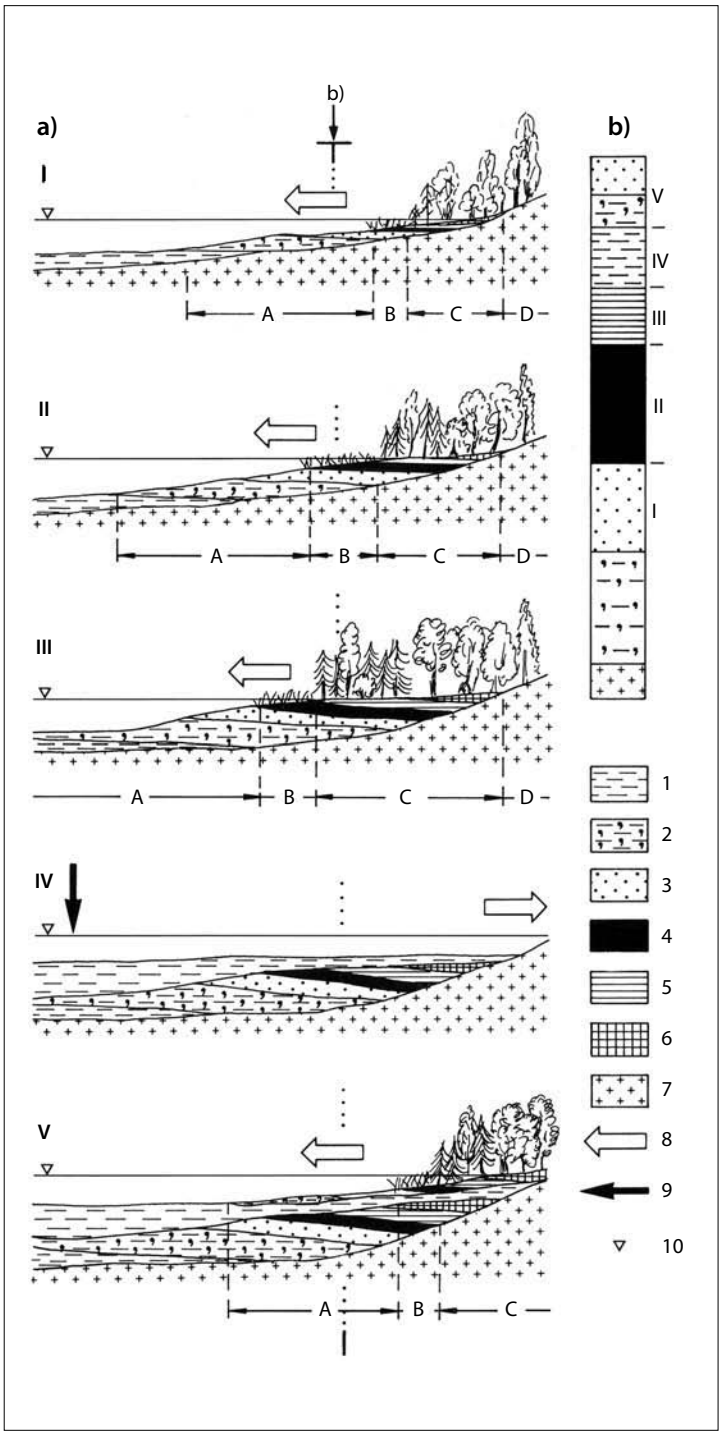


Figura 9.8. Esquema que muestra la progradación de un supralitoral pantanoso con acumulación de depósitos orgánicos y formación de turberas en una secuencia evolutiva (a) y la secuencia sedimentaria resultante (b). El esquema explica la formación de los depósitos de carbón del relleno terciario de la cuenca Zittau en el sistema de *rift* del centro de Europa (Kasinski, 1991). A. Litoral lacustre. B. Zona de carrizo y vegetación herbácea cenagosa. C. *Swamp* (bosque pantanoso). D. Bosque húmedo de margen de cuenca. 1. Arcilla. 2. Arcilla carbonosa. 3. Fango rico en materia orgánica *(gyttja)*. 5. Suelo orgánico del *swamp*. 6. Acumulación fitogénica carbonosa (turbera) seca del bosque del margen de cuenca. 7. Sustrato. 8. Dirección de migración de la línea de costa. 9. Subsidencia. 10. Nivel de base lacustre.

Estos ambientes no solamente se forman en las orlas supralitorales o en los *swamps* y *marshes* eulitorales sino que pueden ser relativamente frecuentes sobre el *top set* de deltas litorales de gran envergadura, es decir en su llanura deltaica. El mantenimiento de los *peats* asociados a los deltas requiere además tasas bajas de avulsión de los lóbulos deltaicos y el mantenimiento prolongado del nivel del lago para evitar el drenaje, tanto de la llanura deltaica como de la orla eulitoral y supralitoral, que se provocaría al producirse una bajada rápida del nivel del lago.

Cinturones de carbonatos palustres

Los carbonatos son probablemente los sedimentos que con más facilidad se identifican con los depósitos palustres aunque, como ya hemos visto, no son los únicos posibles. Sí es cierto sin embargo, que constituyen una gran parte de los depósitos palustres fósiles. Los carbonatos palustres constituyen un complejo universo sedimentológico y petrológico que ha sido profusamente estudiado por su gran valor en las reconstrucciones paleoambientales y sobre el que señalaremos aquí solo los aspectos fundamentales. Una extensa y excelente revisión actualizada de las características de estas facies se puede encontrar en Alonso Zarza (2003) (figura 9.9) y en Alonso Zarza y Tanner (eds., en prensa).

En ausencia de aportes de sedimentos siliciclásticos la inundación de las zonas supralitorales y eulitorales vegetadas desemboca en la formación de cantidades variables de fangos carbonáticos que sometidos a posteriormente a la exposición subaérea, sufren procesos de bioturbación por raíces, desecación, brechificación, nodulización, marmorización, pseudomicrokarstificación, y bioturbación animal que finalmente dan lugar a carbonatos palustres. Además de los carbonatos palustres, en las áreas supralitorales pueden formarse calcretas pedogénicas o caliches, que no requieren de la presencia de una lámina de agua (figura 9.9). Ambos tipos de facies, carbonatos palustres y calcretas, requieren de climas con al menos una estación árida durante la que tiene lugar la exposición subaérea y la pedogénesis, y obviamente precisan la presencia de una cobertera vegetal.

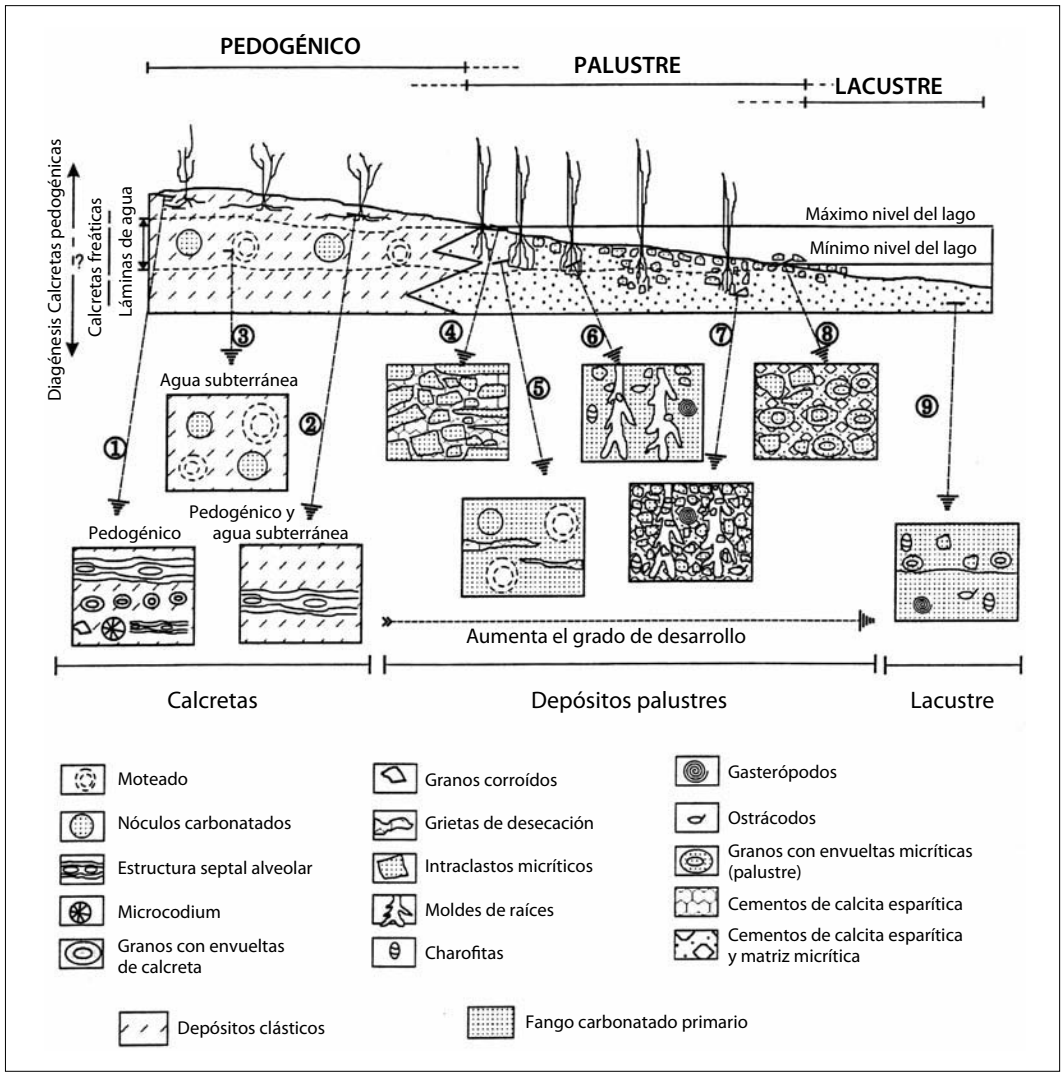


Figura 9.9. Esquema que muestra la formación de las principales facies de carbonatos palustres y calcretas en el ambiente supralitoral a eulitoral. Tomado de Alonso Zarza (2003).

Las huellas de raíces aparecen como cavidades vacías o parcialmente rellenas por micrita, bioclastos, cemento esparítico, intraclastos o peloides. Siguen un patrón vertical y cuando son abundantes confieren a la roca una característica disyunción columnar. También pueden resaltar y aparecer en relieve respecto al resto de la roca caja si alrededor de la raíz se ha producido una calcificación preferente.

La brechificación y la nodulización están directamente relacionadas con la desecación y retracción del sedimento que da lugar a la formación de fisuras abiertas que se rellenan con una matriz de textura diferente a la de los nódulos y fragmentos de micrita de angulosidad variable aislados. Son muy comunes no sólo en sedimentos palustres sino también en los techos de paquetes de carbonato lacustre formados en la zona intralitoral que llegan a quedar expuestos subaéreamente.

La marmorización es un proceso relacionado con la removilización del hierro que sufre, al compás de las oscilaciones del nivel freático, sucesivos o alternantes episodios de oxidación y reducción. Las facies marmorizadas presentan típicamente vistosas coloraciones variegadas en tonos naranjas, morados, rosados, amarillentos y verdosos.

El pseudomicrokarst (Plaziat y Freytet, 1978) se corresponde con un tipo de modificación de la roca caja expuesta subaéreamente que recuerda, a pequeña escala, al aspecto de un sistema kárstico con numerosas cavidades de morfología diversa. Estas cavidades son los huecos dejados por un sistema de raíces interconectadas que dibujan un patrón complejo. Los márgenes de las cavidades pueden aparecer redondeados debido a procesos de disolución. Las cavidades suelen rellenarse posteriormente con intraclastos, peloides y diferentes tipos de cementos.

Las calizas peloidales e intraclásticas cementadas por mosaicos de calcita esparítica, son también una facies palustre muy común. Se forman por la acumulación de intraclastos de tamaño y angulosidad muy variable, procedentes de la rotura y erosión de otros sedimentos lacustres y palustres que son retrabajados, y partículas peloidades redondeadas formadas por micrita o pseudo-esparita rodeadas por cubiertas micríticas milimétricas, en las que alternan láminas claras y oscuras formadas por el crecimiento de hongos o bacterias.

Las calcretas son el resultado del crecimiento, por desplazamiento o reemplazamiento, de carbonato cálcico vadoso en perfiles edáficos o sobre cualquier sustrato rocoso, aunque también pueden crecer en condiciones freáticas en acuíferos someros. Las calcretas pedogénicas están compuestas habitualmente por varios horizontes bien diferenciados con diferentes texturas, aunque no siempre todos se encuentran presentes; de base a techo serían: un horizonte micrítico con algunos granos detríticos y peloides; un horizonte formado por nódulos de carbonato; un horizonte laminar; un horizonte masivo y endurecido prominente sin apenas porosidad y un horizonte pisolítico.

La sucesión de calcretas pedogénicas —calcretas freáticas— carbonatos lacustres representa una secuencia de elevación de la lámina de agua, de manera que en casos en los que esta elevación ocurre de manera paulatina, como en llanuras de inundación fluviales y en llanuras fangosas o *mud flats,* puede llegar a ser muy complejo distinguir entre estos tipos de depósitos y determinar si el carbonato se formó en condiciones pedogénicas, diagenéticas o bajo lámina de agua (Alonso Zarza, 2003).

Ejemplos actuales de carbonatos palustres se pueden encontrar en el sistema de las Everglades de Florida. A partir del estudio de este sistema (Platt y Wright, 1992) y del Cretácico inferior de la cuenca de Cameros (Platt, 1989), los autores citados propusieron una serie de modelos o secuencias tipo para carbonatos palustres (figura 9.10) en distintos contextos climáticos. Posteriormente, Alonso Zarza *et al*. (2006) han propuesto también la sucesión de carbonatos de las Tablas de Daimiel, en Ciudad Real, como modelo para la formación de secuencias palustres.

En el registro, algunos ejemplos conocidos son los depósitos jurásicos de la Formación Morrison (Dunagan y Turner, 2004) en el centro-oeste de los Estados Unidos. En España, hay múltiples ejemplos en los rellenos continentales de las numerosas cuencas terciarias de la península, así como en el Cretácico inferior de la cuenca de Cameros (Platt, 1989; Gómez Fernández, 1992; Meléndez y Gómez Fernández, 2000), de la Serranía de Cuenca (Formación La Huérguina, Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991; Fregenal Martínez y Meléndez, 2000) y de la Ibérica central y el Maestrazgo (formaciones Castellar, Villanueva de Huerva y Aguilón, Soria *et al.*, 1997; Liesa *et al.*, 2000; Meléndez *et al.*, 2000).

Conos de derrubios y parte subaérea de fan deltas

Existe otra situación posible para esta zona ambiental supralitoral que tiene lugar cuando el lago se encuentra adosado a un escarpe topográfico, generalmente una falla; es algo típico en semigrabens formados en situaciones distensivas, en lagos de cráter volcánico, en lagos formados en cavidades de colapso kárstico y en lagos formados por deslizamientos. En este caso suelen formarse conos de derrubios sueltos, depósitos de flujos gravitaciones o fan deltas

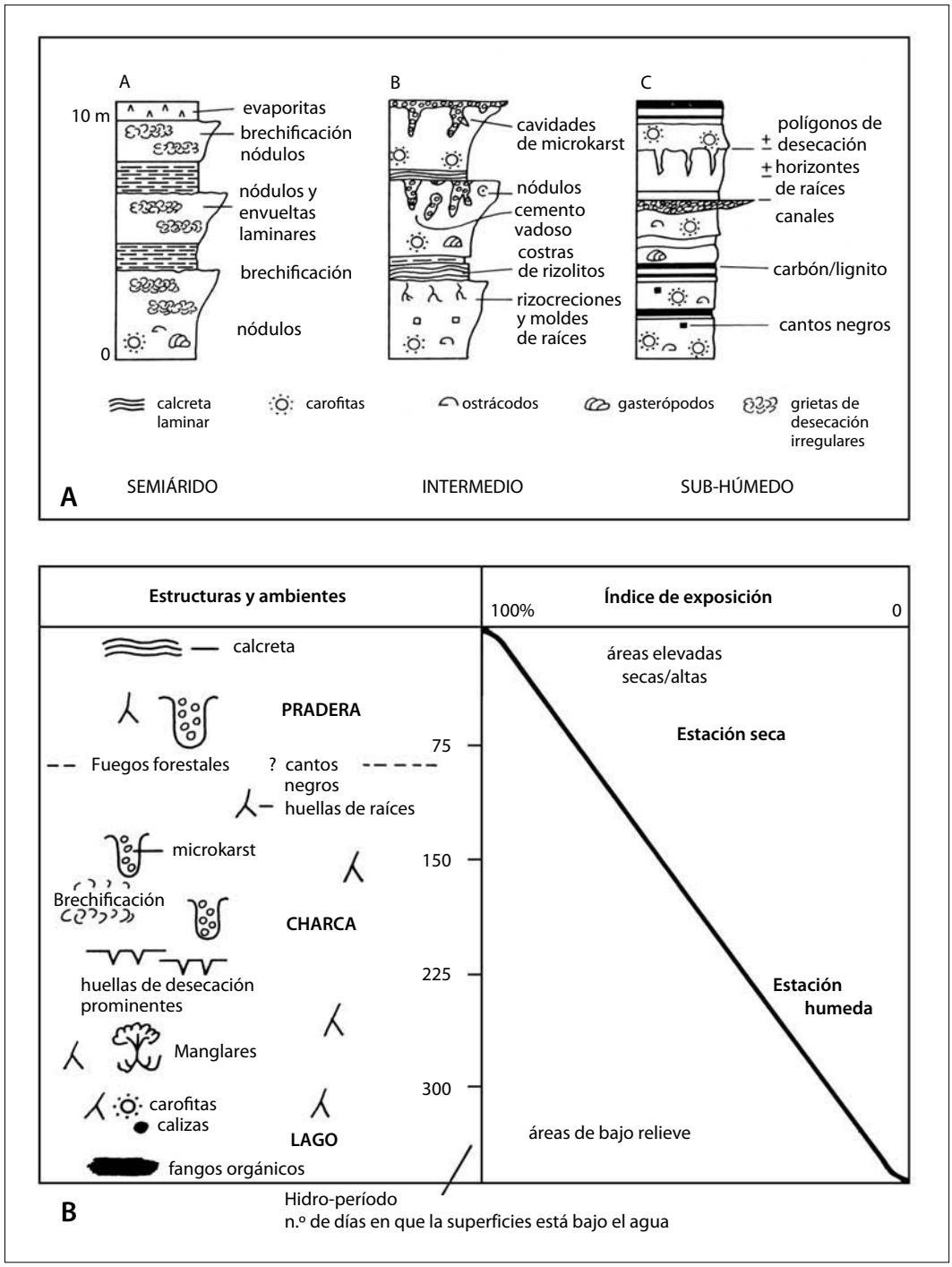


Figura 9.10. A. Modelos simplificados de secuencias de carbonatos palustres desarrollados en distintos contextos climáticos. B. Escala simplificada indicativa del índice de exposición subaérea (porcentaje de tiempo que la superficie del sedimento ha estado expuesta) en ambientes palustres. Tomado de Platt y Wright (1992).

organizados que penetran en el lago, pero cuya parte subaérea constituirá en estos casos el cinturón supralitoral, que lógicamente no presentará las características típicas de los supralitorales y orlas palustres de bajo gradiente descritas anteriormente. En la figura 9.16, se puede observar un ejemplo de esta situación en la cuenca Baise situada en el sureste de China y rellena por sedimentos lacustres (Changsong *et al*., 1991).

En el registro estratigráfico la franja supralitoral suele ser típicamente una zona de baja subsidencia en la que el espacio de acomodación queda definido por el nivel mínimo y máximo del freático o de la inundación por escorrentía. Esto, sumado a la frecuencia de la exposición subaérea da lugar a sucesiones de poco espesor y en casos extremos condensadas, con numerosas discontinuidades, que típicamente presentan una arquitectura estratigráfica agradante y en relación de *onlap* con los márgenes de la cuenca. A la hora de realizar un análisis secuencial será difícil establecer claramente los límites de las secuencias elementales, aunque es posible usar como criterio las superficies que puedan interpretarse como representativas de lapsos temporales mayores de exposición subaérea.

Dinámica ambiental y sedimentología de la zona litoral

Hemos convenido en incluir a los cinturones eulitoral e intralitoral en la zona litoral, es decir a la orla que queda sometida a las oscilaciones del nivel del lago a distintas escalas temporales. La zona eulitoral corresponde a la zona sometida a las oscilaciones anuales, mientras que la zona intralitoral queda expuesta subaéreamente respondiendo a oscilaciones de ciclos de bajada y subida del nivel de mayor período. Se trata por tanto de un cinturón ambiental en cuyos sedimentos continuaremos encontrando estructuras y rasgos sedimentológicos ligados a estas exposiciones. Según este esquema, existirá un gradiente lateral de disminución en la abundancia y grado de desarrollo en las superficies y facies con rasgos ligados a las condiciones subaéreas desde el cinturón supralitoral al intralitoral. Este gradiente y los cambios laterales de facies serán más tendidos cuanto más tendida o menor sea la pendiente topográfica del margen lacustre. Con pendientes pronunciadas y abruptas encontraremos cambios laterales más bruscos.

El eulitoral presentará muchos rasgos palustres y los procesos de exposición subaérea pueden obliterar rasgos sedimentológicos que son propios de esa zona. De igual manera algunos depósitos intralitorales serán similares a los sublitorales pero afectados posteriormente por la exposición en bajadas importantes del nivel del agua. En lagos con márgenes de alto gradiente que se ven poco afectados por las oscilaciones del nivel, parte de los elementos que vamos a describir como litorales se situarán en el ambiente sublitoral, por ejemplo parte de los edificios deltaicos y fan deltas.

Por tanto, a grandes rasgos, el cinturón litoral lacustre está caracterizado por facies formadas bajo lámina de agua con intercalación de superficies más o menos frecuentes de exposición subaérea. Es el área afectada por el oleaje y sus corrientes litorales derivadas, y por la descarga de las corrientes, canalizadas o no, que fluyen hacia el lago. También es una zona fótica y normalmente bien oxigenada en la que se dan las condiciones adecuadas para el desarrollo de algas, macrófitos y en general para una intensa actividad biológica; en lagos carbonáticos, es la zona de máxima producción de carbonatos y la zona más adecuada para el desarrollo de bioconstrucciones.

Como veremos a continuación, es también la zona ambientalmente más compleja del lago dada la gran variedad de subambientes, mecanismos y procesos de acumulación de sedimentos y formación de secuencias sedimentarias.

Se describen a continuación los principales subambientes que se pueden desarrollar en el cinturón litoral y las facies asociadas a ellos.

Sistemas deltaicos

Muchos lagos están lateralmente relacionados con sistemas de transporte de sedimentos, sean abanicos aluviales o sistemas fluviales de diverso tipo y envergadura que descargan en ellos por encontrarse en las zonas más deprimidas de la cuenca. Debido a esta circunstancia, los sistemas deltaicos son un elemento casi ubicuo en los lagos. Todos los lagos con sedimentación

litoral siliciclástica dominante reciben el sedimento desde un sistema aluvial y mediante un tipo u otro de sistema deltaico.

En general el proceso de formación de sistemas deltaicos lacustres es similar al de los deltas marinos. La corriente entrante transporta grandes cantidades de sedimentos y al ponerse en contacto con el lago y expandirse el flujo pierde su competencia y capacidad y suelta la carga, al mismo tiempo que la magnitud de la carga impide que los procesos litorales puedan retrabajarla y redistribuirla eficazmente, de modo que queda asociada a la desembocadura formando algún tipo de acumulación deltaica. Sin embargo, los deltas lacustres presentan diferencias notables con respecto a los deltas marinos. En primer lugar, no suele existir un contraste de salinidad entre las dos masas de agua que se encuentran; los contrastes de densidad que determinan si el flujo es hipopícnico o hiperpícnico, dependen de las diferencias de temperatura y la cantidad de carga que lleva la corriente entrante. Además, no existen corrientes mareales que puedan retrabajar rápidamente el sedimento y las modificaciones del oleaje sólo serán significativas en lagos muy influenciados por el viento, como el lago Malawi en el *rift* africano que tiene cordones progradantes de playas asociados a los deltas (Wells *et al.*, 1994), entre otros ejemplos.

En función de las diferencias de salinidad entre los dos cuerpos de agua, de la cantidad de sedimento aportado y, en gran medida, del gradiente topográfico del margen lacustre (Van Alstine, 2004) se pueden desarrollar diferentes tipos de acumulaciones sedimentarias o edificios deltaicos, en sentido amplio, que presentan geometrías, dinámicas y evoluciones sedimentarias diferentes.

Agruparemos este tipo de sistemas litorales lacustres según el sistema aluvial con el que se relacionan lateralmente, separando los fan deltas y los sistemas deltaicos formados por sedimentos carbonáticos.

A. Sistemas deltaicos relacionados con sistemas fluviales

Los más comunes y conocidos son los deltas progradantes de grano grueso de tipo Gilbert (figura 9.11 y 9.12), que se producen ligados a la entrada de corrientes fluviales, aunque muchos fan deltas presentan una estructura semejante (Ilgar y Nemec, 2005). Están generados por descargas de grandes cantidades de sedimentos en un litoral lacustre con un gradiente topográfico medio y alto, y en lagos con una profundidad relativamente elevada, de varias decenas a cientos de metros. Estos deltas han sido ampliamente descritos por su frecuencia en los lagos de dimensiones medias y grandes de latitudes templadas (lago Michigan, lago Como, lago Constanza) y en grandes lagos del *rift* africano (lago Malawi, lago Tanganyka, entre otros).

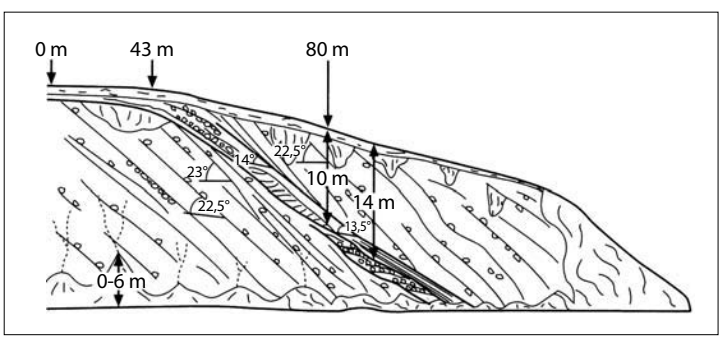


Figura 9.11. Modelo de delta de tipo Gilbert de grandes dimensiones realizado a partir de los deltas pleistocenos del lago Bonneville, precursor del actual Gran Lago Salado. La unidad con estratificación cruzada de bajo ángulo situada en la mitad de la sección se formó por retrabajamiento de los depósitos del frente deltaico por el oleaje. Tomada de Smith y Jol (1992).

Estos edificios deltaicos presentan una parte central, que volumétricamente corresponde a la mayor parte del edificio, formada por *foresets* de alta pendiente (normalmente mayor de 20°) e inclinados hacia el interior del lago. Esta parte vendría a constituir el frente deltaico, que pasaría hacia las áreas sublitorales y de cuenca a un *bottomset* o prodelta de muy baja pendiente a plano. El techo del edificio está definido típicamente por un *top set* muy plano.

El *topset* puede constituir una verdadera llanura deltaica dependiendo de sus dimensiones y dinámica. Esta llanura esta sometida a procesos intermitentes de inundación-exposición por lo que

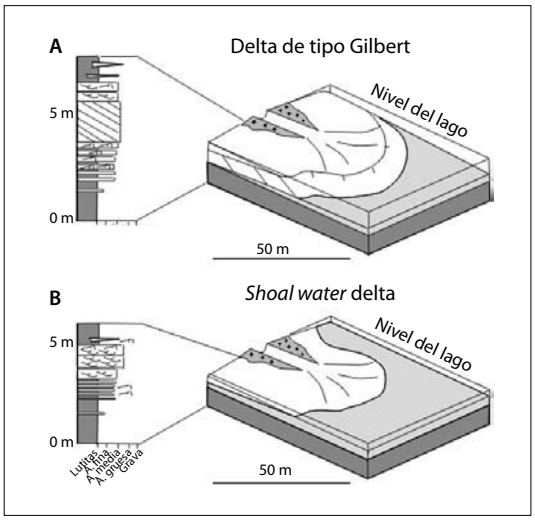


Figura 9.12. Modelo ambiental y secuencia de facies resultante de la progradación de deltas de tipo Gilbet (A) y shoal water deltas (B) en márgenes lacustres tendidos y someros. El esquema ha sido realizado para los deltas lacustres del Mioceno de la cuenca Most, en el norte de Bohemia. Modificado de Kovácik *et al*. (2004).

puede desarrollar un gran número de rasgos palustres; formar extensos *swamps,* siendo una zona típica de formación de carbones; estar surcada por varios canales distribuidores e incluso presentar bahías interdistributarias, aunque este tipo de deltas suelen normalmente estar alimentados por un único canal. Las facies estarán por tanto compuestas por un amplio espectro de tamaños de grano: cuando se desarrollan uno o varios canales distribuidores, las facies pueden variar desde conglomerados y arenas más o menos gruesas a fangos; en etapas en las que no se produce la llegada y descarga de siliciclásticos las condiciones ambientales permiten las acumulaciones de materia orgánica e incluso la formación de láminas de carbonato.

Los paquetes de *foresets* inclinados suelen estar compuestos por cantidades variables de conglomerados a arenas masivas o gradadas, depositadas por flujos en masa o diluidos; pueden presentar estructuras de corrientes como *ripples,* en muchas ocasiones de tipo trepador o *climbing*, reflejando la elevada carga tractiva y en suspensión. En general los procesos sedimentarios se desarrollan de forma rápida y ligada a las etapas de alta descarga fluvial estacional, por lo que son comunes las estructuras de deformación sinsedimentaria por escapes de fluidos y los deslizamientos y *slumps*. Estos son debidos a la plasticidad del sedimento depositado en una alta pendiente en la que es inestable. Estos deslizamientos pueden a su vez generar flujos de tipo turbidítico y *underflows* que sueltan el sedimento en el sublitoral o la cuenca, o incluso pueden llegar a formarse abanicos turbidíticos en la cuenca a partir del sedimento derivado de los deltas (Buatois y Mangano, 1995; Zhang, 2004). También es frecuente que aparezcan numerosas cicatrices internas de erosión dejadas por los *slumps*, por la incisión de canales subacuáticos o simplemente por la erosión producida por la entrada de una nueva descarga sobre el depósito de la anterior. Aunque es más raro, pueden encontrarse también láminas de fango decantado en las etapas de calma entre descargas sucesivas, aunque normalmente la fracción fina de la carga se deposita en el prodelta o en la zona de cuenca del lago.

Este tipo de deltas es característico de situaciones de alto nivel de los lagos y es típicamente progradante. En el registro aparecen como sucesiones, en general potentes, granocrecientes que terminan con la progradación del sistema fluvial sobre el edificio deltaico. Igual que los deltas marinos sufren avulsiones laterales a partir de las que se construye un nuevo delta resultando arquitecturas estratigráficas complejas. En lagos grandes con oleaje activo y constante, los sedimentos de los lóbulos abandonados son retrabajados para formar cordones de playas y flechas litorales de diversa envergadura. Existen numerosos ejemplos de deltas de tipo Gilbert descritos en el registro sedimentario, son muy conocidos los deltas pleistocenos del lago Bonneville, el precursor de alto nivel del actual Gran Lago Salado de Utah (Estados Unidos) donde se describieron por primera vez este tipo de deltas. También son conocidos los del relleno Mioceno y el Plioceno de la cuenca Pannonian en Hungría (Kovácic *et al.*, 2004; Juházs *et al.*, 1997), o los del Eoceno de la Formación Green River (Stanley y Surdam, 1978) en Estados Unidos, por citar algunos. Un ejemplo español son los deltas del Mioceno de la cuenca de Las Minas en las Béticas (Calvo *et al.*, 2000).

El otro tipo de edificio deltaico lacustre común en lagos actuales y en el registro, son los deltas con dominio fluvial, o *shoal water deltas* (figura 9.12), que desarrollan barras de desembocadura, y que se forman en situaciones de alta descarga fluvial y bajo gradiente del litoral lacustre. Se pueden formar en lagos someros o lagos profundos con plataformas litorales am-

plias y poco profundas. Estos deltas tienen una marcada forma de lóbulo, suelen ser cuerpos lenticulares de arena con estructuras de corriente, inclinados suavemente en sentido radial. Internamente están compuestos por arenas organizadas en forma de dunas o barras subacuáticas con estratificación cruzada, o en paquetes tabulares con *ripples* de diverso tipo; son comunes los *ripples* trepadores o *climbing* y las estructuras de deformación hidroplástica ligadas a la sedimentación rápida. Estos lóbulos no presentan la estructuración en *foresets* inclinados de los deltas de tipo Gilbert, aunque también presentan superficies internas inclinadas, generalmente menos de 10°, que reflejan la progradación del lóbulo. El tamaño de grano de los sedimentos disminuye también radialmente aunque el apilamiento de sucesivos lóbulos progradantes produce secuencias granocrecientes. Pueden estar compuestos por un único lóbulo o coexistir varios lóbulos subacuáticos. La avulsión lateral es un proceso muy frecuente especialmente si las descargas son altas, dado el escaso espacio de acomodación que la morfología litoral proporciona. Presentan cambios laterales de facies tendidos con otras facies litorales y con los sedimentos sublitorales o de cuenca. Es relativamente frecuente que en situaciones de alta descarga se produzca un efecto de *by-pass* y parte del sedimento llegue en forma de *underflow* y *overflow* hasta posiciones más externas como el prodelta o la cuenca.

Es también frecuente que las sucesivas capas arenosas alternen con depósitos más finos, correspondientes a etapas de baja o nula descarga y que aparezcan cicatrices erosivas internas por reactivación del lóbulo. En estas etapas el oleaje puede retrabajar el sedimento. Si el oleaje es constante y de magnitud suficiente, la morfología del lóbulo puede verse sustancialmente modificada tendiendo a achatarse y parte del sedimento puede ser redistribuido para formar cordones de playas laterales. Si el oleaje es de baja energía puede simplemente formar trenes de *ripples* de oscilación sobre las barras subacuáticas o formar *ripples* de oscilación a techo de los paquetes de arenas con *ripples* de corriente.

El funcionamiento intermitente favorece también la colonización biológica del sustrato y el desarrollo de estructuras de bioturbación de abundancia e intensidad variable.

Estos deltas tienden a desarrollar llanuras deltaicas amplias con varios canales distribuidores rectos o, mayoritariamente, meandriformes, rellenos por facies canalizadas y separados por bahías interdistributarias o llanuras fangosas palustres y *swamps*.

Suelen dar arquitecturas estratigráficas complejas y secuencias que terminan con la progradación de la llanura deltaica y el sistema fluvial sobre el lóbulo. Reflejan fácilmente oscilaciones de magnitud modesta en el nivel del lago, y su arquitectura y secuencialidad estratigráfica están controladas tanto por estas oscilaciones alocíclicas como por la autociclicidad ligada a la frecuente avulsión.

Buenos ejemplos de *shoal water* deltas conservados en el registro que presentan la mayor parte de las características que se acaban de describir se pueden encontrar en el Triásico de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión en Argentina (Melchor, 2007) y en el relleno de varias cuencas jurásicas y triásicas del sureste de Mongolia (Johnson y Graham, 2004a). Un buen ejemplo actual de este tipo de deltas lo podemos encontrar en los deltas de los márgenes flexurales del lago Malawi.

Existen además otros tipos de sistemas deltaicos menos frecuentes y ligados a sistemas fluviales cuya presencia en el registro está poco documentada, pueden sintetizarse esencialmente en tres:

a) Lóbulos de derrame fluviales o *crevasses* que entran en lagos situados en llanuras de inundación a través de canales de *crevasse*. La geometría de estos lóbulos y las facies son muy similares a las descritas para los *shoal water* deltas, aunque sus dimensiones son menores. Estos sistemas se depositan bajo láminas de agua muy delgadas y con gradientes extremadamente bajos; estas condiciones favorecen la formación de

múltiples lóbulos de pequeñas dimensiones que responden a un patrón de drenaje jerarquizado. Presentan arquitecturas internas muy complejas con numerosas superficies de erosión y discontinuidad interna y un complicado patrón de estructuras de corriente que dibujan un abanico radial de paleocorrientes. Un buen ejemplo fósil exhaustivamente estudiado son las areniscas de la Formación Table Rock Sandstone, en el Westphaliense (Carbonífero) del noreste de Inglaterra (Turner y Tester, 2006) (figura 9.13).

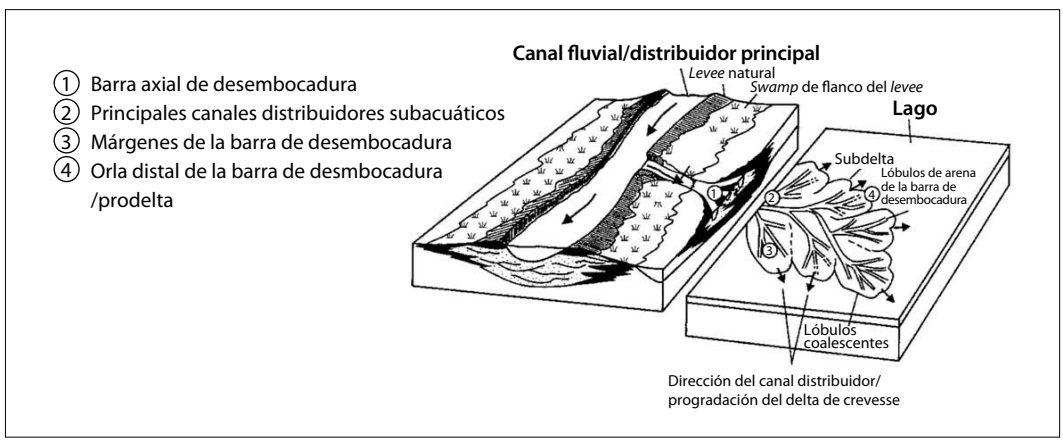
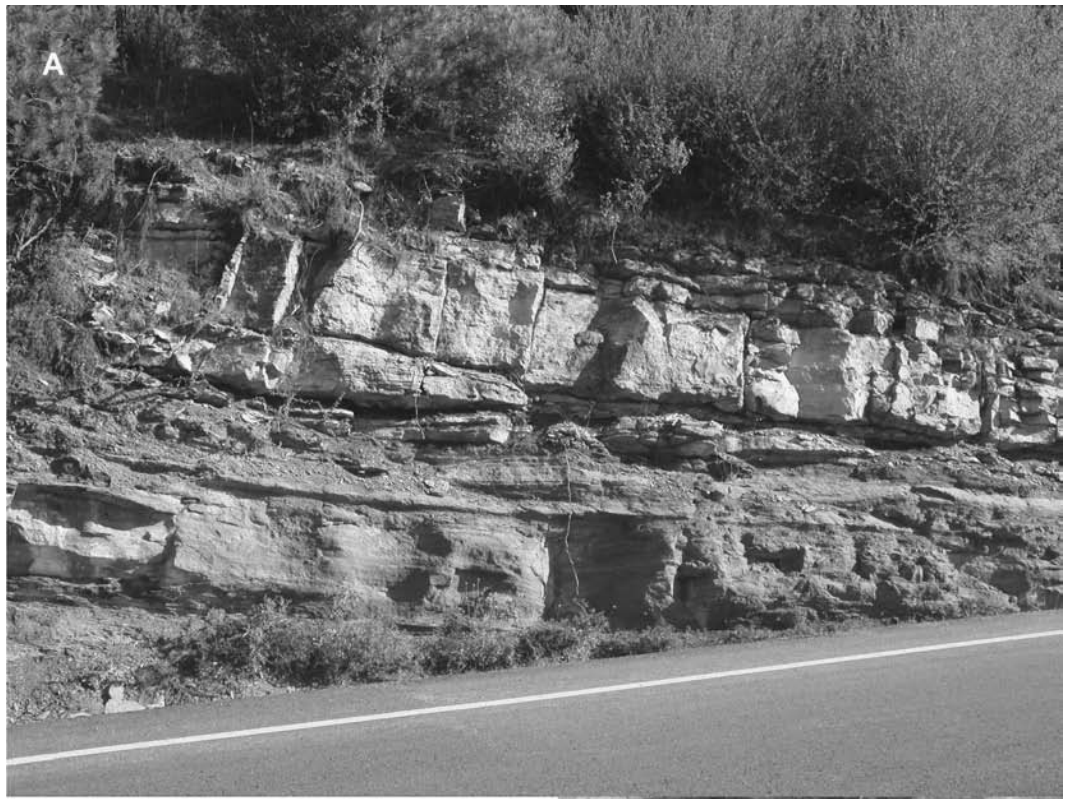


Figura 9.13. Modelo sedimentario para deltas formados a partir de *crevasses* en lagos asociados a grandes sistemas fluviales. Realizado a partir de la Formación Table Rock Sandstone, del Westphaliense del noreste de Inglaterra (Turner y Tester, 2006).

b) Deltas de restos vegetales. Aunque son muy poco frecuentes, es posible formar edificios deltaicos progradantes similares a los siliciclásticos constituidos mayoritariamente por fragmentos de restos vegetales transportados por las corrientes fluviales. Un delta actual de este tipo se puede encontrar en el margen del lago Sucker, en Michigan, al norte de los Estados Unidos (Treese y Wilkinson, 1982) y en el Cretácico inferior de la Serranía de Cuenca en la Formación Calizas de La Huérguina (Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991), en el contexto de un lago carbonático somero, en el que las acumulaciones deltaicas de restos vegetales se conservan como lignitos que alternan con capas de calizas y calcarenitas (figura 9.14).

c) Existe además un último tipo de sistema deltaico desarrollado en áreas de *overbank* fluviales o en el cinturón terminal de abanicos aluviales. Se producen bien por flujos turbulentos no confinados que transportan gran cantidad de carga tractiva y en suspensión o bien por una mezcla de flujos no confinados y pequeños canales de tipo *ribbon*. En estas condiciones, en la zona supralitoral subaérea se forman depósitos de *sheet-flood* o arroyada en manto que al entrar en el cuerpo de agua lacustre forman lóbulos muy delgados con suave inclinación. Por lo que en general se reconocen como cuerpos tabulares amalgamados de arenas masivas o con estructuras de corriente y oleaje. Si están relacionados con sistemas fluviales o con abanicos aluviales, la arquitectura varía y llegan a estar formados por granulometrías muy gruesas.

Tienden a producirse en lagos de gradiente extremadamente bajo, en etapas de bajo nivel lacustre relacionadas con etapas en las que la acomodación es mínima o el sistema ineficaz para rellenarla. Un modelo tridimensional de distribución de facies realizado a partir del Mioceno de la cuenca del Ebro en el sector septentrional en la provincia de Huesca se puede encontrar en Fisher *et al.* (2007).



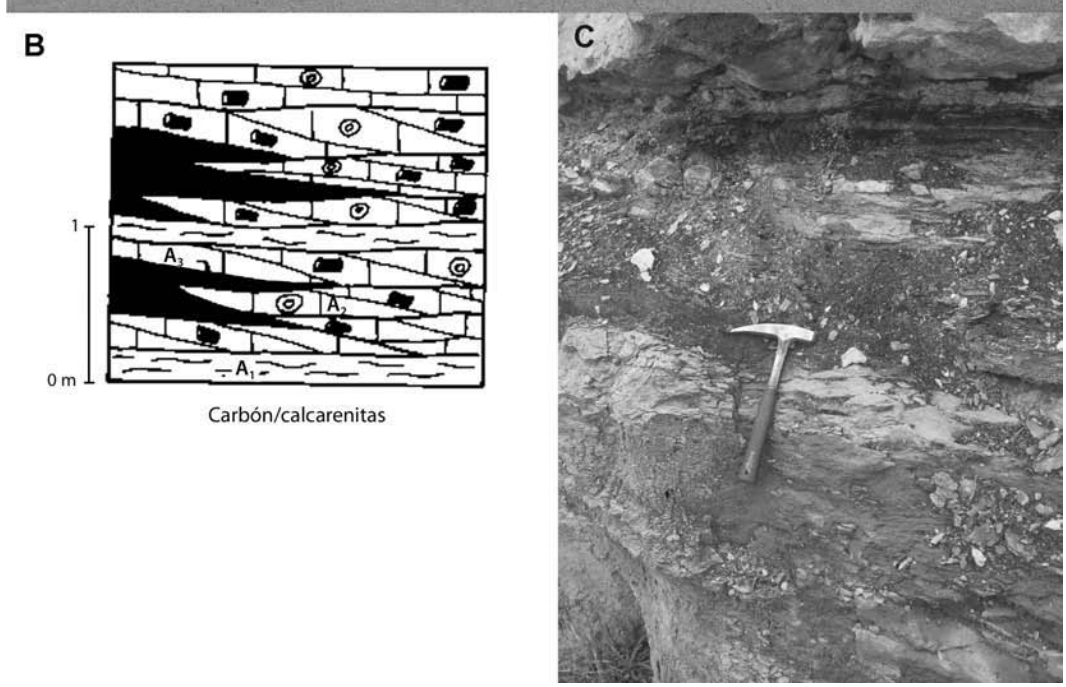


Figura 9.14. Modelo y aspecto de campo de un delta de lignitos formado a partir del aporte fluvial de grandes cantidades de restos vegetales en el margen de un lago carbonatado somero, en el Cretácico inferior de la Serranía de Cuenca (Formación Calizas de la Huérguina), en el entorno de Uña. A. Vista general de la progradación de una parte del edificio deltaico y expansión de los carbonatos lacustres. B. Modelo realizado por Gierlowski-Kordesch *et al*. (1991) para la arquitectura estratigráfica y distribución de facies del sistema. A_1, margas; A_2, calcarenitas/calizas bioclásticas; A_3, carbón (lignitos). C. Detalle de los limos carbonosos con lentejones de lignito y capas de calcarenitas intercaladas. Véase también la figura 9.29.

B. Sistemas deltaicos relacionados con abanicos aluviales

Aunque en la mayor parte de sus aspectos las facies de los sistemas deltaicos lacustres producidos en conexión con sistemas de abanicos aluviales son similares a los fluviales, existen varias diferencias sustanciales que es importante señalar.

La relación lateral entre lagos y abanicos aluviales es muy común y característica de cuencas desarrolladas en contextos áridos. El modelo sedimentario y de facies compuesto por: abanico aluvial, llanura fangosa o arenosa palustre *(playa)* y lago somero salino de tipo *playa-lake,* ha sido profusamente estudiado y bien documentado por innumerables casos actuales y fósiles (Eugster y Hardie, 1978; Hardie *et al.*, 1978; Link y Osborne, 1978; Roberts *et al.*, 1994).

En este modelo el abanico termina antes de llegar al cuerpo lacustre y es su orla distal fangosa la que se pone en contacto con el lago, de modo que la carga de mayor tamaño de grano se deposita en el abanico y no se forman deltas (figura 9.7 y 9.22). El litoral lacustre queda definido por la sedimentación de fangos, evaporitas y/o carbonatos, dependiendo ya de otros factores, con la posible excepción de la llegada de *sheet floods* o flujos no confinados en épocas de crecida y descarga excepcional en el sistema aluvial, tal y como ya se ha descrito anteriormente.

Sin embargo, si el abanico se encuentra con el lago en su parte arenosa surcada por múltiples canales, bien porque las condiciones permiten la subida del nivel lacustre y su estabilización o cualquier otra circunstancia, esta franja llega a constituir un sistema deltaico que no estaría compuesto por un único lóbulo, sino por un complejo de lóbulos coalescentes de barra de desembocadura, alimentados por los numerosos canales de jerarquía decreciente y radial, característicos de la franja media de los abanicos, y por flujos no confinados (figura 9.15). Este

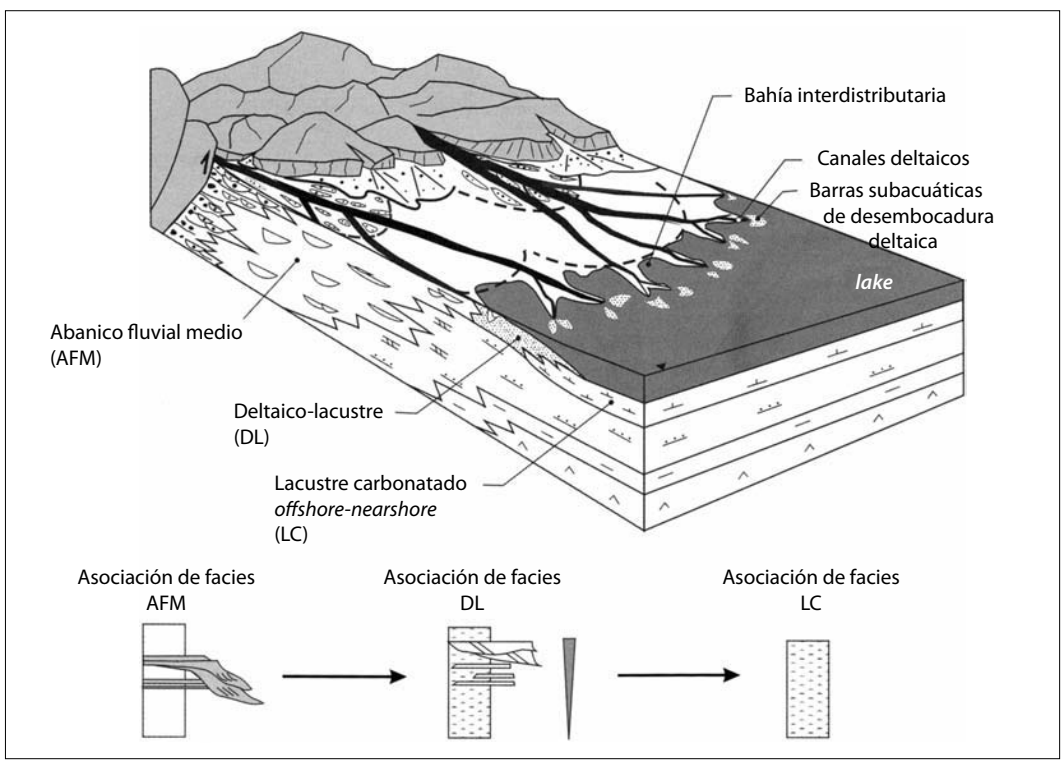


Figura 9.15. Bloque diagrama de reconstrucción paleogeográfica y principales secuencias de facies del litoral de un sistema lacustre relacionado lateralmente con abanicos aluviales, en el que se desarrolla un sistema de deltas de tipo *shoal water* coalescentes, a favor de las desembocaduras de múltiples canales de tipo braided procedentes del abanico. El esquema corresponde a la reconstrucción de sistemas paleógenos de la cuenca del Ebro. Modificado de Saéz *et al*. (2007a).

complejo de lóbulos puede llegar a tener una gran envergadura lateral. Las facies características serían similares a las descritas para deltas de tipo *shoal water* o con barra de desembocadura y a las de lóbulos de flujos no confinados y alimentados por pequeños canales de tipo *ribbon*; también podría compartir facies con los sistemas de tipo fan delta. Un excelente ejemplo de esta situación y su correspondiente modelo de facies ha sido realizado a partir de los abanicos aluviales y sistemas lacustres áridos que se formaron durante el Paleógeno en el margen noreste de la cuenca del Ebro, en el *foreland* o antepaís del borde meridional de la cadena pirenaica (Sáez *et al.*, 2007a) (figura 9.15).

C. Fan deltas

Aunque el sistema que acabamos de describir en el apartado anterior podría ser considerado un tipo de fan delta, reservamos este término para aquellos casos en los que la parte proximal a media de un abanico aluvial entra en un cuerpo de agua lacustre. Estos sistemas son típicos de los márgenes fallados de *grabens* y *semigrabens,* asociados a sistemas de *rift, strike-slip* y márgenes de *foreland,* en los que se instalan sistemas lacustres que se adosan al margen fracturado de la cuenca. La parte subacuática del sistema suele estar caracterizada por la presencia de facies de grano grueso y frecuentes flujos en masa y *debris flows* subacuáticos. Ya han sido mencionados al describir los ambientes supralitorales, ya que la parte subaérea del abanico configura un tipo de cinturón supralitoral de alta pendiente y poco común compuesto por depósitos de gravas, conglomerados y abundantes *debris flows,* que corresponderían a la zona de ápice y cinturón proximal del abanico. Si el abanico se forma en un contexto húmedo y con la topografía adecuada, la parte suabaérea podría corresponderse con una zona de menor gradiente caracterizada por múltiples canales de tipo *braided* de gravas.

Dada su asociación con márgenes lacustres de alto gradiente tienden a formar deltas de tipo Gilbert que presentan las mismas características que los descritos en relación con deltas fluviales.

La presencia de flujos en masa y *debris flows* subacuáticos y su identificación son claves en la interpretación de estos sistemas (Horton y Schmitt, 1996). Las facies dominantes son conglomerados y brechas grano- y matriz- soportados y areniscas, depositadas por flujos en masa, corrientes turbidíticas y corrientes tractivas; muestran estructuras sedimentarias características del transporte en masa y tractivo (figura 9.16). Pueden aparecer también fangos producto de la decantación cuando la descarga masiva de sedimento cesa. La presencia de estructuras de deformación hidroplástica y, al igual que en el caso de los deltas fluvio-lacustres, el desarrollo de *slumps* y depósitos turbidíticos derivados que se depositan en el sublitoral y en la cuenca, son diagnósticos del carácter subacuático de estos depósitos. Pueden desarrollarse canales subacuáticos, superficies erosivas internas, y en grandes lagos, el sedimento puede ser retrabajado por el oleaje llegando a formar cordones de playas de gravas o de arenas.

Horton y Schmitt (1996) describen un ejemplo de la Formación Horse Camp del Mioceno de Nevada (Estados Unidos) en el que se discuten además los criterios adecuados para identificar estos sistemas.

Ilgar y Nemec (2005) describen otro ejemplo Mioceno en el relleno lacustre de la cuenca Ermenek, en Turquía. En este caso se describen depósitos de fan deltas de gravas y arenas que presentan una arquitectura y organización interna igual a la de los deltas fluvio-lacustres de tipo Gilbert.

Changsong *et al.* (1991) describen en el relleno de la cuenca terciaria Baise (suroeste de China) varios ejemplos de sistemas de fan deltas con canales de tipo braided desarrollados sobre márgenes de sistemas lacustres profundos y sobre márgenes de sistemas relativamente grandes y someros (figura 9.16). También es posible encontrar una buena descripción de fan

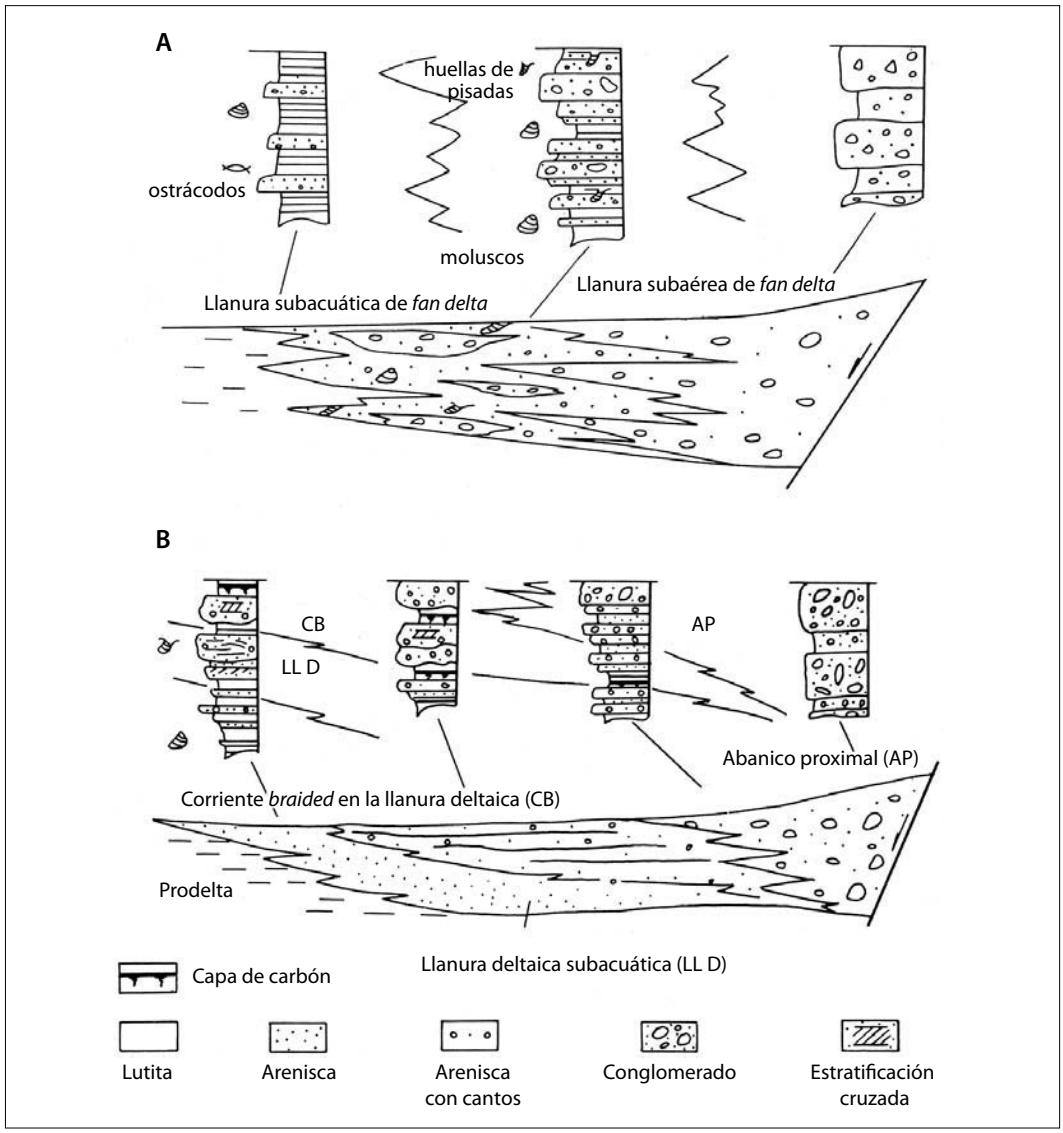


Figura 9.16. Arquitectura de facies de sistemas de fan deltas con canales de tipo braided, del relleno de la cuenca terciaria Baise (suroeste de China). A. Modelo para una sucesión de fan delta desarrollada sobre el margen de un sistema lacustre profundo. B. Modelo para una sucesión de fan delta desarrollada sobre el margen de un sistema lacustre relativamente grande y somero. Modificado de Changsong *et al.* (1991).

deltas asociados a los márgenes de una cuenca de *piggy-back* en el Eoceno-Oligoceno del norte del Tíbet (Liu y Wang, 2001).

En España existen ejemplos en el Plioceno de la cuenca de Guadix en Granada (Viseras *et al.*, 1991; Fernández *et al.*, 1993), entre otros.

También se han reconocido fan deltas asociados a los márgenes fracturados activos de los lagos Malawi y Tanganyka, tanto como sistemas activos, como en depósitos de su relleno sedimentario más antiguo.

D. Sistemas deltaicos de carbonatos

Son raros y apenas aparecen mencionados en la literatura especializada pero es posible formar lóbulos deltaicos calcareníticos en el contexto de lagos carbonáticos someros o lagos profundos con litorales constituidos por rampas carbonáticas, siempre que se desarrollen en un contexto

de drenaje de sustratos o sistemas sedimentarios carbonáticos. Numerosos ejemplos de este tipo de facies se han descrito en el Cretácico inferior de la cuenca de Cameros y de la cuenca Ibérica Suroccidental (Gómez Fernández, 1992; Meléndez y Gómez Fernández, 2000; Fregenal Martínez 1998; Fregenal Martínez y Meléndez, 2000), en sistemas lacustres carbonáticos someros, instalados en amplias llanuras aluviales y palustres, salpicadas de charcas y canales de drenaje interno y desarrolladas sobre un sustrato karstificado de carbonatos marinos jurásicos. En este entorno el sistema está dominado por la sedimentación de carbonatos y los canales que surcan las llanuras palustres transportan cargas compuestas por una mezcla de cantos procedentes de la erosión del sustrato jurásico, intraclastos producto de la erosión de la llanura palustre o derivados de otros cuerpos lacustres, oncolitos y restos vegetales. En etapas de inundación la carga detrítica entra en forma de flujos canalizados o como flujos no confinados en los litorales lacustres, formando lóbulos o mantos calcareníticos masivos o con estructuras de corrientes, progradantes, que en algunos casos llegan a colmatar cuerpos de agua someros.

Playas, flechas litorales y depósitos ligados al oleaje

La formación de playas y depósitos modificados por el oleaje ya ha sido mencionada en numerosas ocasiones a lo largo de este capítulo como productos del retrabajamiento de los sedimentos depositados en los edificios deltaicos. En grandes lagos con alimentación siliciclástica las playas son ambientes deposicionales muy comunes.

La formación de playas como crestas únicas o como sucesión de cordones progradantes adosados lateralmente *(strandplain),* flechas litorales e incluso sistemas de islas-barrera lagoon similares a los marinos (Renaut y Owen, 1991; Bray y Carter, 1992) ocurre siempre y cuando el viento sea constante y la masa de agua sea suficiente para generar olas con la envergadura necesaria para mover y retrabajar el sedimento disponible. El litoral debe tener un gradiente topográfico medio a alto, ya que si el gradiente es muy tendido la energía del oleaje se disipa. Además no debe encontrarse sometido a oscilaciones frecuentes del nivel del lago, que trasladan frecuentemente la posición del área litoral sobre la que actúa el oleaje. La ausencia de mareas restringe notablemente el área de influencia del oleaje. Este hecho implica también que las playas lacustres sean similares a las playas marinas micromareales, que presenten *foreshores* estrechos y una única berma o como mucho una segunda ligada a las tormentas. En muchos casos, la presencia de macrófitos y vegetación subacuática inhibe la formación de playas, ya que la pantalla vegetal atrapa el sedimento e impide el desarrollo del perfil típico de playa.

Si el oleaje no tiene la constancia y la magnitud suficiente o el litoral es muy plano las evidencias sedimentarias de la actividad del oleaje quedarán restringidas al retrabajamiento *in situ* de sedimentos depositados previamente por otros procesos a los que se sobreimpondrán *ripples* de oscilación.

Otro limitante a la construcción de playas lacustres y una marcada diferencia respecto a las marinas es la morfología del litoral lacustre. Los litorales lacustres son más irregulares que la línea de costa marina por lo que la formación de playas se restringe lateralmente por la variación de la orientación de la línea de costa y los cordones playeros tendrán una extensión lateral limitada. Se pueden desarrollar cordones separados lateralmente entre los que pueden aparecer sedimentos fangosos, biohermos e incluso carbonatos formados en las áreas protegidas.

Además de la posibilidad de tener un área de *fetch* amplia sobre la que sopla el viento que produce el oleaje, la posibilidad de tener segmentos de costa abiertos y más o menos rectilíneos, continuos lateralmente es otra de las razones por la que los lagos de grandes dimensiones presentan condiciones más adecuadas para la formación de cordones playeros.

Si se dan las condiciones adecuadas se forman playas muy similares a las marinas en las que es posible separar dos cinturones de depósitos con características diferentes correspondien-

tes al *shoreface* y al *foreshore*. A grandes rasgos, mientras que en el *foreshore* las condiciones de alto régimen de flujo de las corrientes de *swash* y *backwash* da lugar a haces de láminas paralelas inclinados hacia el lago, en el *shoreface* se forman depósitos siliciclásticos homométricos con cantidades variables de restos bioclásticos y vegetales con estratificación cruzada planar y de surco (ver capítulo dedicado a Playas e Islas Barrera en esta obra).

La gran variabilidad de características que muestra la parte subaérea, es otra diferencia esencial respecto a las playas marinas. Esta parte coincidiría en los lagos con el cinturón supralitoral; si las condiciones son adecuadas puede desarrollarse un *backshore* y un *foredune* de mayor o menor envergadura que no siempre se conserva. Sin embargo también es normal que la playa pase, lateralmente hacia tierra, a un cinturón palustre que suele estar vegetado; en la parte del cinturón palustre más próxima al lago se desarrollarían procesos asimilables a los del *backshore* marino.

Además de las playas arenosas son relativamente frecuentes los cordones de playas de gravas. Estos se desarrollan en lagos con fan deltas o en lagos relacionados con abanicos aluviales o sistemas fluviales que llevan cargas de sedimentos de tamaño de grano grueso. Su formación se asocia a grandes lagos en los que el oleaje llega a ser muy energético. Son típicamente playas de alta pendiente y los depósitos o no presentan una estructuración interna bien definida y aparecen como lentejones inclinados hacia el lago según la pendiente deposicional, o se organizan en paquetes separados por superficies planas, ligera o claramente erosivas, y tendidas hacia el lago.

El lago Superior presenta en su margen occidental extensas playas de gravas activas de alta pendiente que pasan lateralmente a un supralitoral caracterizado por un estrecho cinturón de vegetación herbácea, que rápidamente desemboca en un extenso bosque caducifolio templado.

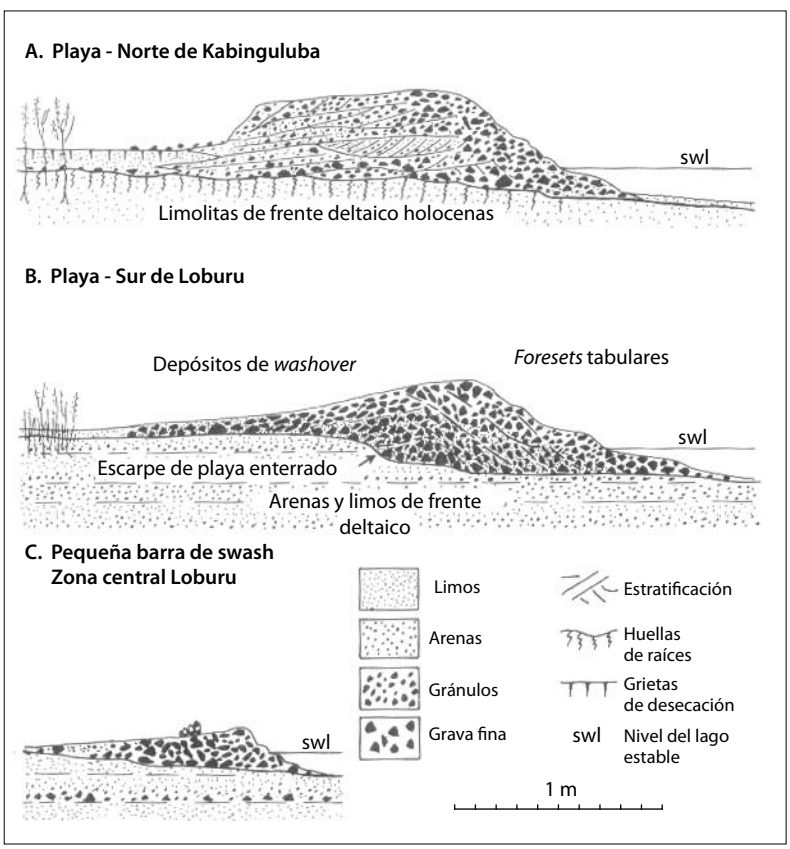


Figura 9.17. Cortes de varias crestas de playa y sistemas de islas barrera de las costas del lago Bogoria. Tomado de Renaut y Owen (1991).

El lago Bogoria, en el *rift* africano, presenta también playas, flechas e islas barreras (figura 9.17) compuestas por arenas muy gruesas y gravas a lo largo de su litoral (Renaut y Owen, 1991), que proceden de la redistribución de sedimentos originalmente acumulados en fan deltas.

En cuencas lacustres la presencia y el reconocimiento de playas constituye un elemento muy útil de reconstrucción ambiental por múltiples razones. Dado el número de limitantes que tiene su formación, cuando aparecen permiten caracterizar con mucha precisión tanto el ambiente y las características del litoral como otras características paleolimnológicas que conciernen a la cinética del agua y la morfología del litoral. Además proporcionan una información paleogeográfica muy precisa sobre la posición de la línea de costa lacustre y su variación en el tiempo.

La datación de los cordones de playas y los *strandplain* emergidos e incorporados al relieve actual con morfología de terrazas *(strandplains)* o de escalera (cordones desconectados sucesivos dispuestos en escalera

que reflejan regresiones forzadas) formados en lagos actuales que han tenido precursores de mucha mayor extensión en épocas recientes, han permitido reconstruir la variación de la posición de la línea de costa a lo largo del tiempo hasta llegar a la actual.

Casos muy conocidos de estas situaciones son las «terrazas» y «escaleras» emergidas del lago Bonneville, el precursor del Gran Lago Salado de Utah (Oviatt *et al.*, 2005; Jewell, 2007), del lago Ngami en el Kalahari, al norte de Botswana (Borrough *et al.*, 2007) y del lago MegaChad en el sur del Sahara (Ghiene *et al.*, 2002; Schuster *et al.*, 2005) (figura 9.18), entre otros ejemplos.

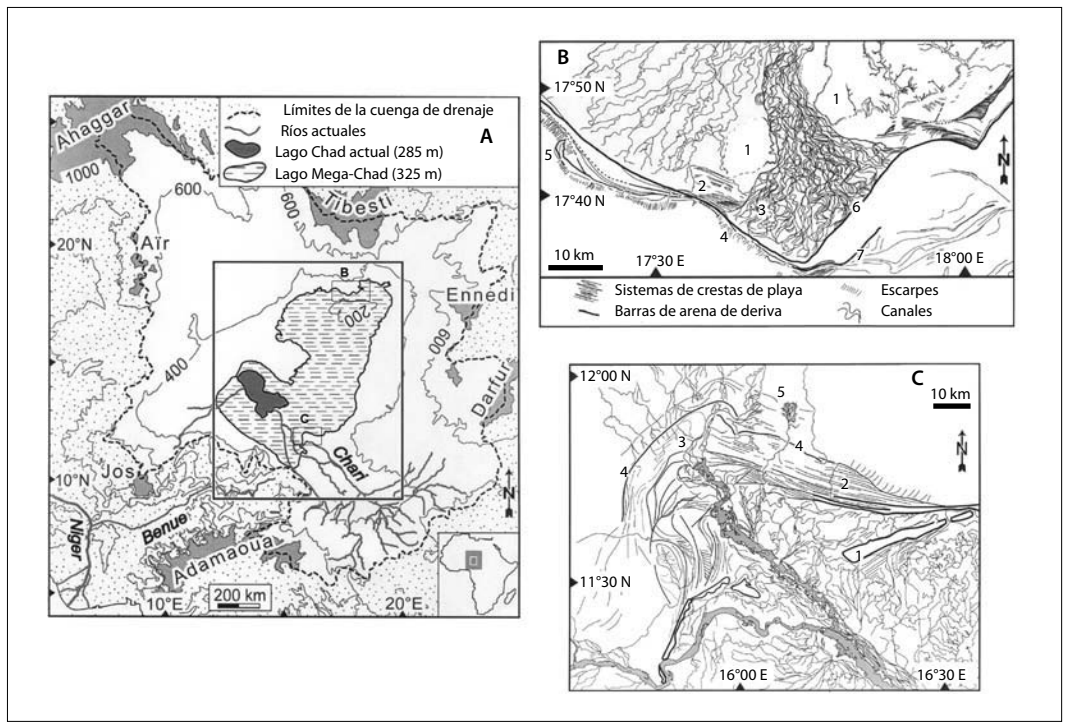


Figura 9.18. A. Mapa que muestra el entorno fisiográfico del lago Chad actual y la reconstrucción de su precursor el lago Mega-Chad (Schuster *et al.*, 2005). B. Interpretación basada en imágenes de satélite realizada por Schuster *et al*. (2005) del área del delta Angamma en el margen septentrional del antiguo lago Mega-Chad, actualmente emergido (ver localización en A). Los principales elementos morfológicos distinguidos serían: 1. Terrazas. 2. Sistemas de crestas de playa. 3. Red de canales de la llanura deltaica. 4. Frente deltaico. 5. Flecha litoral. 6. Barra de arena situada deriva arriba. 7. Barra de arena situada deriva abajo. C. Interpretación basada en imágenes de satélite realizada por Schuster *et al*. (2005) del área del delta Chari en el margen meridional del lago Mega-Chad (ver localización en A). Los principales elementos morfológicos distinguidos corresponderían a: 1. Antigua llanura deltaica con segmentos residuales de barras de arena. 2. Sistemas de crestas de playa y barras de arena situadas deriva arriba. 3. Barras de arena rotas por incisión fluvial. 4. Barras de arena situadas deriva abajo. 5. Pequeño abanico aluvial reciente formado al pie de la pendiente del frente deltaico.

En el registro estratigráfico, las playas lacustres aparecen como cordones arenosos de extensión lateral y potencia variable en cambio lateral de facies con depósitos sublitorales, supralitorales o con otros elementos litorales. Su arquitectura estratigráfica interna revela las variaciones del nivel lacustre. Se pueden encontrar ejemplos de playas lacustres fósiles en el Cretácico inferior de Cabinda en Angola (Bracken, 1994) o en el registro neógeno de la cuenca Denizli en Turquía (Alçiçek *et al.*, 2007). Dam y Surlyk (1993) describieron un lago de grandes dimensiones y profundidad dominado en el área litoral por las tormentas y el oleaje que retrabajan sedimentos de frente deltaico en el Triásico terminal-Jurásico inferior de la cuenca Jameson Land, en Groenlandia.

Los *strandplain* asociados lateralmente a deltas fluvio-lacustres del lago Malawi (Wells *et al.*, 1994) (figura 9.19) y del lago Michigan (Thompson y Baedke, 1995) son ejemplos actuales conocidos y estudiados.

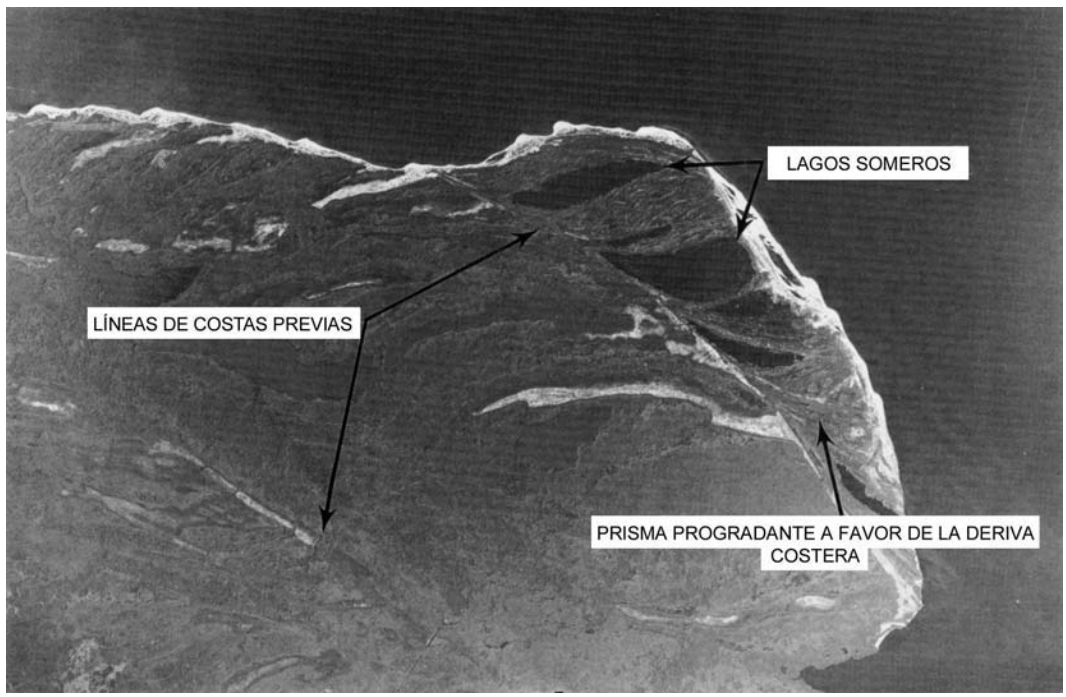


Figura 9.19. Crestas de playa y *strandplains,* formados a partir del retrabajamiento de los depósitos del delta Dwangwa, en el margen occidental del lago Malawi. Tomado de Wells *et al*. (1994).

Los casos descritos de depósitos lacustres con retoques producidos por el oleaje, normalmente con *ripples* de oscilación, son muy frecuentes en lagos de todo tipo, tamaño y edad.

La formación de flechas litorales es también posible en lagos. Dependen de la existencia de una corriente de deriva constante y una morfología litoral recortada. Sin embargo, su conservación y su reconocimiento en el registro fósil son improbables.

En el lago Erie, en el norte de Estados Unidos, se ha descrito un ejemplo de sistema de isla barrera-lagoon actual (Harrell y Braun, 1987; Bray y Carter, 1992; Grant *et al*., 1996) transgresiva y dominada por tormentas y procesos de *overwash*, con canales de *washover* y una terraza de *washover* asociada al margen del lagoon y sin *foredune* sobre la barra.

Se han interpretado como antiguas islas barreras del lago MegaChad, un extenso cordón arenoso con secuencias de playa desconectado de las terrazas formadas por las playas litorales (Schuster *et al*., 2005), todo ello incorporado al relieve actual tras la bajada del nivel del lago.

Link y Osborne (1978) también propusieron la existencia de un sistema de isla barrera-lagoon lacustre de reducidas dimensiones en el Mioceno de la cuenca Ridge en California.

Otro tipo de depósitos asociados al oleaje son las tempestitas, que pueden formarse tanto en las zonas litorales como en el sublitoral, dependiendo de la posición del nivel de base del oleaje de tormenta. Se trataría de depósitos muy similares a sus equivalentes marinos, habiéndose encontrado estructuras de tipo *hummocky* y distintos tipos de facies que revelan un transporte masivo de sedimentos hacia el interior del lago ligado a un oleaje de dimensiones notables.

En sedimentos siliciclásticos se han descrito excelentes ejemplos de tempestitas en el Triásico terminal-Jurásico inferior de la cuenca Jameson Land (Dam y Surlyk, 1993), un ejemplo que ya hemos mencionado anteriormente. Otro excelente ejemplo de litoral lacustre siliciclás-

tico controlado por oleaje y tormentas es el que proporciona la Formación Horton Bluff del Carbonífero de Nueva Escocia en Canadá (Martel y Gibling, 1991).

En lagos actuales son muy numerosos los ejemplos de depósitos asociados a tormentas, siendo especialmente conocidas las estructuras *hummocky* de los litorales de los Grandes Lagos norteamericanos (Greenwood y Sherman, 1986).

Playas de carbonatos

Es posible formar playas de calcarenitas y playas bioclásticas, aunque el reconocimiento de este tipo de depósitos y su interpretación como tales a partir del registro fósil es relativamente reciente. Sí existen muchos ejemplos que describen distintos tipos de facies carbonáticas formadas en litorales agitados por el oleaje y las corrientes litorales. Este tipo de depósitos está compuesto por cantidades variables de calcarenitas intraclásticas, bioclastos y oolitos, siendo quizás los depósitos más comunes las playas y las barras o *shoal*s bioclásticos y oolíticos. Los bioclastos y los intraclastos que construyen estos depósitos proceden del propio litoral lacustre, el área de máxima producción del mismo. La formación de los oolitos está relacionada, igual que en medios marinos, con la agitación del agua y la precipitación del carbonato; está intermediada por el desarrollo de películas de algas o bacterias alrededor de los granos. Uno de los primeros ejemplos descritos de facies calcareníticas de este tipo son las calizas oolíticas de la Formación Glenns Ferry del Plioceno de Idaho en Estados Unidos (Swyridczuk *et al.*, 1979, 1980). En este caso la caliza oolítica conforma una plataforma inclinada de techo plano que presenta internamente *foresets* inclinados progradantes, similares geométricamente a los *foresets* de los deltas de tipo Gilbert. El techo de la plataforma está formado por calcarenitas oolíticas arenosas interpretadas como depósitos de playas. La plataforma oolítica fue explicada como el resultado de la progradación de terrazas construidas por el oleaje a partir de avalanchas del sedimento oolítico producido en los ambientes de playa del techo de la plataforma. El caso sirvió de base para la construcción de dos de los modelos de facies de lagos carbonáticos (Tucker y Wright, 1990; Platt y Wright, 1991), el modelo de plataforma progradante de alta energía, complementado por el modelo de margen en rampa de alta energía, para aquellos litorales de baja pendiente sobre los que se desarrollan playas o barras oolíticas y bioclásticas (figura 9.20 y 9.21).

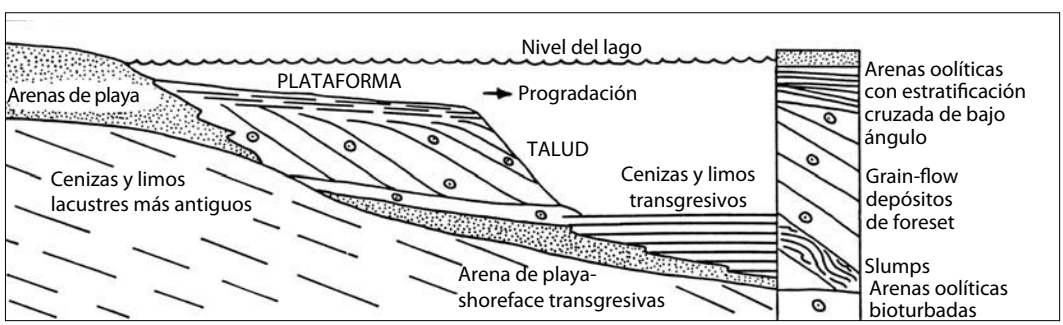


Figura 9.20. Modelo y secuencia idealizada propuesta por Tucker y Wright (1990) y Platt y Wright (1991) para litorales con plataforma de alta energía en lagos carbonatados, con formación de secuencias de playa y depósitos ligados al oleaje.

Posteriormente se han descrito otros ejemplos en los que las facies calcareníticas se disponen formando la sucesión de estructuras típicas de un perfil de playa o bien en forma de barras o bajíos, con estratificación cruzada interna y retoque por *ripples* de oscilación; en ambos casos con niveles intercalados con estructuras de tipo *hummocky*. Depósitos de este tipo interpretados como playas aparecen en el Triásico superior del suroeste de Inglaterra, en el Grupo Mer-

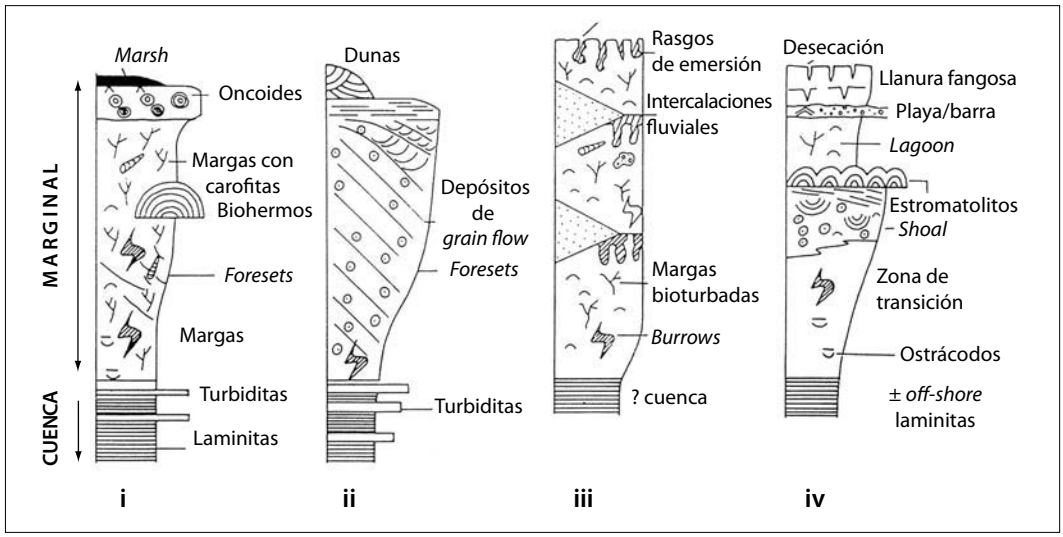


Figura 9.21. Secuencias idealizadas de relleno y progradación de sistemas lacustres carbonatados propuestas por Tucker y Wright (1990) y Platt y Wright (1991). (i) Margen de plataforma de baja energía. (ii) Margen de plataforma de alta energía. (iii) Margen en rampa de baja energía. (iv) Margen de rampa de alta energía.

cia Mudstone (Milroy y Wright, 2002). Toda una variedad de facies de playas y bajíos calcareníticos han sido descritos en la Formación Green River en la cuenca Uinta en el centro-oeste de los Estados Unidos (Keighley *et al.*, 2003). Con anterioridad Dias *et al.* (1988) y Carvalho *et al.* (2000) habían descrito playas y barras bioclásticas y calcareníticas sin oolitos en la Formación Lagoa Feia en el Cretácico inferior de la cuenca Campos en el noreste de Brasil. En este caso los cuerpos sedimentarios formados por las facies bioclásticas constituyen reservorios de hidrocarburos.

Los bajíos oolíticos del litoral del lago Tanganyka son uno de los ejemplos actuales más conocidos (Cohen y Thouin, 1987) (figura 9.23).

También se han descrito facies de tempestitas en sedimentos carbonáticos siendo un ejemplo notable las calcarenitas de la Formación Blesa, en la cordillera Ibérica central (Meléndez *et al.*, 2000; Soria *et al.*, 1997).

Rampas y plataformas de carbonatos

Las rampas y plataformas carbonáticas, junto con las playas y las bioconstrucciones, constituyen los elementos litorales habituales en lagos carbonáticos que no reciben aportes de siliciclásticos. También pueden desarrollarse en áreas concretas de litorales de grandes lagos a las que este aporte siliciclástico no llega, como ocurre en el lago Tanganyka. Son también un elemento común a los márgenes de muchos lagos salinos y *playa-lakes*.

En esta zona coexisten la formación y la sedimentación del carbonato que como ya explicamos en un apartado anterior tiene un origen en gran medida biológico. Los macrófitos de diverso tipo, las carófitas, los gasterópodos, los ostrácodos y los bivalvos son los principales organismos que pasan a formar parte del sedimento y que median en su producción o lo producen directamente, siendo las carófitas el más abundante y extendido, seguidas de los gasterópodos. Los restos esqueléticos de estos organismos, junto con los peloides, cantidades variables de intraclastos (procedentes de la orla palustre y drenados al lago) y de restos vegetales y materia orgánica van a ser los principales componentes del sedimento.

El caso más común y que está extensamente documentado tanto en el registro como en sistemas actuales, son las rampas someras de baja pendiente poco agitadas o protegidas del

oleaje sobre las que se instalan extensas praderas de carófitas o macrófitos con o sin desarrollo local de bioconstrucciones, dando lugar a depósitos intensamente bioturbados. El resultado en términos de facies son calizas micríticas, que varían de mudstones a packstones y que tienen un aspecto ligeramente grumoso debido a presencia de agregados peloidades de fango micrítico.

Las sucesiones de facies resultantes de la sedimentación en estas rampas están compuestas por sucesivas capas de calizas masivas tabulares o con límites ligeramente ondulados, y a veces algo nodulosas debido a la bioturbación. Estos litorales están normalmente rodeados por un supralitoral palustre constituido por carbonatos con el que presentan una relación de cambio lateral de facies, y que suele progradar sobre el litoral apareciendo al techo de la sucesión de calizas litorales.

Las rampas tienden a agradar al mismo tiempo que progradan de forma muy tendida sobre facies sublitorales o de cuenca como resultado de la geometría del margen lacustre.

Tucker y Wright (1990) y Platt y Wright (1991) asignaron esta sucesión como modelo de lago carbonático con margen en rampa de baja energía (figura 9.21).

Estas facies son también típicas del relleno de pequeñas charcas en multitud de emplazamientos posibles: en llanuras palustres y humedales, en el cinturón supralitoral de grandes lagos, en llanuras de inundación fluvial, en el cinturón fangoso distal de abanicos aluviales, apareciendo como lentejones de escasos metros de espesor y extensiones laterales variables de decenas a cientos de metros, de calizas micríticas con fauna lacustre y carófitas entre otras facies propias del sistema deposicional en el que se engloban.

Si el litoral del lago presenta un gradiente más alto, es decir, si tiene geometría de plataforma, esta tiende a crecer por progradación casi pura según se va produciendo sedimento, presentando la plataforma una estructuración en *foresets* inclinados progradantes. Un margen lacustre actual de este tipo proporcionó uno de los primeros y más conocidos ejemplos de sedimentación litoral en un lago carbonático (Murphy y Wilkinson, 1980). Se trata del lago Littlefield en Michigan (Estados Unidos), al que se sumaron luego las plataformas del lago Sucker, también en Michigan (Treese y Wilkinson, 1982). La plataforma está formada por sedimento de tamaño arena compuesto dominantemente por restos de carófitas en una matriz margosa y sobre ella crece una pradera de carófitas (figura 9.22). El techo de la plataforma es una terraza formada por el oleaje recubierta por una capa de pisolitos. Este tipo de margen alimenta otro de los modelos de facies de lago carbonático de Tucker y Wright (1990) y Platt y Wright (1991) el de margen de plataforma de baja energía (figura 9.21).

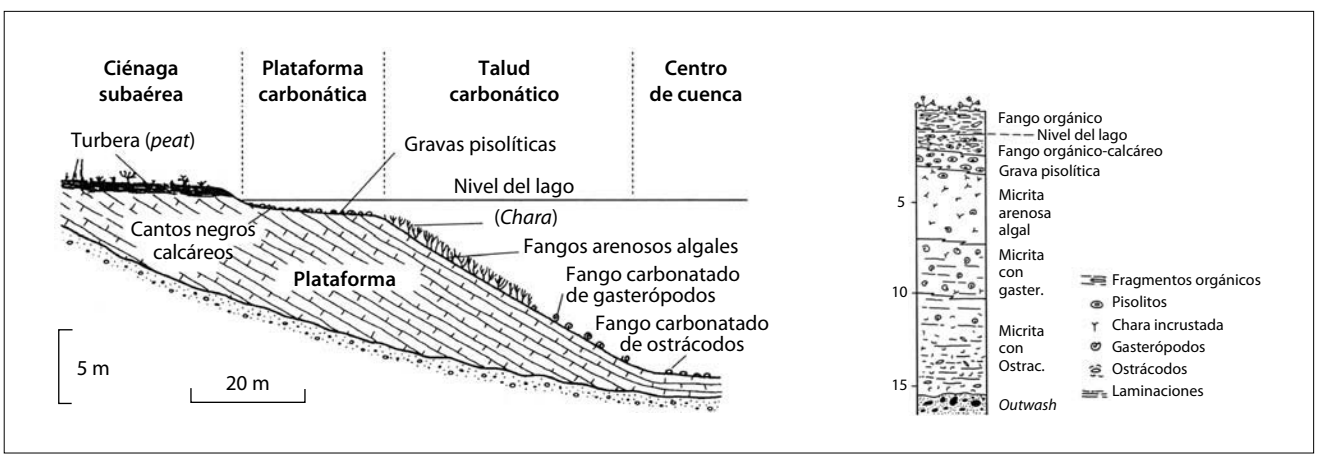


Figura 9.22. Modelo de sedimentación y secuencia de facies de progradación de un margen de plataforma carbonática, sin influencia significativa del oleaje. El modelo se realizó a partir del estudio del lago Littlefield en Michigan, Estados Unidos (Murphy y Wilkinson, 1980).

La separación de facies y modelos según nos encontremos en un margen de tipo rampa o de plataforma es una simplificación útil, pero en realidad es posible encontrar ambos modelos coexistiendo dentro del mismo lago en distintas zonas del litoral o incluso en el mismo transecto litoral. El lago Tanganyka suministra un buen ejemplo de esto (Cohen y Thouin, 1987; figura 9.23). El litoral comienza por presentar una morfología tendida en rampa sobre la que se extiende una densa pradera de carófitas a la que sucede hacia el interior un cinturón de

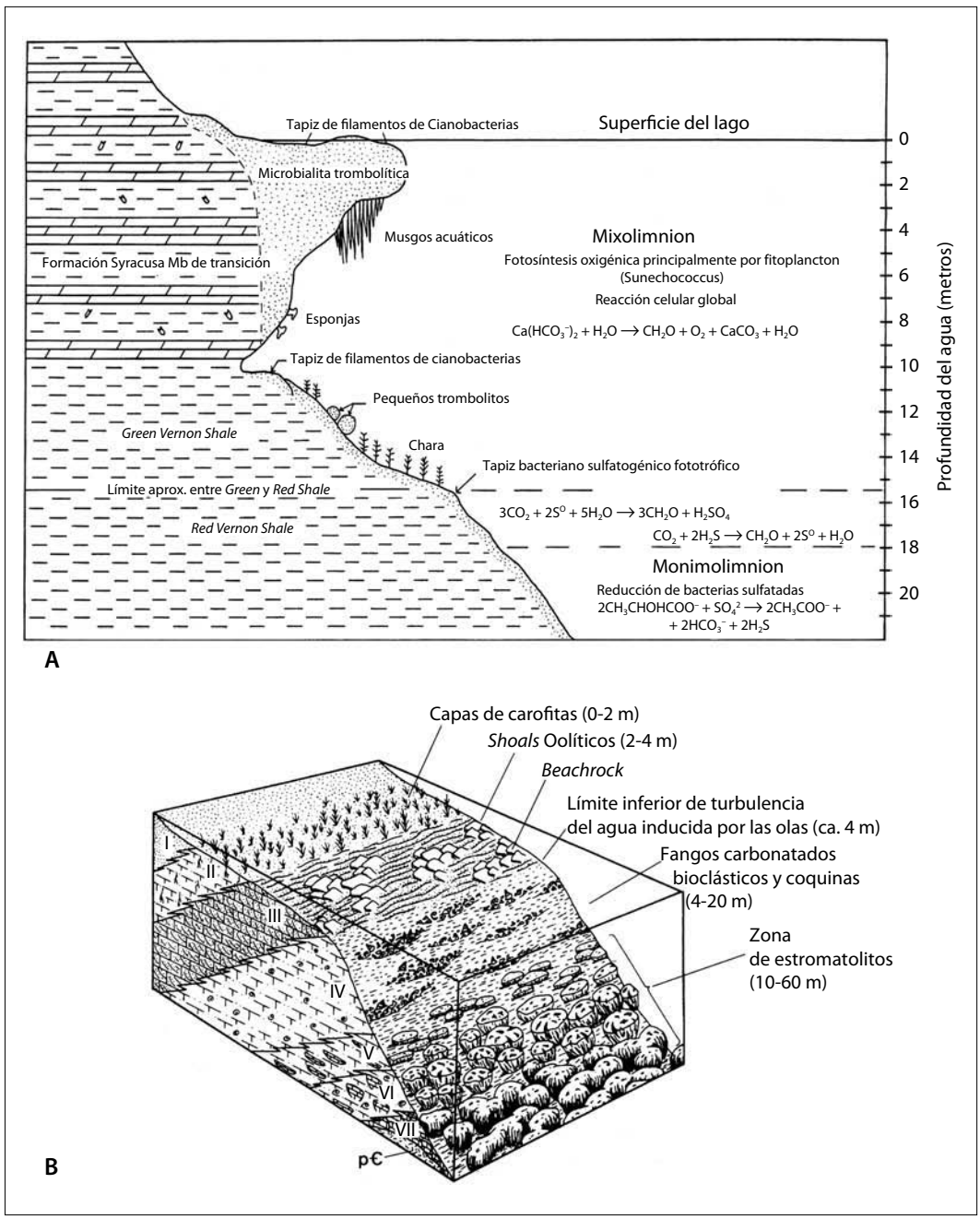


Figura 9.23. A. Corte esquemático de los ambientes litorales y sublitorales del margen del lago Green (Nueva York, Estados Unidos) en el que se puede observar tanto la estratigrafía y sedimentología local como la dinámica ecológica implicada en el crecimiento de biohermos y microbialitas de diferente tipo. Tomado de Thompson *et al.* (1990). B. Representación esquemática de la distribución de los sucesivos cinturones de facies carbonáticas en un sector litoral del lago Tanganyka. En el esquema se aprecia el desarrollo de una tupida red coalescente de biohermos similar a un arrecife a profundidades de hasta 60 m (Cohen y Thouin, 1987).

bajíos oolíticos batidos por el oleaje. Una ruptura en la pendiente nos sitúa a continuación sobre una plataforma progradante en la que se están acumulando fangos micríticos bioclásticos entre los que crecen biohermos. Es un ejemplo más, entre muchos otros, de las dificultades para confeccionar modelos de facies lacustres, que ya hemos mencionado.

El número de ejemplos de facies litorales de este tipo en lagos carbonático, salinos o mixtos, o asociadas a charcas en otros sistemas deposicionales es muy elevado. En España es posible encontrar un abanico muy amplio de ejemplos en el Cretácico inferior de la cuenca de Cameros y de distintos sectores de la cuenca Ibérica, de la Pirenaica o la Vasco-Cantábrica y en el relleno de prácticamente todas las cuencas terciarias.

La Formación Morrison de edad Jurásico superior (Dunagan y Turner, 2004) que ocupa una vasta extensión en el centro de los Estados Unidos, las facies del Purbeck y el Weald inglés (Jurásico superior a Cretácico inferior) (Allen y Wimbledon, 1991; Ross y Cook, 1995; Wright *et al.*, 2000; Radley, 2005), entre muchos otros, son ejemplos de referencia fuera de España.

Este tipo de facies también se están formando actualmente en las lagunas de las Tablas de Daimiel (Alonso Zarza *et al.*, 2006) y en las Everglades de Florida (Platt y Wright, 1992).

Bioconstrucciones

La presencia de bioconstrucciones de diverso tipo es muy frecuente en los litorales lacustres. En líneas generales se trata de construcciones realizadas por algas y cianobacterias, que en general se conocen como microbialitas, aunque distintos tipos de bacterias, hongos e incluso esponjas, pueden también bioconstruir.

Las formas más habituales que se encuentran son los oncolitos y los estromatolitos de morfologías variadas. Los oncolitos son bolas redondeadas que se producen por el crecimiento estacional de láminas concéntricas de cianobacterias a partir de un núcleo que puede estar formado por cualquier objeto (bioclastos, granos de arena, intraclastos). Precisan unas condiciones de agitación suave y son comunes a litorales lacustres, cursos fluviales y charcas de diverso tipo.

Los estromatolitos aparecen formando construcciones en láminas alternantes claras y oscuras, subparalelas, pero también pueden no presentar una diferenciación neta y estar formados por láminas criptocristalinas de calcita (leiolitas).

La formación de estromatolitos requiere un sustrato endurecido, bien sea un basamento rocoso, un pavimento de cantos, carbonatos cementados de tipo *beach-rock,* o sedimentos lacustres endurecidos por exposición subaérea y pedogénesis. Suelen crecer en las zonas más someras del litoral, en los primeros 10 a 25 m, ya que precisan de luz solar y oxígeno para crecer, aunque se conocen bioconstrucciones en profundidades de hasta 100 m (Kempe *et al.*, 1991).

En lagos con litorales amplios y variación batimétrica significativa se pueden formar biohermos dómicos o trombolitos de morfologías y tamaños muy variables.

Conocidos ejemplos de litorales lacustres con desarrollo de microbialitas son el lago Tanganyka (Cohen y Thouin, 1987) y el lago Green en el norte de Estados Unidos (Thompson *et al.*, 1990) (figura 9.23). En este último se ha reconocido además el crecimiento de esponjas asociadas a las microbialitas. En el lago Tanganyka los biohermos crecen hasta los 50 m de profundidad y llegan a alcanzar diámetros mayores de dos metros, formando una tupida red coalescente similar a un arrecife.

Además de luz, las microbialitas requieren la presencia de oxígeno al menos en la parte superior del tapiz vivo, mientras que la parte inferior suele ser anóxica, siendo la actividad de las bacterias anaerobias la que está íntimamente ligada a la litificación (Schultze-Lam *et al.*, 1996).

Crecen en todo tipo de lagos, independientemente del contexto climático, la salinidad y composición de las aguas y las dimensiones del cuerpo de agua.

Además de las microbialitas de distinto tipo, es habitual que se desarrollen tapices delgados de perifiton formados por bacterias de tipo variado, tanto sobre el sustrato como flotando a distintas profundidades de la lámina de agua. Estos tapices pueden llegar a cubrir incluso fondos con deficiencia de oxígeno o disaeróbicos. La salinidad y la alcalinidad extrema favorecen el desarrollo de microbialitas y de tapices bacterianos formados por cianobacterias adaptadas a condiciones extremas, donde la presencia de otros organismos está muy restringida y no encuentran competencia en la colonización del medio. Es muy frecuente ver tapices de este tipo flotando encima de la superficie de lagunas a las que suelen conferir coloraciones características en las que están precipitando sales a partir de una salmuera muy concentrada.

Por último, otro elemento menos frecuente, aunque también aparece en muchos litorales lacustres, son edificios tobáceos de diferente morfología y envergadura. Las tobas se forman en zonas con surgencias de agua hidrotermal, kárstica o simplemente de descarga del freático, enriquecida en carbonato que precipita alrededor de plantas y los restos vegetales que se encuentran en el entorno de la surgencia. Son muy frecuentes en sistemas fluviales y asociados a relieves y pendientes. En relación con lagos pueden aparecer en los márgenes supralitorales como construcciones en barrera o formando terrazas asociadas a los canales que alimentan el lago (Ordóñez *et al.* 2005; Valero Garcés *et al.*, 2008). En lagos adosados a fracturas, a favor de surgencias de agua en la pared definida por la fractura y hacia el interior del litoral lacustre, se encuentran tobas creciendo; en surgencias subacuáticas ricas en carbonato, éste puede precipitar dentro del cuerpo de agua sobre las plantas subacuáticas del entorno, formando pequeños montículos.

Ford y Pedley (1996) separaron como un tipo diferente las tobas en ambientes palustres y propusieron denominar tobas lacustres a los estromatolitos y en general las bioconstrucciones de cianobacterias en litorales lacustres someros, terminología que se continua usando (Valero Garcés *et al.*, 2008) actualmente.

Tradicionalmente se han denominado tobas a los edificios con forma piramidal que crecen en litorales lacustres de lagos salinos e hipersalinos aunque dado que la precipitación del carbonato parece que se realiza a favor de la actividad de bacterias y no de plantas, Ford y Pedley (1996) prefieren asimilar éstos a travertinos más que a tobas. Las construcciones piramidales de los márgenes del lago Mono en California, son probablemente el ejemplo más conocido de este tipo de formaciones.

Las tobas asociadas a la zona supralitoral y litoral son una fuente de sedimento detrítico carbonático que se acumula en el litoral.

Litoral lutítico-carbonático-evaporítico

Aunque ya se ha mencionado en repetidas ocasiones en relación con otros subambientes litorales y supralitorales, la presencia de sedimentos carbonáticos intercalados con lutitas y con evaporitas es algo muy común tanto en las llanuras fangosas y arenosas *(playas)* supralitorales como en los litorales de los lagos salinos, lagos de tipo *playa-lake* y en lagos áridos de grandes dimensiones, con o sin sedimentación de evaporitas (figura 9.24). Quepa señalar que en estos ambientes además de calizas es frecuente encontrar facies dolomíticas y que el desarrollo de las facies carbonáticas litorales es muy variable.

Si se trata de un margen de bajo gradiente en un lago somero, con oscilaciones del nivel del lago marcadas, lo más habitual es que se forme una sucesión agradante en la que se intercalan facies de carbonato entre facies lutíticas y facies de sales precipitadas o detríticas. Si el lago es de mayores dimensiones se pueden desarrollar márgenes más estables en los que se depositen facies de playas, barras calcareníticas, rampas y plataformas carbonáticas como las que ya se han descrito.

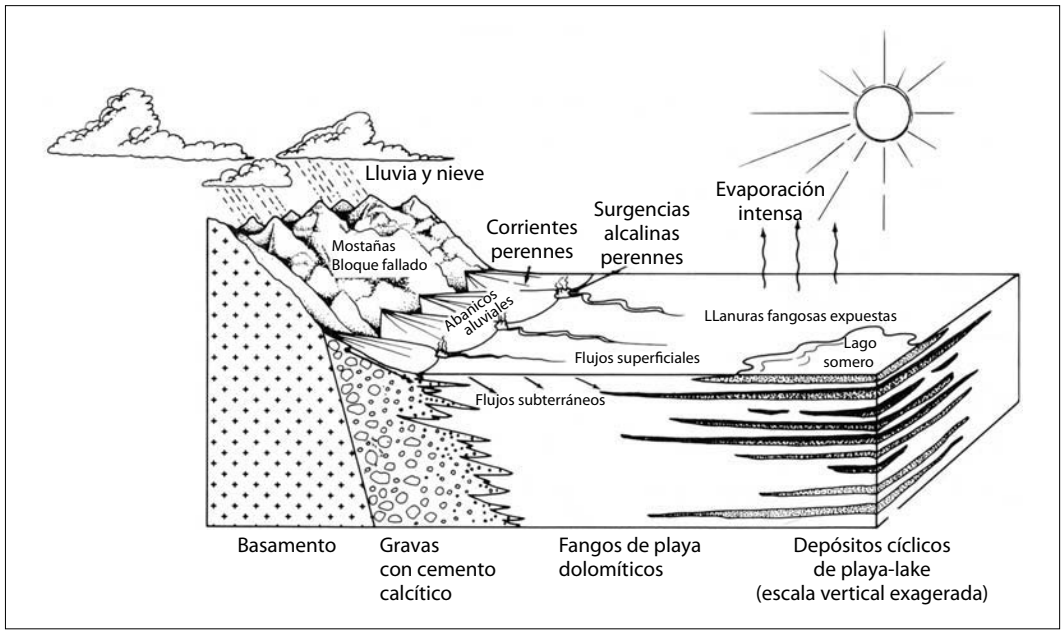


Figura 9.24. Modelo clásico de sistemas de abanicos aluviales (*playa) playa lake* salino de Eugster y Hardie (1978).

Dinámica ambiental y sedimentología de la zona sublitoral y el talud

La zona sublitoral corresponde con un cinturón de dimensiones e importancia muy variables que permanece siempre en condiciones subacuáticas, normalmente dentro del hipolimnion si el lago presenta estratificación térmica. Es fácil de definir en los lagos con talud o ruptura de pendiente hacia la zona pelágica o de cuenca, pero de límites más difíciles de precisar en lagos de gradiente suave con morfología de rampa, en los que se pasa insensiblemente de unos cinturones ambientales a otros. La parte baja del frente deltaico y el prodelta de los deltas litorales progradantes suelen formar también parte de este cinturón.

Es raro que en el estudio de sistemas lacustres fósiles y actuales se diferencie el sublitoral como tal, por dos razones fundamentales: las dificultades que existen para individualizarlo claramente en muchos lagos en los que el cambio ambiental desde el litoral a la cuenca se produce de forma muy gradual, y por no presentar facies y secuencias de facies tan características como las de los ambientes litorales o los típicos sedimentos laminados de la zona de cuenca. De alguna forma, es un cinturón ambiental y de facies transicional y así es como denominan Tucker y Wright (1990) y Platt y Wright (1991) a las facies que aparecen entre las de la parte alta (litoral) y la base (cuenca) de las secuencias modelo de facies progradantes de lagos carbonáticos.

El sublitoral puede estar fuera del alcance del oleaje pero verse afectado por oleaje de tormenta. Se encuentra aún dentro de la zona oxigenada, al menos durante la mayor parte del año, y por encima del monimolimnion si el lago presenta un fondo con estratificación permanente. En lagos someros mezclados, la zona central del lago puede compartir características de esta zona y de la zona de cuenca. Si las condiciones son adecuadas y el medio permanece oxigenado e iluminado pueden desarrollarse microbialitas de diverso tipo; un ejemplo lo constituyen los biohermos del lago Tanganyka descritos por Cohen y Thouin (1987) (ver el apartado anterior) que llegan a presentar una estructura similar a un arrecife, y que se encuentran en profundidades que corresponden ya al ambiente sublitoral.

La cantidad de macrófitos y vegetación acuática puede estar restringida, así como la diversidad bentónica; y no habrá plantas capaces de enraizarse, aunque pueden crecer praderas de carófitas.

El sedimento más abundante en esta zona son fangos arcillosos, limosos, margosos o micríticos que pueden tener cantidades variables de fracciones más gruesas. Suelen estar bioturbados y contener restos de organismos lacustres. La intensidad de la bioturbación, la abundancia y el tipo de organismos que viva en ella dependerá ya de las condiciones ambientales y ecológicas específicas para cada caso. Restos de plantas y cantidades variables de materia orgánica son también normales en las facies sublitorales.

El sedimento fangoso carbonático se puede producir en el mismo ambiente en el que viven las praderas de carófitas. Por el contrario los fangos arcillosos decantan a partir de flujos que o bien entran en el lago, o bien se producen en el litoral y a partir de *overflows* que durante un tiempo flotan en la superficie de la lámina de agua y decantan tanto sobre la zona sublitoral como de cuenca. Las facies fangosas pueden ser masivas si están muy bioturbadas, pero si la bioturbación es baja o muy escasa durante ciertos períodos de tiempo, pueden presentar un aspecto lajoso o con tendencia a laminarse en paquetes discretos de varios centímetros con límites más o menos irregulares.

Además de los fangos de diversos orígenes, es común que se depositen en el sublitoral capas de sedimentos más gruesos alóctonos transportados por *underflows*, corrientes turbidíticas y gravitacionales, tormentas, o debidos a la decantación de *interflows*. Normalmente se trata de arenas y calcarenitas aunque en lagos cuyas áreas sublitorales están relacionadas con fan deltas y deltas de gravas, pueden llegar a ser de tamaño grava fina.

Estos depósitos pueden aparecer en forma de varios tipos de facies diferentes. Las tempestitas son depósitos formados por capas gradadas de arenas o calcarenitas que terminan en una superficie ondulada con estructuras *hummocky* o *swaley*. Los *underflows* y los flujos turbidíticos suelen dar lugar a capas de arenas o calcarenitas masivas o gradadas de poco espesor, en ocasiones con secuencias completas o parciales de Bouma. Pueden ser también simplemente niveles formados por fragmentos de bioclastos e incluso oolitos litorales acumulados durante tormentas o por exceso de sedimento en una pendiente inestable. Si el área sublitoral presenta un gradiente alto son comunes los *slumps* originados por inestabilidad del sedimento. El propio sublitoral puede también verse sometido a la desestabilización de sus sedimentos, formándose *slumps* y flujos gravitacionales que se desplazarán hasta la zona de cuenca o quedarán asociados al talud.

Dependiendo de su morfología, esencialmente de su pendiente, el talud lacustre puede presentar depósitos asociados o actuar como zona de *by-pass* de sedimentos. Los depósitos asociados al talud se forman a partir flujos gravitacionales y se acumulan sobre el propio talud o al pie de éste, de forma más o menos organizada. Los taludes de grandes lagos pueden estar disectados por cañones que se rellenan de turbiditas y *underflows,* o que actúan como vía de transferencia de sedimentos hacia lóbulos y abanicos turbidíticos que se extienden sobre la zona de cuenca.

Dinámica ambiental y sedimentología de la zona pelágica o de cuenca

La zona pelágica o de cuenca lacustre coincide aproximadamente con la zona central (dependiendo de la morfología del lago) y más profunda. Suele ser plana y quedará claramente definida siempre que exista una ruptura de pendiente o un talud marcado bajo la zona sublitoral; de lo contrario, puede presentar un tránsito gradual con la zona sublitoral. En lagos sin talud y en lagunas o lagos someros o sin estratificación de la columna de agua, la zona sublitoral y la zona de cuenca pueden constituir un único cinturón ambiental.

La cuenca está fuera del alcance del oleaje normal y sólo excepcionalmente en lagos y lagunas más someros, queda al alcance del oleaje de tormenta. Se encuentra normalmente den-

tro del hipolimnion, si el lago está térmicamente estratificado, y del mixolimnion en lagos meromícticos que mantienen una estratificación permanente debido a la elevada densidad de sus aguas más profundas. Es, por tanto, un ambiente que puede ser anóxico y reductor de forma estable o durante parte del tiempo que dure el ciclo completo de estratificación y mezcla de la columna de agua. Si la profundidad es suficiente será también afótico y la diversidad bentónica se encontrará muy restringida, tanto por la falta de luz como de oxígeno, por lo que la bioturbación será nula o escasa.

Los procesos sedimentarios dominantes serán la decantación y la precipitación pelágica a partir de la lámina de agua. La decantación de los sedimentos en suspensión ocurre de forma pasiva o favorecida por la floculación de las partículas que produce la actividad del zooplancton pelágico.

Si a estos procesos sedimentarios se une la ausencia de bioturbación sobre los depósitos el resultado es la acumulación de depósitos laminados característicos, de aspecto varvado, que son de alguna forma los más representativos de este cinturón ambiental o al menos los más conocidos y descritos. Los depósitos a partir de *underflows,* turbiditas aisladas o lóbulos turbidíticos bien desarrollados, completan a grandes rasgos el espectro de facies ligadas a la cuenca.

Sedimentos laminados

Los procesos de decantación y precipitación son los dominantes en la formación de los sedimentos de cuenca. Estos procesos ocurren en el tiempo de forma discreta de manera que la estructura primaria es laminada. Dado que en general el ambiente de cuenca tiende a favorecerlo, esta laminación suele preservarse. Sin embargo existen diversos tipos diferenciables tanto por la composición del sedimento como por los mecanismos concretos que los forman.

En general, los sedimentos laminados suelen estar compuestos por sedimento siliciclástico fino, arcillas y limos, carbonatos de mineralogía variable, materia orgánica alóctona o autóctona, y fangos orgánicos formados enteramente por restos esqueléticos de algas como las diatomeas, u otros organismos planctónicos. A diferencia del medio marino, el zooplancton lacustre carbonático es prácticamente inexistente, pero la riqueza en iones bicarbonato y carbonato de las aguas lacustres y la abundancia de algas, plantas y animales que viven en medios litorales capaces de producir carbonato, permite que éste sea un componente casi ubicuo, aunque en proporciones muy variables, en los sedimentos del fondo.

Como ya se explicó anteriormente su mineralogía es indicativa de las condiciones de salinidad de las aguas; la calcita rica en magnesio y el aragonito indican salinidades más altas que la calcita baja en magnesio. Las láminas discretas de carbonato indican generalmente procesos de precipitación química a partir de la lámina de agua, bien por saturación de las aguas, subida en la temperatura de las mismas, o por precipitación bioinducida en momentos de explosión o *blooms* de determinadas algas o macrófitos que se encuentran en zonas más someras o en la superficie del agua. Estos *blooms* pueden generar lo que se conocen como *whitings,* un fenómeno que hace que la superficie de la lámina de agua adquiera un color blanco lechoso debido a la precipitación masiva de carbonato que acaba decantando sobre el fondo para formar una lámina de sedimento. En algunos lagos este proceso puede llegar a formar la totalidad de los sedimentos de cuenca que estarían compuestos por carbonatos de tipo *chalk,* como los descritos por Arribas *et al.* (2004) para el Paleógeno de la cuenca de Madrid.

Un fenómeno similar de origen biológico es el que lleva a la formación de láminas de composición silícea que están íntegramente compuestas por frústulas de diatomeas. En este caso, la población de algas diatomeas alcanza en determinados momentos una tasa de producción máxima de individuos, que conduce en poco tiempo a una alta mortalidad al reducirse

los nutrientes disponibles. Los restos esqueléticos acaban decantando sobre el fondo para formar una capa de sedimento.

El sedimento clástico fino puede tener varios orígenes, aunque en términos de procesos se acumula siempre por decantación. Una parte procede de lo que el viento transporta. El sedimento eólico más grueso puede decantar directamente o en muy poco tiempo sobre el fondo, mientras que las partículas más finas quedan en suspensión, flotando sobre el agua, durante lapsos temporales más prolongados antes de depositarse sobre el fondo. La mayor parte suele proceder de las descargas de sedimento detrítico siliciclástico que entran en el lago. Si el flujo es hipopícnico, la carga más fina queda directamente en suspensión formando una pluma de sedimento sobre la superficie del agua, a la que se conoce como *overflow* y que finalmente decantará sobre el fondo lacustre. También puede quedar atrapada en el metalimnion o en la termoclina a modo de *interflow,* decantando sobre el fondo al mezclarse la columna de agua. Si el flujo es hiperpícnico la parte gruesa de la carga queda sedimentada en el litoral, en los deltas o en cualquier otro ambiente de los ya descritos, llegando lo más fino hasta los prodeltas o hasta la zona de cuenca en forma de *underflows* y de flujos turbidíticos más o menos diluidos.

En cuanto a la acumulación de materia orgánica, ya nos referimos a ella en el apartado dedicado a la físico-química orgánica de lagos. Como ya se explicó, ésta puede tener un origen alóctono y ser en su mayor parte vegetal, llegando al fondo del lago transportada desde áreas externas; o ser autóctona, es decir, formada a partir de algas y plancton lacustre fundamentalmente. En algunos lagos puede acumularse en grandes cantidades mezclada con pequeñas proporciones de sedimento detrítico fino llegando a formar unas facies que se conocen como *oil-shales* o sapropeles, que pueden convertirse en roca madre de hidrocarburos. A los lagos en cuyos fondos se forman estas facies se les suele llamar lagos orgánicos.

Todo este tipo de láminas constituirán en sí mismas distintas facies, a las que llamaremos elementales. Sin embargo, existen varias formas en las que estas facies pueden sucederse o agruparse (figura 9.25), y que serán diagnósticas de las condiciones ambientales de la zona de cuenca y de otros parámetros ambientales que condicionan la dinámica del lago.

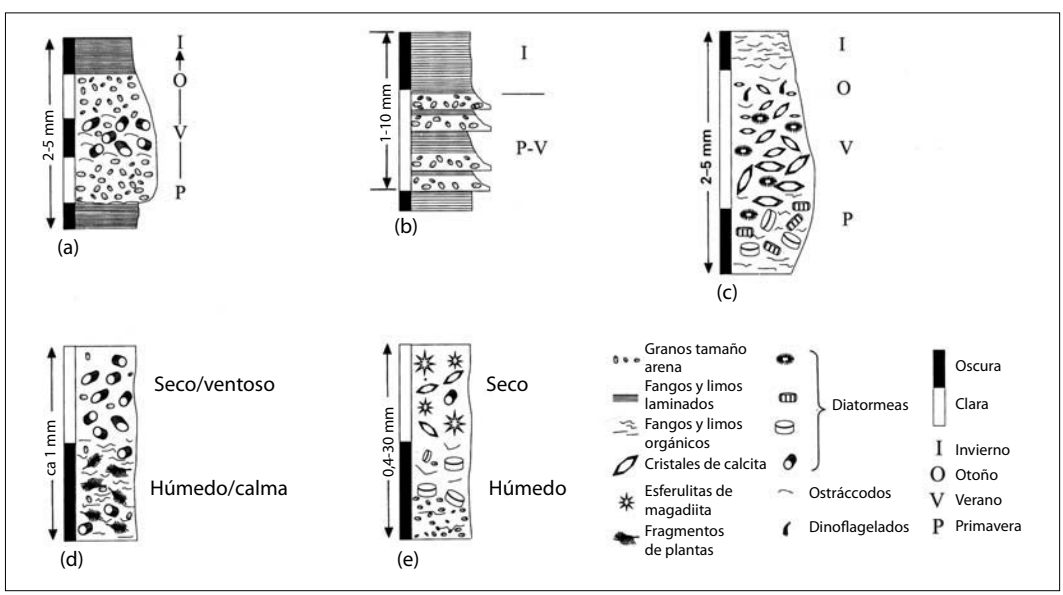


Figura 9.25. Diferentes tipos de ritmitas constituidas por láminas con distintas composiciones y texturas que reflejan variaciones estacionales o ciclos climáticos de diverso rango temporal. (a) Varvas del lago subártico sueco. (b) Varvas de un lago glacial. (c) Varvas no glaciares de un lago templado de aguas duras, lago Zurich. (d) Varvas no glaciares de un lago tropical, lago Malawi. (e) Ritmitas del Pleistoceno superior del lago Magadi, Kenia, en las que cada doblete representa de dos a tres años de sedimentación. Tomado de Talbot y Allen (1996).

Una de las formas más característica de organización es formando lo que se conocen como ritmitas. Las ritmitas están formadas por una sucesión de dos o tres términos de facies elementales (dos o tres tipos de láminas) que se repiten rítmicamente. Esta ritmicidad en la sucesión de láminas revela la repetición cíclica de una serie de procesos: son ciclos de cambio ambiental. Estos ciclos responden a una periodicidad temporal en los procesos cuya regularidad puede ser variable, pudiéndose además reconocer ciclos a distintas escalas temporales.

El ejemplo más conocido de ritmitas son las varvas glacio-lacustres: dobletes de láminas formados por una lámina oscura y una clara, en los que cada ciclo o doblete corresponde a un año. Estas varvas son características de lagos en zonas glaciares, alpinas y templadas que tienen una estacionalidad muy marcada. Durante la estratificación invernal del agua, en la que el entorno permanece helado y no hay descarga de sedimento detrítico en el lago se forma una laminita oscura de arcillas producto de la decantación del material fino que pueda haber en suspensión en la lámina de agua. Cuando se produce el deshielo y llega al lago la descarga fluvial puede llegar hasta el fondo material más grueso limoso o algo arenoso que produce una lámina clara. A estas dos láminas en algunos casos puede añadirse una tercera si en algún momento del año, normalmente en la mezcla del otoño, se produce un *bloom* algal que desemboca en la formación de una lámina de fango biogénico.

Aunque las varvas son un ejemplo muy conocido, existen muchos otros mecanismos que conducen a la formación de laminación rítmica y cíclica (Glenn y Kelts, 1991). Muchos de estos ciclos están íntimamente relacionados con los ciclos de estratificación y mezcla de la columna de agua, pero existen otros ciclos ambientales que pueden producir efectos similares. Ciclos de máxima productividad orgánica y de nutrientes, que pueden llevar a la alternancia de láminas de carbonatos, de diatomeas o de materia orgánica, con siliciclásticos finos. Ciclos de máxima y mínima descarga estacional de sedimentos. Ciclos de oxidación-reducción sobre el fondo. Ciclos de variación de la lámina de agua que cambia la hidroquímica del lago. Ciclos de máxima y mínima insolación. Todos estos ciclos no tienen necesariamente duraciones anuales y en cada caso habrá que determinar las causas y la dinámica concretas, que deben deducirse a partir de la composición del sedimento. De forma más o menos directa estos ciclos suelen estar relacionados con el clima, y la determinación de su mecánica y su periodicidad puede aportar gran cantidad de información en las reconstrucciones paleoclimáticas.

Aunque la dinámica cíclica afecta a todo el lago, es en la zona de cuenca, donde debido a sus características, puede quedar mejor registrada. Por un lado, porque la ausencia de otros procesos físicos generadores de sedimentos hace que las facies acumuladas en el fondo reflejen directamente la dinámica del cuerpo de agua lacustre. Por otro lado, es la zona en que se pueden dar las condiciones necesarias para preservar ordenadamente los productos de estos procesos, que ocurren de forma cíclica o, al menos, repartidos de una forma discreta en el tiempo. Como ya se mencionó brevemente con anterioridad, la conservación de la laminación requiere reunir varias condiciones ambientales, de manera que el depósito no sufra alteraciones de su estructura y textura original.

- No debe haber bioturbadores, lo cual se favorece cuando la capa de agua del fondo y/o el sedimento se encuentra bajo condiciones anóxicas o subóxicas.
- No debe haber corrientes en el fondo y éste debe estar por debajo del alcance del oleaje.
- El fondo debe ser totalmente plano, de manera que no se produzcan fenómenos de deslizamiento o *slumping*.
- Si la tasa de sedimentación es alta se favorece la conservación de la laminación, ya que el sedimento queda rápidamente fuera del alcance de cualquier proceso perturbador.

- No deben ocurrir de forma frecuente fenómenos sísmicos o episodios de liberación de burbujas y bolsas de gas como el metano, que producen licuefacción, fluidificación y en general deforman el sedimento.

Todas estas condiciones apuntan a que la mayor parte de los sedimentos laminados deben en general formarse en los fondos anóxicos de lagos estratificados de cierta profundidad. Sin embargo existen mecanismos que pueden generar anoxia en el fondo de lagos someros no estratificados (Jewell, 1992), y es bastante común que se conserve laminación en los depósitos de las áreas centrales de lagos salinos independientemente de su profundidad, tratándose, bien de láminas sucesivas de sales de igual o diferente composición, o de alternancias de láminas de fangos ricos en materia orgánica y láminas de evaporitas.

Si las condiciones requeridas no se reúnen, los sedimentos no conservarán su laminación completamente, aunque los procesos de formación sean similares a los descritos. En estos casos es posible encontrar facies lajosas o tableadas con una continuidad lateral variable de las láminas y capas.

Los depósitos laminados de la zona de cuenca, rítmicos o no, suelen alternar con turbiditas aisladas o *underflows* que ya hemos mencionado. Estos niveles suelen ser fácilmente distinguibles de las láminas que constituyen la sedimentación normal, por su diferente composición y su estructura interna. Normalmente se trata de capas de sedimento más grueso, masivas o con gradación positiva, pueden ser siliciclásticas o calcareníticas y pueden contener restos vegetales.

Otros tipos de depósitos producidos por eventos pueden aparecer alternando con la sedimentación normal; un ejemplo muy frecuente es la presencia de niveles piroclásticos y de cenizas volcánicas. También pueden aparecer *slumps* o depósitos deslizados desde áreas más someras intercalados entre los sedimentos de cuenca.

Existen varios ejemplos muy conocidos en el registro de sedimentos lacustres laminados, tanto siliciclásticos como carbonáticos. En general los más conocidos lo son no sólo como facies lacustres sino porque albergan yacimientos paleontológicos relevantes. Las mismas condiciones que favorecen la preservación de la laminación pueden favorecer la conservación de restos de organismos lacustres, que suelen mostrar una preservación excepcional, por el grado de articulación y por la conservación de estructuras orgánicas blandas que raramente fosilizan. Entre los muchos ejemplos señalaremos los sedimentos laminados, siliciclásticos y salinos, y los fósiles del Supergrupo Newark de edad triásica, en el este de los Estados Unidos (Olsen, 1984, 1986, 1990; Smoot y Olsen, 1994; Gore, 1994); los sedimentos siliciclásticos y volcanoclásticos que contienen la biota Jehol de la Formación Yixian del Cretácico inferior en China (Zhou *et al*., 2003; Fürsich *et al*., 2007); y los de las *oil-shales* de la Formación Green River del Eoceno en el centro-oeste de Estados Unidos (Eugster y Surdam, 1973; Ferber y Wells, 1995; Smith *et al*., 2008). En España hay también varios yacimientos asociados a laminitas dignos de mención: el yacimiento de Las Hoyas, de la Formación La Huérguina, en el Cretácico inferior de la Serranía de Cuenca (Fregenal Martínez y Meléndez, 2000; Sanz *et al*., 2001), en el que los fósiles se encuentran preservados en calizas finamente laminadas (figura 9.26); los yacimientos del Cretácico inferior de la sierra del Montsec en Lérida (Martínez Delclòs, 1995), también de carbonatos; y los yacimientos del Mioceno de la cuenca de Rubielos de Mora en Teruel (Anadón *et al*., 1988, 1989; Montoya *et al*., 1996) en los que los fósiles están preservados en ritmitas formadas por siliciclásticos finos y carbonatos.

Los depósitos laminados de los lagos actuales son probablemente el tipo de sedimento lacustre más estudiado en la última década, ya que son uno de los archivos de la evolución climática reciente y paleoclimática más resolutivos que se han encontrado. La literatura especializada está repleta de estudios sobre los depósitos acumulados en el fondo de lagos actuales en todo tipo de contextos y entornos climáticos. Aunque las razones para ello se pueden de-

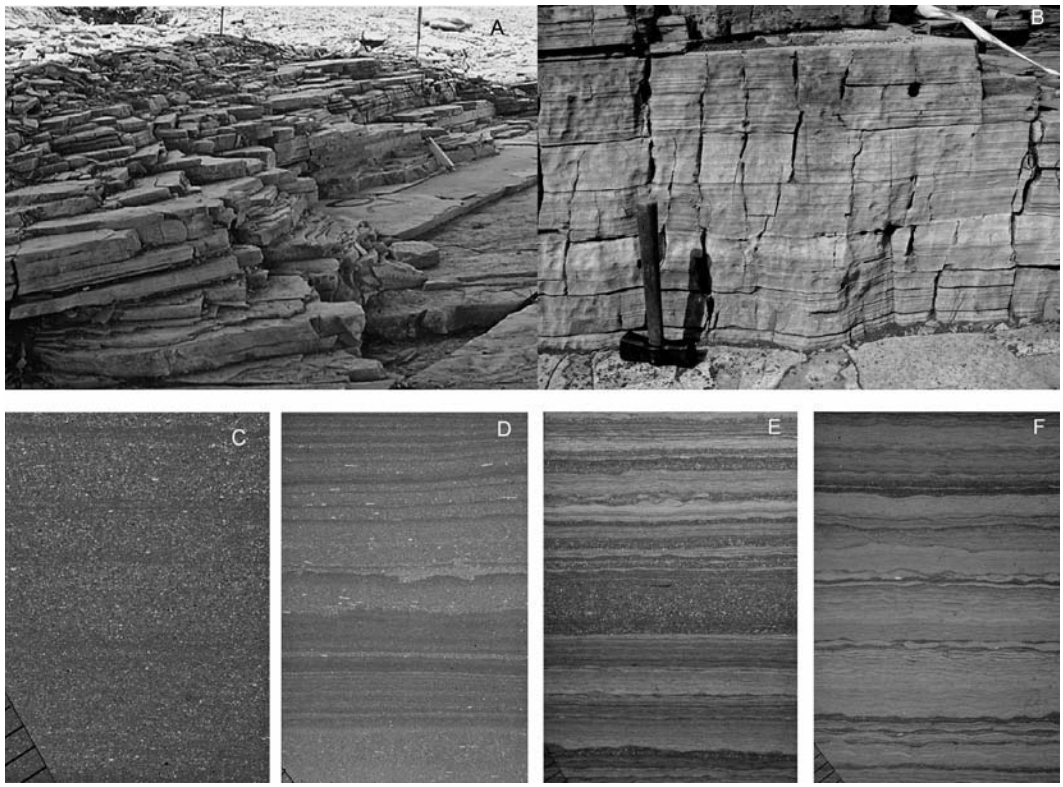


Figura 9.26. A y B: Aspecto de campo de las calizas laminadas formadas en ambiente de cuenca lacustre del yacimiento de Las Hoyas (Formación Calizas de La Huérguina, Barremiense de la Serranía de Cuenca). C a F: Microfacies de las mismas calizas laminadas. División de la escala = 1 mm. C: Depósitos formados a partir de episodios discretos de decantación de sedimento en suspensión en la columna de agua. D. Sucesión de niveles gradados depositados a partir de underflows. E y F. Distintos aspectos de láminas constituidas por mosaicos criptocritalinos de calcita, correspondientes a microbialitas formadas a partir de tapices bacterianos, que alternan con niveles formados por decantación. En F las láminas constituidas por microbialitas dominan sobre las de decantación.

ducir de lo que se ha explicado sobre la dinámica ambiental y la sedimentación en la cuenca lacustre, señalaremos dos razones especialmente relevantes. En primer lugar se trata de un ambiente en el que la probabilidad de que ocurran procesos erosivos es mínima, por lo que en general son registros muy continuos y completos; su organización estratigráfica interna es sencilla, ya que se trata de depósitos agradantes que tienen en general una gran continuidad lateral. Por otro lado al tratarse fundamentalmente de depósitos que se forman por decantación y precipitación a partir de la columna de agua, su estudio mineralógico y geoquímico aporta una cantidad de información paleolimnológica, sobre la hidroquímica y físico-química de las aguas y otras variables íntimamente relacionadas con el clima. Existe una serie de aspectos que facilitan una exhaustiva interpretación paleoambiental en general y paleoclimática en particular. Entre otros muchos datos se pueden mencionar: las asociaciones palinológicas que contienen las láminas, las asociaciones de plancton, esencialmente diatomeas, la persistencia de la laminación o la relación y posición de conjuntos laminados y no laminados que reflejan variaciones en la estratificación de las aguas. Por último, estos depósitos pueden tener un marcado carácter rítmico cuya ciclicidad está en gran parte controlada por variables climáticas. Además se pueden datar con relativa facilidad.

Las posibilidades de aplicar las técnicas de estudio existentes con buenos resultados disminuyen conforme los depósitos van siendo más antiguos, al ir siendo más compleja su datación y al haber sufrido éstos transformaciones diagenéticas relevantes.

Dado el elevado número de ejemplos que existen no es fácil indicar al lector las referencias más adecuadas. El *Journal of Paleolimnology* es una publicación especializada en la que puede encontrarse un gran volumen de estudios de este tipo.

Un trabajo reciente que puede ser útil para hacerse una idea de la metodología que se utiliza en este tipo de estudios es el de Sáez *et al.* (2007b) realizado en el lago Chungará en el Altiplano de Chile, ya que integra perfiles sísmicos, el estudio sedimentológico de testigos de sondeos tomados en distintas zonas del lago, dataciones, datos palinológicos y análisis mineralógicos para reconstruir la evolución ambiental del lago durante el Holoceno. Este trabajo se complementa con el de Moreno *et al*. (2007) en el que se realiza un análisis geoquímico detallado de los sedimentos del mismo lago.

En Filippi y Talbot (2005) se puede encontrar una buena reconstrucción paleolimnológica del lago Malawi basada en la geoquímica de la materia orgánica contenida en los sedimentos laminados de su cuenca, que abarca los últimos 25 ky. Russell *et al.* (2003) ofrecen una reconstrucción que abarca los últimos 11 ky del lago Edward, situado en la rama occidental del *rift* africano, basada en datos sedimentológicos y geoquímicos. Por último Felton *et al.* (2007) han publicado el más completo y reciente estudio de reconstrucción paleoclimática de los últimos 60 ky a partir de los sondeos de la cuenca profunda del lago Tanganyka, integrando múltiples datos geoquímicos y sedimentológicos.

Hemos mencionado algunos de los estudios más recientes como exponentes de este campo de investigación, pero no podemos terminar sin mencionar los estudios seminales ligados al trabajo y la figura del Dr. Kerry Kelts. Al Dr. Kelts y sus colaboradores se deben el desarrollo metodológico y las líneas fundamentales de lo que actualmente es un área de investigación, la Limnogeología, que implica a miles de científicos y magnitudes millonarias de inversión por su relación con el problema del cambio climático. Su aportación no sólo abarcó el estudio de sistemas actuales, sino que sus avances fueron esenciales en el conocimiento del registro fósil de los sistemas lacustres. Sirvan como ejemplo de su obra y su legado, entre muchísimos otras, las siguientes citas: Kelts y Hsü (1978, 1980); Hsü y Kelts (1970, 1978, 1985), Kelts (1978, 1988); Eugster y Kelts (1983); Kelts y Talbot (1990); Glenn y Kelts (1991); Kelts y Gierlowski-Kordesch (1993); Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994a, 2000a).

Turbiditas, lóbulos turbidíticos y ondas de fango

Hemos mencionado en reiteradas ocasiones que los niveles de sedimentos producidos a partir de corrientes turbidíticas y *underflows,* intercalados esporádicamente con los sedimentos de la cuenca son muy comunes en todo tipo de lagos.

Los *underflows* que transportan fangos pueden llegar a constituir en algunos casos la mayor parte de los sedimentos del ambiente de cuenca, especialmente si el lago recibe continuadamente grandes cantidades de sedimento de grano fino y domina el flujo hiperpícnico por ligeras diferencias en la salinidad de las aguas. Mientras que las corrientes turbidíticas ocurren durante lapsos temporales limitados aunque repetitivos, las corrientes de *underflow* pueden ser muy persistentes y continuas, tanto en el espacio como en el tiempo, siendo por tanto una fuente de suministro constante de sedimento que cubrirá grandes áreas de la cuenca lacustre.

Es frecuente que turbiditas y *underflows* aparezcan con más regularidad en aquella parte de la cuenca que hacia el litoral esté relacionada lateralmente con sistemas deltaicos o fan deltas; o que se formen acumulaciones importantes de arena distribuidas sobre áreas extensas de la cuenca en momentos de descargas clásticas de gran magnitud ligadas a inundaciones; esto ocurre en algunos lagos alpinos suizos (Sturm y Matter, 1978; Kelts y Hsü, 1980).

Algo menos frecuente es que se desarrollen lóbulos y abanicos turbidíticos con canales estables y *levees*, similares a los marinos, sobre el fondo del lago, aunque existen varios ejemplos notables descritos en sistemas actuales y en el registro fósil, siempre ligados a lagos de grandes dimensiones y profundidad.

La formación de estos abanicos parece estar relacionada con dos factores: la presencia de deltas que reciben descargas altas y que el gradiente topográfico del lago sea alto, viéndose especialmente favorecido el fenómeno por una ruptura de pendiente marcada, esto es, la presencia de un talud entre el cinturón litoral y sublitoral, y la cuenca.

Los lóbulos y abanicos turbidíticos pueden formarse en situaciones relativamente someras inmediatamente por debajo y en conexión con prodeltas, sobre el propio talud si su pendiente lo permite, en la salida de cañones que cortan el talud y sobre áreas de extensión variable en el fondo plano de la cuenca.

Debajo de los principales edificios deltaicos, el talud del lago Malawi está cortado por varios cañones rellenos parcialmente por depósitos de *underflows* y turbiditas (Scholz y Rosendahl, 1990), habiéndose formado lóbulos turbidíticos a la salida de estos cañones.

En el extremo sur del lago Tanganyka la alimentación permanente por corrientes turbidíticas y *underflows* de la zona que se encuentra bajo el talud a 500 m de profundidad y que se corresponde con un escarpe de falla, ha dado lugar a la formación de cuerpos sedimentarios con forma de ondulada, internamente laminados y compuestos mayoritariamente por fango.

Son también conocidos los sistemas turbidíticos del lago Baikal (Nelson *et al.*, 1999), en cuyo fondo coexisten varios tipos de abanicos turbidíticos. La morfología y las facies de estos abanicos están ligadas a la morfología de la cuenca y al tipo de sistema alimentador de sedimentos, a su vez, muy controlado por la tectónica. El espectro de sistemas abarca múltiples pequeños lóbulos no canalizados de sedimentos gruesos, ligados a los fan deltas de los márgenes abruptos fallados del lago y formados al pie de los escarpes. Ligados a los deltas construidos sobre el margen no abrupto del lago aparecen abanicos bien estructurados con canales, *levees* y una zonación en abanico interno y externo, formados por sedimento arenoso fino y fangos. Junto a la existencia de canales axiales profundos, ligados a las estructuras tectónicas, se forma una serie de lóbulos axiales alargados perpendicularmente respecto a los dos anteriores, alimentados por ellos y compuestos esencialmente por fangos.

En el registro fósil hay también varios ejemplos significativos. Buatois y Mángano (1995) describieron dos tipos de lóbulos turbidíticos en las sucesiones lacustres de la Formación Agua Colorada, en el Carbonífero de la cuenca del Paganzo en Argentina (figura 9.27). Los lóbulos se formaron en un lago post-glacial profundo y de grandes dimensiones. Ambos tipos de lóbulos están relacionados lateralmente con un sistema deltaico, correspondiendo respectivamente a la sedimentación en abanicos no canalizados situados bajo el talud, y a lóbulos formados sobre el propio talud, directamente conectados con el delta situado en una posición más somera. En ambos casos se reconocen las características típicas de las turbiditas, esto es, arenas organizadas en secuencias de Bouma bien diferenciadas y capas de arenas masivas con abundantes marcas de corriente en la base, y abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria. Los lóbulos situados sobre el talud presentan, además, estructuras sedimentarias de tipo *swaley* y *hummocky* debidas al retrabajamiento de los depósitos por el oleaje de tormenta.

La cuenca lacustre Bohai Bay (China), de edad Paleógeno y Neógeno, presenta un caso especialmente interesante (Zhang, 2004), ya que gran parte de su relleno está formado por depósitos de cuenca laminados ricos en materia orgánica. Estos constituyen la roca madre de petróleo que ha migrado hasta acumularse en múltiples cuerpos discretos de arenas de hasta 25 m de espesor e intercalados entre los sedimentos finos, y que se corresponden con lóbulos

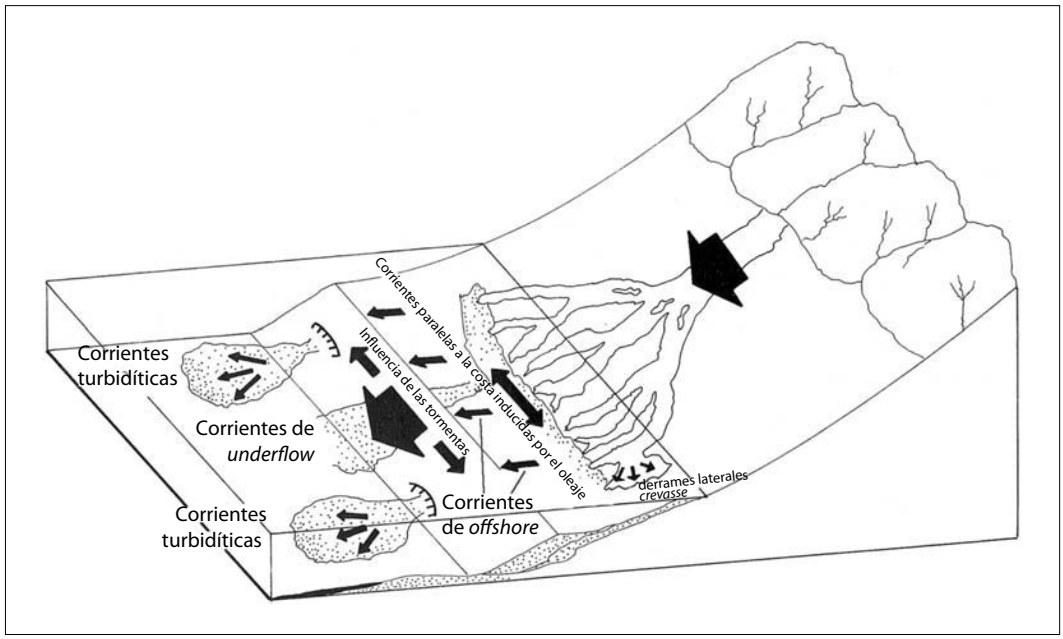


Figura 9.27. Modelo idealizado de reconstrucción de un sistema lacustre profundo con desarrollo de abanicos turbidíticos, realizado para las sucesiones lacustres de la Formación Agua Colorada, en el Carbonífero de la cuenca del Paganzo en Argentina por Buatois y Mangano (1995).

turbidíticos relacionados lateralmente con sistemas deltaicos (figura 9.28). La cuenca contiene hasta 60 millones de toneladas de petróleo actualmente en explotación.

Otro caso del registro conocido son los sistemas turbidíticos miocenos de la cuenca Panonian en Hungría y Croacia, apareciendo en diferentes áreas de la cuenca, tanto abanicos canalizados y bien estructurados sobre el fondo plano de la cuenca (Juhász *et al.*, 1997), como pequeños lóbulos ligados directamente a las terminaciones distales de los prodeltas, canalizados y formados por arenas, pero sin una estructuración marcada (Kovácic *et al.*, 2004).

Además de los lóbulos y abanicos turbidíticos, en algunos grandes lagos actuales se han descrito cuerpos de arena y fango lobulados y con techos ondulados; internamente están laminados o formados por arenas finas sin matriz fangosa, con estratificaciones cruzadas con bases y techos netos, que se han interpretado como depósitos debidos a corrientes de fondo. Estas corrientes serían de alguna forma equivalentes a las corrientes contorníticas que circulan por los fondos oceánicos. Aunque en algún caso podrían ser corrientes termohalinas como las marinas, los *seiches* y olas de grandes dimensiones producidas por tormentas podrían ser un origen más probable para estas corrientes. Éstas transportarían o bien retrabajarían *in situ* sedimento más grueso depositado previamente sobre el fondo por corrientes turbidíticas. Johnson *et al.* (1980) interpretan de esta manera algunos depósitos arenosos situados a más de 200 m de profundidad en el lago Superior.

Microbialitas

La formación de tapices microbianos o bacterianos a diversas profundidades de la columna de agua y sobre el fondo de la cuenca es otro proceso frecuente en los lagos. Estos tapices pueden estar formados por diversos tipos de bacterias o cianobacterias y suelen crecer flotando en la superficie de la lámina de agua; dentro de la columna de agua, preferentemente en la termoclina, el metalimnion o la quimioclina, o incluso sobre el fondo. Los tapices que se forman en la superficie del agua suelen ser cianobacterianos, mientras que el abanico de condi-

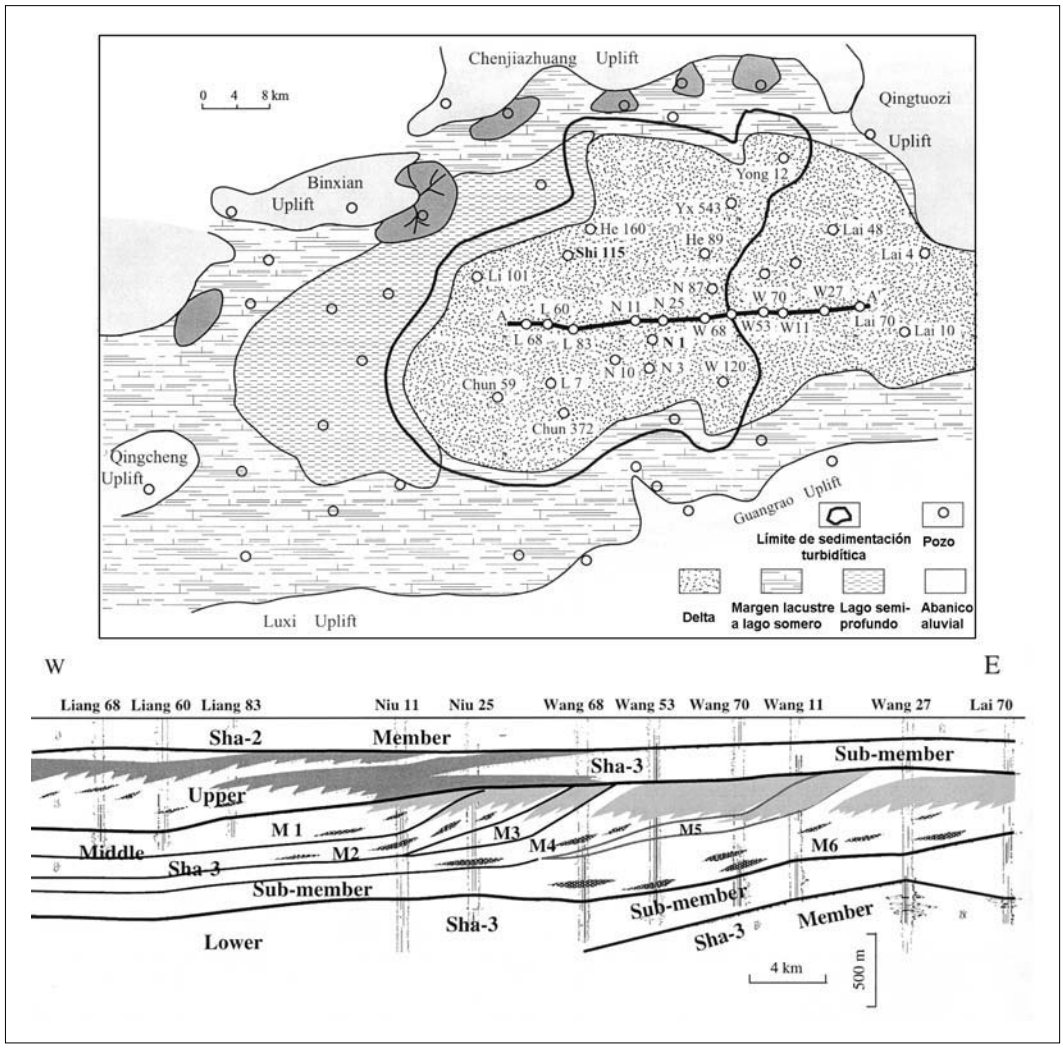


Figura 9.28. Mapa de facies y corte esquemático del mismo, que ilustran la progradación un sistema deltaico y el área de formación de lóbulos turbidíticos en la zona de cuenca lacustre a expensas de los sedimentos deltaicos. El sistema forma parte de la Formación Shahejie de edad Eoceno-Oligoceno, una de las unidades del relleno de la cuenca Bohai Bay, en el norte de China. Las facies de cuenca son *oil-shales* productoras de hidrocarburos que se almacenan en los lóbulos turbidíticos y que se encuentran en explotación. Los lóbulos turbidíticos se localizan en el Sub-miembro Sha-3 de la Formación Shahejie y aparecen en el corte numerados de M1 a M6. Modificado de Zhang (2004).

ciones físico-químicas que se pueden producir en el interior de la columna de agua y sobre el fondo, dependiendo del tipo de lago, facilitan la formación de tapices de bacterias aerobias, en la superficie del tapete, y anaerobias, en su base, o tapetes de distintos tipos de bacterias anaerobias denitrificantes, sulfatoreductoras y metanogénicas (Riding, 2000). De igual manera, los tapetes y *biofilms* que se forman sobre algunas áreas de la superficie del sedimento del fondo lacustre, pueden estar formados por este tipo de bacterias o una combinación de bacterias aerobias y anaerobias. En estos casos los *biofilms* suelen crecer tanto sobre el sedimento como en la porosidad del mismo participando activamente en los procesos diagenéticos tempranos de litificación.

La conservación de estos tapices no es común, o al menos es complicado su reconocimiento como tales en el registro sedimentario. Los que se forman en la superficie de la columna de agua pueden llegar a depositarse en el fondo en los momentos de mezcla y ruptura de la es-

tratificación del agua pero es obvio que son los tapices formados sobre el sedimento los que tienen mayor posibilidad de conservarse.

Sin embargo su presencia puede ser detectada indirectamente si existen evidencias de procesos de sulfatoreducción o generación de metano. Suelen estar íntimamente relacionados con los fenómenos de conservación de restos de organismos fósiles con conservación excepcional como los que se mencionaron anteriormente al describir sedimentos laminados. En el estudio de estos fósiles o en los sedimentos que los engloban se encuentran restos de las bacterias calcificadas, reemplazadas por ankerita (Briggs *et al.*, 1995; Gupta *et al.*, 2008) así como filamentos de hongos. Algunos estudios tafonómicos de insectos del yacimiento lacustre mioceno de Rubielos de Mora ha permitido determinar distintos tipos de fosilización en relación con tapices situados en distintos puntos de la columna de agua (Martínez Delclòs *et al.*, 2004; Peñalver *et al.*, 2002).

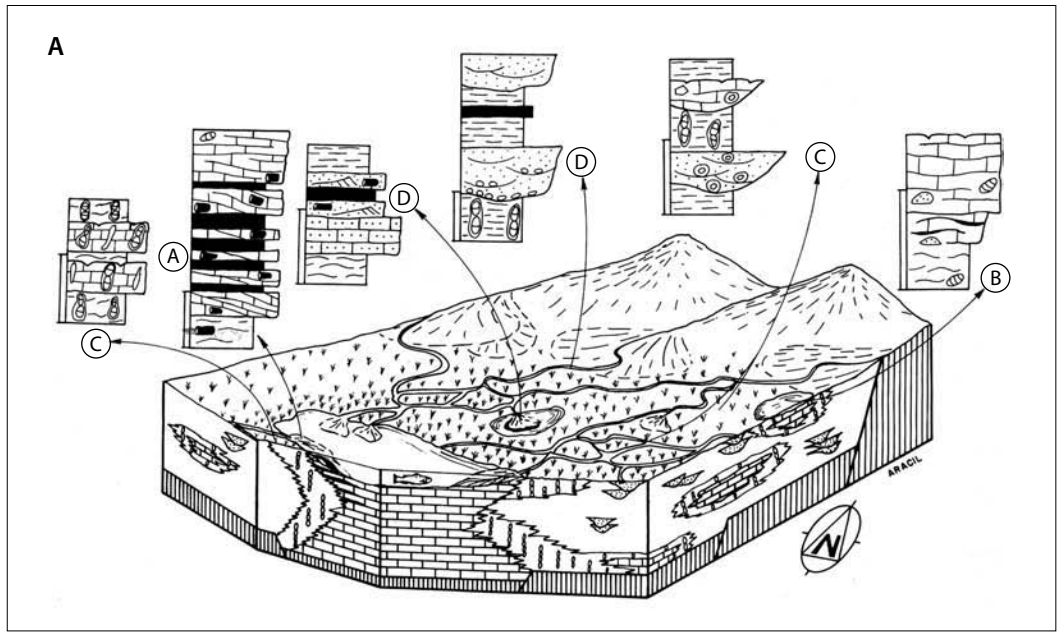
Cuando se preservan se presentan como un conjunto de láminas de carbonato microesparítico con escasa porosidad de aspecto estromatolítico. Láminas de este tipo se encuentran en las calizas lacustres laminadas del yacimiento cretácico inferior de Las Hoyas (Formación La Huérguina) en la Serranía de Cuenca (Fregenal Martínez y Meléndez, 2000; Gupta *et al.*, 2008) (figura 9.26).

ASOCIACIONES, SUCESIONES Y SECUENCIAS DE FACIES LACUSTRES

A lo largo del apartado anterior hemos podido hacernos una idea de la alta variedad y la multiplicidad de ambientes, subambientes, facies y asociaciones de facies lacustres que existen en la naturaleza. Esta variedad es reflejo de la complejidad que los sistemas lacustres tienen en sí mismos, debido a la interacción entre los múltiples parámetros que los configuran, tema que también hemos analizado ya. Queda patente, por tanto, que no es sencillo condensar los sistemas lacustres en unos cuantos modelos de facies de aplicación universal. Si la dificultad procediera exclusivamente de la existencia de múltiples tipos de lagos, ésta no lo sería tanto, ya que teóricamente se podría asignar un modelo, entendido como una secuencia tipo, a cada sistema lacustre posible, aunque el número de secuencias tipo fuera elevado. En la práctica esto no ha sido nunca posible; las razones para ello pueden resumirse esencialmente en dos: 1) Si se tienen en cuenta todos los factores que participan en la formación de un lago, su dinámica y su evolución, las combinaciones resultan prácticamente innumerables. 2) Los modelos se aplican fundamentalmente al registro y existe un salto considerable entre los tipos de lagos que pueden realmente formarse y la manera en que esta innumerable lista de tipos de lagos queda registrada.

Sin embargo, hay varias claves y aspectos importantes que son los que, en el fondo, determinan gran parte de la dificultad y a la vez nos van a permitir acotar y plantear de una forma más pragmática el problema y el marco conceptual adecuado para afrontar el estudio del registro estratigráfico lacustre.

1. Los lagos deben ser entendidos como mosaicos de facies y ambientes, esto es, la variabilidad de ambientes no atañe sólo a la cuestión de los muchos y distintos tipos de sistemas lacustres que pueden desarrollarse en la naturaleza, sino que esta variabilidad afecta a un mismo sistema lacustre. Así, un solo sistema lacustre puede albergar al mismo tiempo un gran número de posibles subambientes y por tanto habrá un número variable de asociaciones y secuencias de facies que se van formar dentro de un mismo lago. La distribución en mosaico y la heterogeneidad de facies y ambientes, no sólo entre cinturones ambientales, sino dentro del mismo cinturón es uno de los patrones que comparten casi todos los lagos y que condicionan la arquitectura estratigráfica resultante (figuras 9.29 y 9.30). En el cinturón litoral del



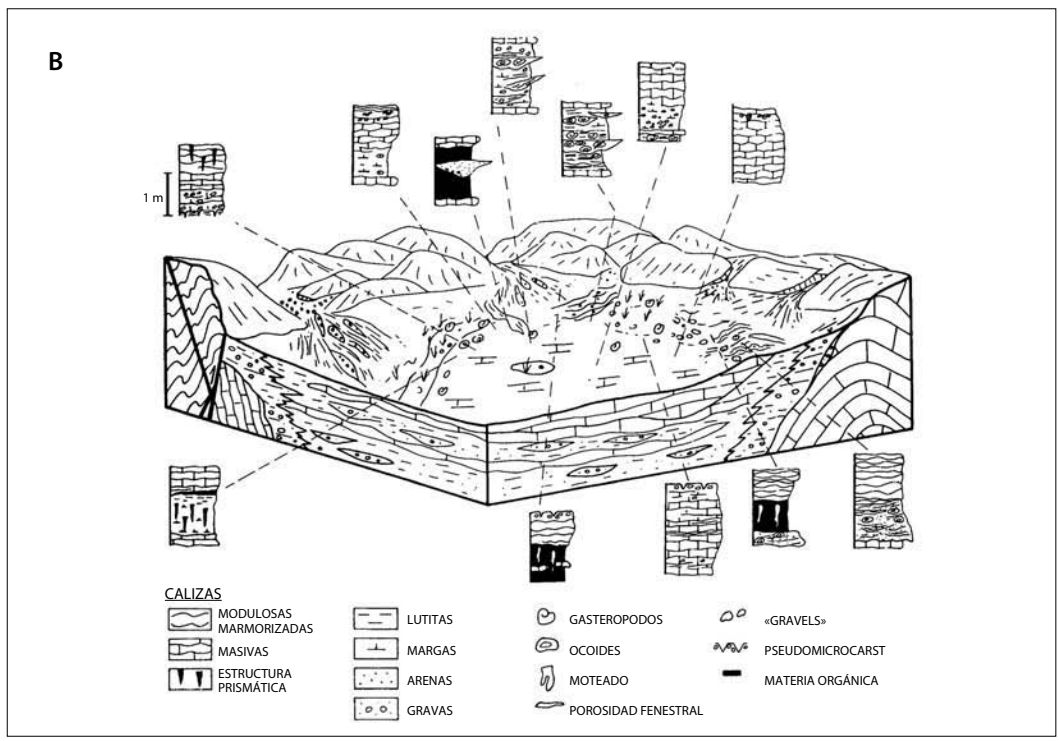


Figura 9.29. Ejemplos ilustrativos de la característica configuración de los sistemas lacustres en mosaicos complejos de facies. En ambos ejemplos se pueden observar también numerosas secuencias de facies características de los distintos subambientes y cinturones de facies de sistemas someros. A. Bloque diagrama de reconstrucción paleogeográfica y secuencias de facies características de los sistemas lacustres de la Formación Calizas de La Huérguina (Barremiense) en el entorno de la localidad de Uña (Serranía de Cuenca), donde se localiza el delta de lignitos ilustrado en la figura 9.14. Tomado de Gierlowski-Kordesch *et al*. (1991). B. Reconstrucción paleogeográfica y secuencias de facies características del relleno mioceno del sector noreste de la cuenca de Madrid. Tomado de Calvo *et al*. (1989).

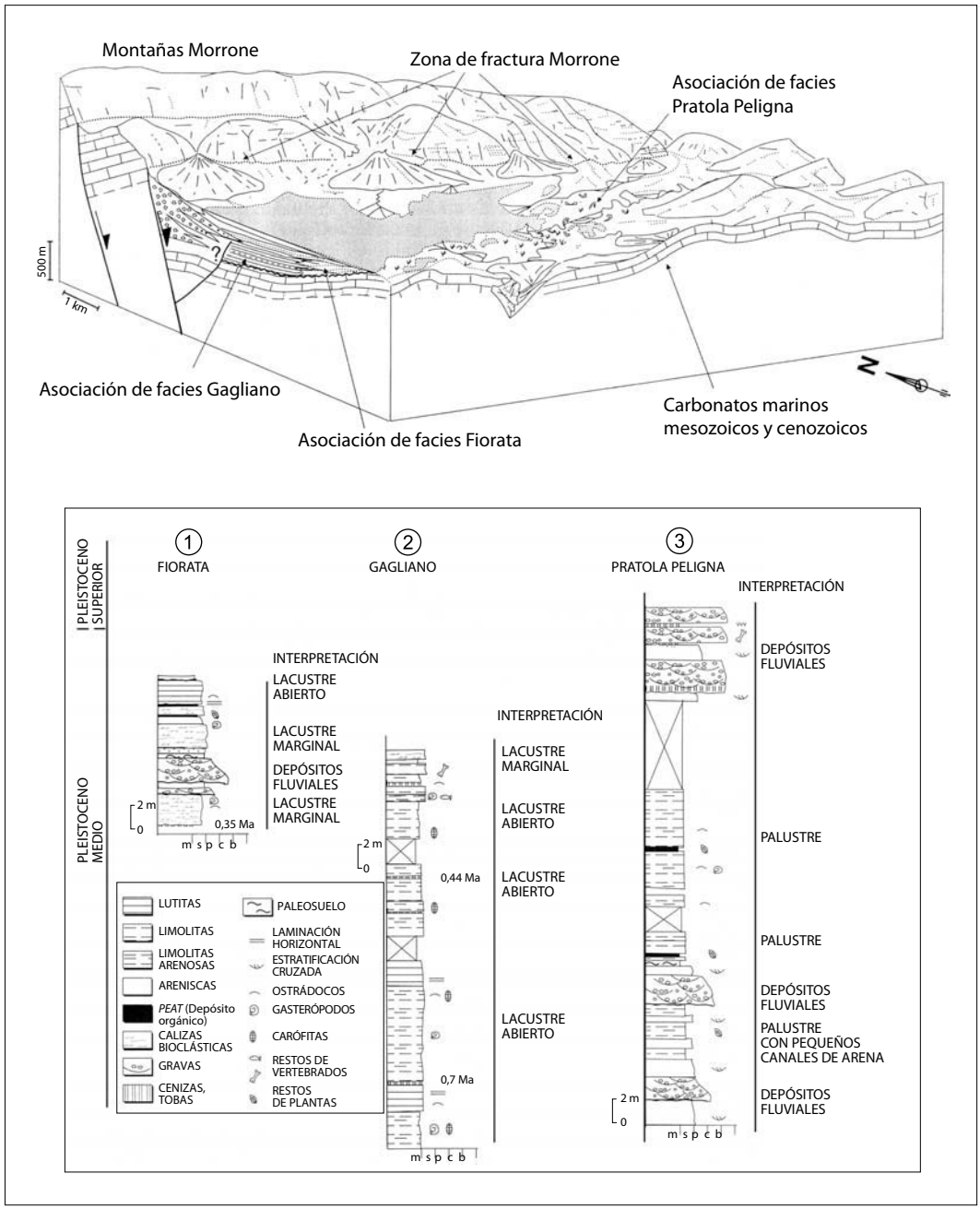


Figura 9.30. Reconstrucción paleogeográfica y columnas estratigráficas con interpretación ambiental de sus asociaciones de facies de la cuenca lacustre pleistocena Sulmona (Apeninos centrales, Italia). En estos esquemas se puede apreciar nuevamente la complejidad del mosaico de facies lacustre en este caso para un sistema de mayores dimensiones y profundidad. En las columnas estratigráficas se puede apreciar también la mayor complejidad de las secuencias de facies, dentro de la tendencia generalizada al relleno y progradación del sistema. Tomado en Cavinato y Miccadei (2000).

mismo lago pueden coexistir playas, deltas de distinto tipo, fan deltas y bioconstrucciones, por ejemplo.

Sin embargo, es posible que las asociaciones de facies formadas en el ambiente deltaico o las de los cordones playeros se parezcan mucho entre lagos diferentes.

Como consecuencia, las asociaciones de facies que caracterizan los distintos subambientes presentan en casi todos los casos secuencias elementales tipo que suelen repetirse de forma

similar o aparecer con características similares en muchos sistemas diferentes: por ejemplo, las secuencias de progradación de un sistema deltaico, las secuencias de playas o las secuencias de rampa y plataforma de carbonatos, entre otras.

Es más factible, por tanto, realizar modelos para estos conjuntos de facies representativos de subambientes y cinturones de facies, que se repiten de unos lagos a otros, que intentar establecer modelos para tipos distintos de lagos.

2. Los lagos y cuencas lacustres actúan como trampas de sedimentos que de manera natural tienden a rellenarse o colmatarse. Si un sistema lacustre llega a rellenarse completamente obtendremos una sucesión que a gran escala reflejará la progradación y somerización generalizada del lago.

Dicho de otra manera, la secuencia tipo representativa del relleno de cualquier lago debería teóricamente estar compuesta por una sucesión que comienza por facies de cuenca que pasan a facies sublitorales, después a facies litorales y que terminaría con facies supralitorales palustres.

Esta secuencia general no es una secuencia elemental, sino que se trataría de una secuencia compleja compuesta por las múltiples secuencias elementales formadas en los distintos subambientes a las que nos hemos referido en el punto anterior al explicar los lagos como un mosaico de ambientes y facies (figuras 9.29 y 9.30).

3. Esta tendencia evolutiva natural a la colmatación está a su vez controlada por dos factores alocíclicos, que pueden provocar un cambio en la tendencia, o la repetición cíclica de ésta:

1. La tectónica, que puede provocar un aumento en el espacio de acomodación, invirtiendo la tendencia en un momento dado del relleno, y haciendo que ésta varíe hacia condiciones cada vez más abiertas y profundas.
2. El clima, que controla la cantidad de agua, determinando las subidas y bajadas del nivel de agua lacustre y, por tanto, pudiendo invertir de forma progresiva o brusca, o bien truncar la tendencia natural a la colmatación.

Además, la cantidad de sedimento disponible a lo largo del tiempo, interaccionará con estos dos factores, determinando en cada etapa la tendencia resultante, ya sea hacia la profundización o hacia la colmatación.

Teniendo en cuenta todo esto, podemos decir en líneas generales, que la secuencia lacustre por antonomasia a gran escala, es la secuencia de relleno de un lago, desde facies más abiertas y/o profundas en la base, y facies someras o incluso subaéreas en el techo (figura 9.31). A su vez, esta secuencia, estará modificada en función de cómo hayan actuado los factores alocíclicos a lo largo del tiempo y, por tanto, estará compuesta por secuencias de menor escala, con tendencias a la colmatación o a la profundización, que reflejarán la complejidad mayor o menor de la historia de la cuenca lacustre. Dentro de estas secuencias a escala menor, y debido al mosaico de cinturones de facies que puede existir en un lago, encontraremos que secuencias con la misma tendencia, por ejemplo de colmatación por progradación, estarán representadas por diferentes términos que representan el mosaico de facies (figura 9.31). De todo esto se desprende que el número de secuencias lacustres tipo elementales será muy elevado.

4. Cabe esperar que cuanto mayores sean las dimensiones del lago, mayor será la variabilidad de ambientes que puedan desarrollarse. En este sentido es obvio, pero muy importante entender, que no va a ser posible aplicar los mismos criterios y parámetros en el estudio de

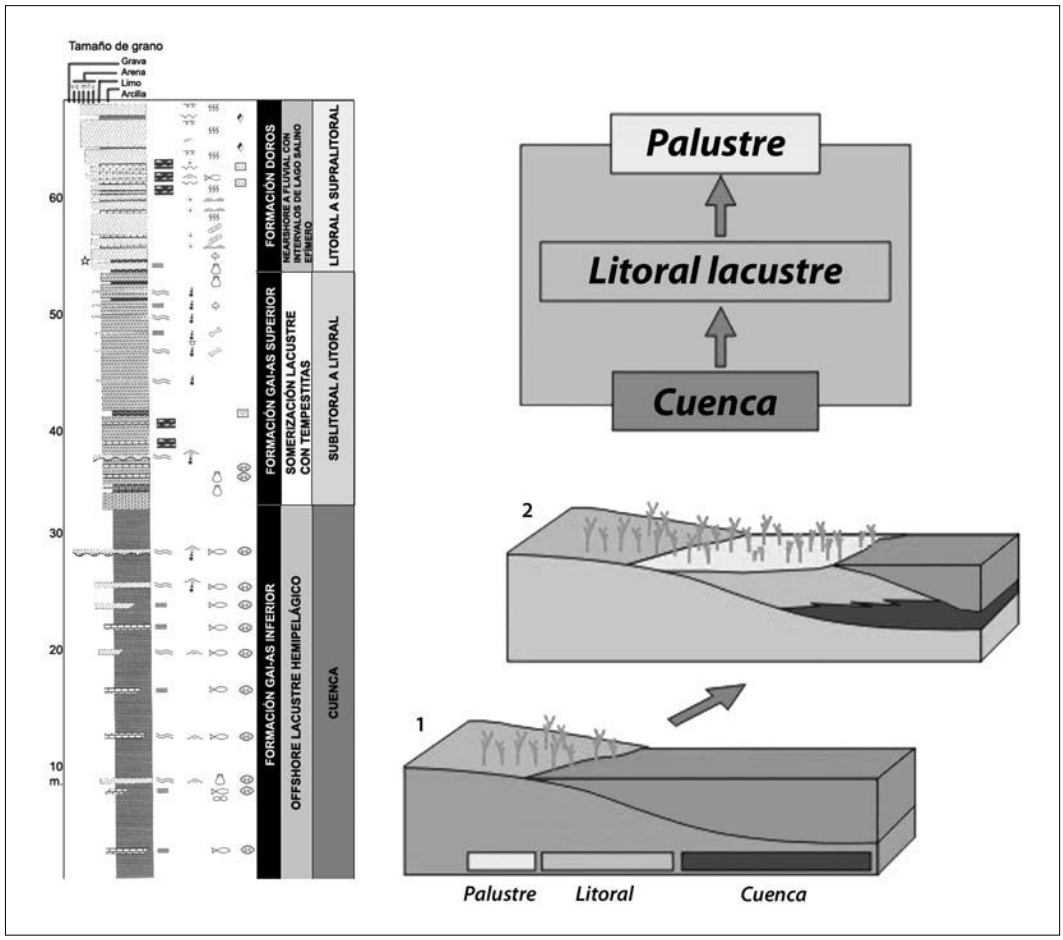


Figura 9.31. Esquema sintético y sin escala de la formación de la característica secuencia de somerización lacustre, acompañado de un ejemplo real de secuencia de somerización y progradación de un sistema lacustre compuesta por el apilamiento de múltiples secuencias representativas de los distintos cinturones de facies. El ejemplo corresponde al relleno del sistema lacustre Gai-As del Cretácico inferior del norte de Namibia y Brasil (Stollhofen *et al.*, 2000).

charcas y lagunas someras que en lagos de grandes dimensiones que pueden constituir por sí mismos cuencas sedimentarias. El relleno de charcas y lagunas de pequeñas dimensiones con baja diversidad de ambientes puede estar constituido por un pequeño número de secuencias elementales apiladas o incluso una única secuencia elemental. Sin embargo, los lagos grandes constituyen de alguna forma «cuencas sedimentarias» en sí mismos (figuras 9.30 y 9.36).

5. Cuanto más largo sea el tiempo de residencia del cuerpo de agua en la cuenca, más compleja y variable será su evolución y por tanto, su registro estratigráfico.

Es además muy importante entender que a lo largo del tiempo el cuerpo de agua lacustre puede permanecer aproximadamente en el mismo lugar, pero pueden variar sus controles y características ambientales, la química del agua, la biota, los aportes, el clima, etc., de tal modo que, en realidad, la sucesión de secuencias que represente el relleno de la cuenca lacustre lo que va a reflejar es una sucesión de tipos de lagos diferentes, o dicho de otra forma de sistemas sedimentarios lacustres diferentes; sin dejar de ser un lago no ha sido siempre el mismo lago.

Pensemos en la variación ambiental que el paso del último período glaciar al interglaciar ha producido, como ejemplo, en los lagos del *rift* africano. El Tanganyka y el Victoria del

período glaciar no son los mismos lagos que los actuales en cuanto al volumen de agua, el clima, la hidroquímica, etc., y por tanto no son los mismos lagos en cuanto a las características y desarrollo de sus cinturones de ambientes y facies, pero sigue siendo la misma cuenca lacustre y el cuerpo de agua sigue ocupando aproximadamente la misma posición geográfica. Dos ejemplos extremos, pero muy claros de esto son el lago Bonneville y el Gran Lago Salado, y los lagos Mega-Chad y Chad (figura 9.18). No son el mismo lago pero se suceden en continuidad en el tiempo compartiendo posición geográfica y uno es el resultado de la evolución en el tiempo del anterior tras una bajada drástica y de gran magnitud del nivel del lago.

Un excelente ejemplo de esta situación en el registro sedimentario lacustre fósil nos lo proporciona el estudio de Calvo *et al*. (2000) del relleno mioceno superior de la cuenca de Camarillas-Las Minas, en el Prebético de Albacete. En el estudio se puede ver cómo sobre un edificio deltaico de tipo Gilbert en un litoral lacustre siliciclástico se desarrolla una plataforma y posteriormente una rampa de carbonatos (figura 9.32). Dos tipos de ambientes litorales completamente diferentes que responden a la evolución y el cambio a través del tiempo, de los factores de control de un «mismo lago», que a la vez se desdobla en dos lagos distintos sucesivos.

La evolución de la Formación Green River (figura 9.33) ofrece también un buen ejemplo de sucesión de secuencias lacustres formadas en lagos de agua dulce a salinos que se van reemplazando en el tiempo (Bohacs *et al*., 2000, 2003).

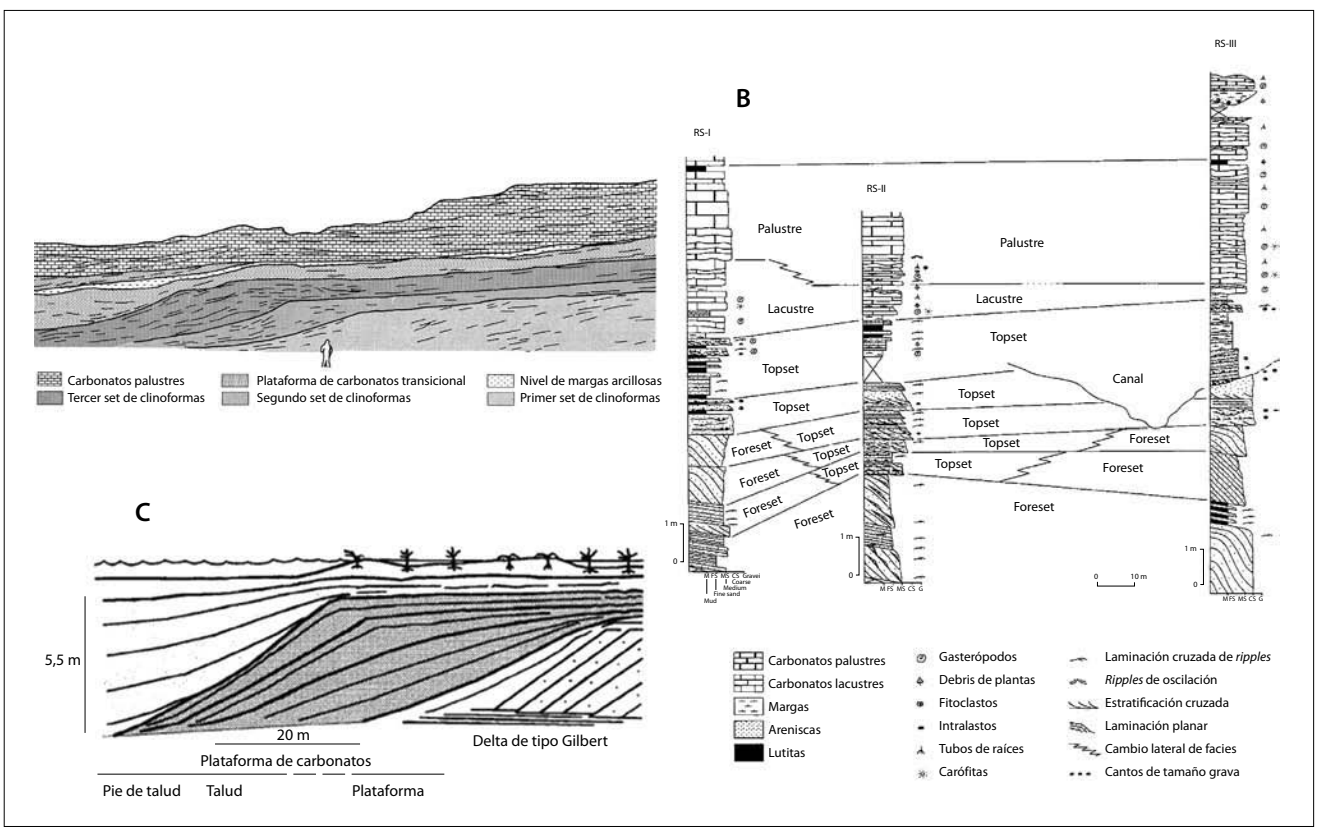


Figura 9.32. Ejemplo de evolución lacustre compleja tomado de Calvo *et al*. (2000) sobre un estudio del relleno mioceno de la cuenca de Las Minas, en las Béticas Externas. En el ejemplo el litoral lacustre evoluciona desde un delta fluvial arenoso de tipo Gilbert a una plataforma carbonática de baja energía y posteriormente a una rampa de carbonatos, terminando por una secuencia de calizas formadas en ambientes palustres. A. Esquema realizado a partir de un fotomontaje de campo que muestra los sucesivos sets de clinoformas sigmoidales progradantes de la plataforma carbonática, que heredan la morfología del delta de tipo Gilbert previo. B. Correlación de varias columnas estratigráficas en las que se pueden observar las asociaciones de facies de los distintos tipos de ambientes lacustres identificados en el estudio y la sucesión secuencial de los mismos. C. Modelo realizado por los autores para la evolución del sistema estudiado.

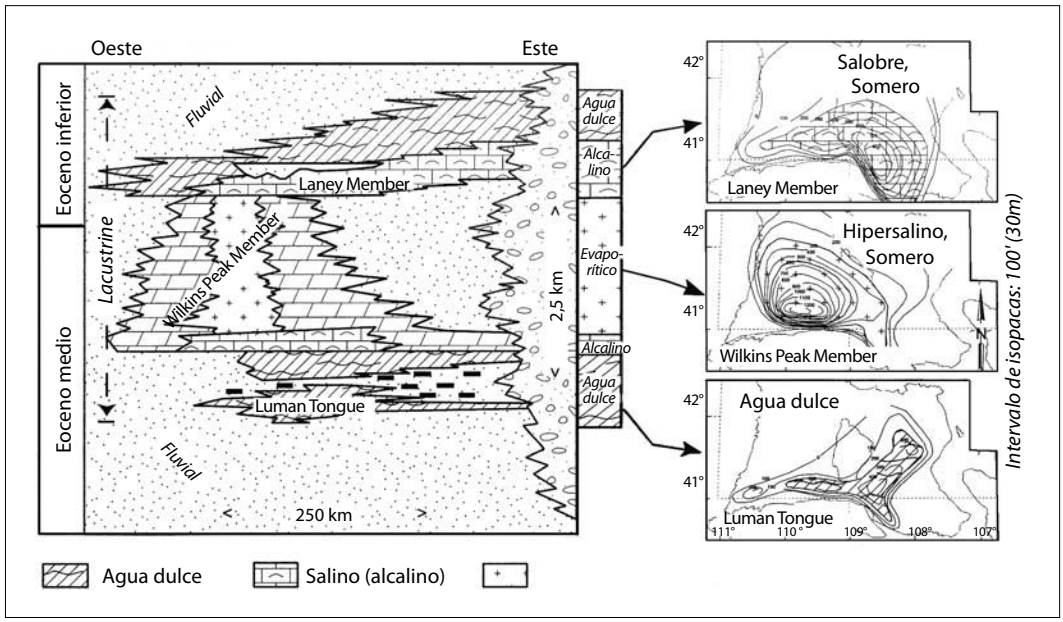


Figura 9.33. Relaciones entre la extensión paleogeográfica, el espesor de depósitos y el tipo de lago de los sucesivos sistemas lacustres que constituyen la Formación Green River de edad Eocena en el suroeste de Wyoming (Estados Unidos). La mayor extensión corresponde a la etapa de lago somero salobre; los mayores espesores de sedimentos corresponden a la etapa de lago somero evaporítico; la mínima extensión pero la mayor potencia de depósitos corresponde a los lagos de agua dulce. Los cambios sucesivos en las características del sistema lacustre ocurrieron bajo condiciones climáticas estables. Modificado de Bohacs *et al*. (2003).

Una vez sentadas las bases conceptuales para comprender el marco de elaboración de los modelos de facies lacustres, explicaremos por separado lo que concierne a una escala menor, es decir, las sucesiones tipo para los diferentes ambientes y subambientes lacustres o modelos de facies en sentido estricto, y lo que concierne a los modelos que se puedan realizar a la escala de cuenca.

MODELOS DE FACIES Y ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA

Tradicionalmente los modelos de facies lacustres aplicables al registro sedimentario han tomado como base la composición de los sedimentos que forman parte mayoritaria de la sucesión, de modo que, por extensión, se pueden dividir los lagos en siliciclásticos, carbonáticos, evaporíticos o salinos, orgánicos y mixtos.

De manera formal no se han ofrecido modelos de facies aceptados para todos estos tipos de lagos, los únicos y más conocidos son los modelos para sistemas palustres y lagos carbonáticos de Tucker y Wright (1990) o Platt y Wright (1991). Estos modelos fueron mencionados en el apartado «Sedimentología de lagos y sistemas lacustres» y comprenden varios tipos de secuencias idealizadas de relleno de lagos carbonáticos, hidrológicamente abiertos con condiciones litorales agitadas o tranquilas, combinadas con márgenes de alto o bajo gradiente morfológico.

Aunque no se han presentado de manera formal, casi todos los modelos de facies realizados para casos concretos de sistemas siliciclásticos consisten a grandes rasgos en secuencias de somerización caracterizadas por la progradación de sistemas deltaicos, en sentido amplio, o de facies relacionados con el oleaje sobre facies de cuenca.

Los modelos para lagos salinos evaporíticos más conocidos son los que aparecen ligados a sistemas complejos de abanico aluvial-*playa lake* y se pueden resumir en distintos tipos de

secuencias de progradación y retrogradación de facies de *playa*, o llanura arenosa o fangosa, y facies carbonáticas o evaporíticas litorales, así como distintas secuencias, en general agradantes, de distintas facies de evaporitas, fangos y fangos orgánicos.

En cuanto a los largos orgánicos su definición viene dada esencialmente por la formación de *oil-shales* o sapropeles en su ambiente de cuenca, es decir son lagos que tienen tasas variables de productividad orgánica y un buen potencial de preservación de la materia orgánica acumulada; normalmente son lagos profundos meromícticos. No obstante los cinturones litorales y supralitorales de estos lagos pueden presentar asociaciones de facies variadas.

Esta aproximación tradicional a los modelos de facies presenta ventajas notables y una serie de limitaciones que pueden, a su vez, limitar las reconstrucciones paleoambientales.

Por un lado se trata de modelos relativamente simples, en los que a grandes rasgos todos los lagos actuales y fósiles pueden quedar representados. Son una puerta de entrada a nivel básico al estudio de los sistemas lacustres, puesto que son didácticos y reflejan el hecho de que, en general, la sedimentación en cada sistema lacustre tiende a estar dominada por un tipo concreto de composición de los sedimentos. La tendencia a presentar una composición preferente u otra está a su vez reflejando parámetros de control que permiten agruparlos según otros criterios, además de la composición de los sedimentos: por ejemplo, el contexto climático o la composición química de las aguas.

La principal limitación de estos modelos es una cierta indefinición de su escala de aplicación, tanto en las dimensiones en el espacio, pues esta aproximación está limitada en su capacidad y no refleja el mosaico de asociaciones de facies que son los sistemas lacustres, como en el tiempo, pues no establece una magnitud vertical en términos de espesores y/o tiempo. Así, algunas de las secuencias podrían ser igualmente válidas para secuencias de somerización elementales de determinados ambientes litorales, como para secuencias de mayor orden de progradación del litoral sobre la cuenca, simplificadas. Aunque en general debe entenderse que son secuencias tipo modelo para el relleno a gran escala de los sistemas lacustres.

Intentaremos, a continuación, ordenar y reunir las secuencias tipos y los modelos de facies lacustres que se pueden encontrar en la literatura especializada, explicándolos y encajándolos en este marco conceptual.

Modelos para charcas y lagunas someras

La dinámica y las sucesiones de facies resultantes del desarrollo y relleno de charcas y lagunas someras son netamente diferentes de las de los lagos de mayores dimensiones. De todas las diferencias que estos sistemas muestran, algunas son claves para entender por qué los modelos de facies que las representan deben realizarse de forma separada.

1. Dado el pequeño tamaño del sistema es esperable una mayor homogeneidad de condiciones ambientales y por tanto de facies y de asociaciones de facies. Los cinturones ambientales y de facies se encontrarán menos desarrollados y definidos; lo más probable es que haya una facies o una asociación de facies de cuenca, y una o dos asociaciones de facies litorales. En el caso de las charcas el proceso sedimentario puede dar lugar incluso a una única facies.
2. Estos sistemas pequeños y someros tienden a rellenarse rápidamente, en algunos casos incluso de forma pasiva, por lo que pueden estar representados en algunos casos por una única secuencia elemental, sin perjuicio de que se produzca el apilamiento de varias secuencias elementales que representan el relleno completo de sucesivas charcas o lagunas de similares características que se instalan cíclicamente sobre el mismo área al compás de la creación del espacio de acomodación necesario.

3. Las secuencias de relleno de estos sistemas pequeños se caracterizan por la aparición al techo de la secuencia de rasgos y facies palustres bien desarrolladas, por lo que muchas de ellas se consideran y tratan como secuencias palustres o representativas de los ambientes palustres. La abundancia de rasgos y facies palustres se debe a dos razones: 1) Sus dimensiones y su relleno rápido suelen suponer la extensión del ambiente palustre que en términos temporales puede incluso tener más entidad que el lacustre. 2) La escasa profundidad y el gradiente tendido permiten que variaciones de diversa magnitud en el volumen de agua se manifiesten en oscilaciones de la lámina de agua y la exposición subaérea de extensas áreas lacustres que pasarán a encontrarse en ambiente palustre.
4. La inmensa mayoría de las charcas y lagunas someras se desarrollan en el seno de sistemas deposicionales más complejos, de los que son un elemento más, por lo que su evolución y su participación en la arquitectura estratigráfica a escala de cuenca depende del tipo de sistema deposicional en el que se integran y de los factores que controlan éste. Ejemplos de esta situación son las charcas y lagunas asociadas a las llanuras de inundación y *overbank* de sistemas fluviales, las que forman parte de los cinturones de marismas costeras, las que se integran en sistemas de humedales continentales estacionales de diversa envergadura, las que aparecen dispersas en el cinturón distal de abanicos aluviales, y las charcas que se desarrollan en el cinturón supralitoral palustre de sistemas lacustres de gran magnitud.

Secuencia de relleno de lagunas someras y charcas

El modelo para estos pequeños sistemas lacustres sería una secuencia de somerización de espesor métrico a decimétrico. La parte inferior de la secuencia está constituida por facies de cuenca o formadas en la zona central de la laguna o charca: margas, limos o fangos lutíticos masivos a lajosos, bioturbados con cantidades variables de restos esqueléticos de organismos lacustres y restos vegetales o materia orgánica, que pasan hacia la parte superior a facies típicamente litorales. Las facies litorales pueden ser siliciclásticas o carbonáticas. Si se trata de facies siliciclásticas, éstas pueden ser paquetes delgados de arenas y limos masivos o con estructuras asociadas a la acción del oleaje, esencialmente *ripples* de oscilación. Podría haber también pequeños deltas formados por la entrada de lóbulos de derrame (*crevasses* fluviales) o arroyadas en manto.

Si el sistema es carbonático, el término litoral podría estar constituido por fangos micríticos bioclásticos con abundantes carófitas formados en ambientes poco agitados; o por facies formadas en litoral agitado por el oleaje: calcarenitas bioclásticas u oolíticas con estratificación cruzada de pequeña escala, y/o acumulaciones de oncolitos; o por bioconstrucciones de tipo estromatolítico.

Sobre las facies litorales se observarán rasgos palustres que modificarán con variable intensidad e incluso obliterarán las características de las facies primarias (figura 9.34). En las condiciones adecuadas se pueden desarrollar calcretas pedogénicas al techo de las secuencias.

Muchas charcas pueden estar incluso representadas por un único nivel métrico y una única facies: el ejemplo clásico de esta situación son los niveles de calizas micríticas con carófitas y calizas palustres intercalados entre facies de llanuras de inundación (figura 9.34).

Corresponden también a este tipo de secuencias los modelos realizados por Platt y Wright (1991) y Tucker y Wright (1990) para carbonatos palustres (figura 9.10) en distintos contextos climáticos que ya mencionamos al describir los cinturones supralitorales de carbonatos; así como el modelo propuesto por Alonso Zarza *et al*. (2006) como equivalente actual de sedi-

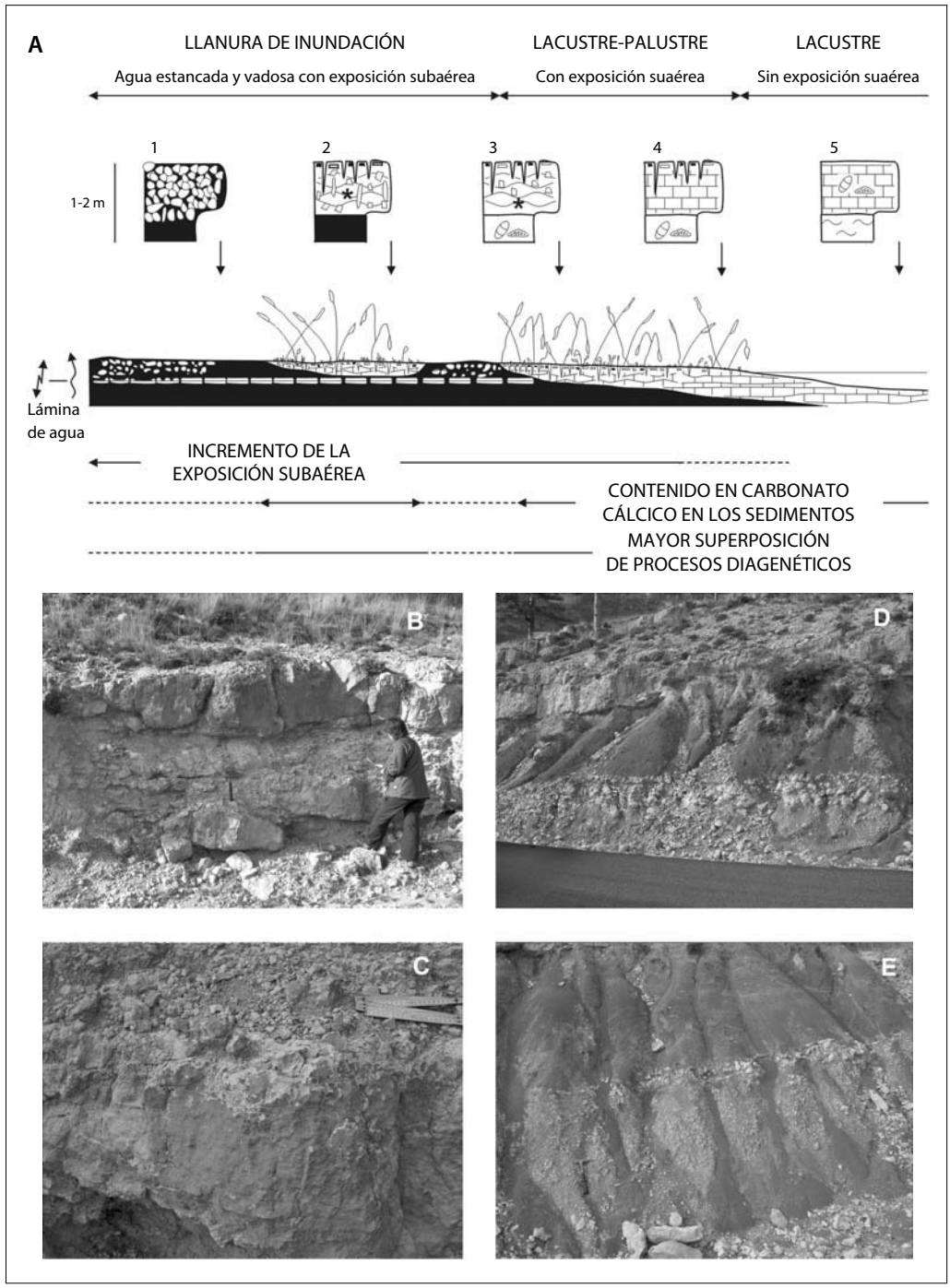


Figura 9.34. Ilustración de diferentes tipos de secuencias formadas en ambientes palustres, charcas y zonas supralitorales a eulitorales de lagunas someras y lagos.

A. Modelo propuesto por Arribas *et al*., 1989 para la formación de las secuencias de facies palustres reconocidas en la Formación Calizas de La Huérguina (Barremiense, Serranía de Cuenca) y ligadas a la modificación diagenética temprana, durante períodos de exposición subaérea, de sedimentos lacustres y aluviales previos.

1. Secuencias palustres desarrolladas sobre las lutitas de la llanura de inundación que consisten en niveles de nódulos o calizas nodulares englobados en el seno de lutitas marmorizadas.
2. Secuencias palustres formadas a partir de carbonatos de relleno de charcas someras y encharcamientos efímeros en la llanura de inundación que sufren períodos muy prolongados de exposición subaérea.
3. Secuencia lacustre-palustre desarrollada sobre sedimentos lacustres marginales eulitorales a supralitorales que sufren períodos prolongados de exposición subaérea desarrollándose procesos de bioturbación, brechificación, nodulización y marmorización.
4. Secuencia lacustre-palustre cuyos sedimentos lacustres marginales eulitorales han sido sometidos a períodos cortos de exposición subaérea que sólo permiten el desarrollo de bioturbación por huellas de raíces.
5. Secuencias lacustres marginales intralitorales sin modificación por procesos palustres.

B a E. Aspecto de campo de las secuencias propuestas por el modelo. B. Sucesivas secuencias de somerización de charcas y supralitoral de lagunas someras, con abundantes rasgos de exposición subaérea (3 y 4). C. Detalle de la brechificación y nodulización desarrollada al techo de las secuencias de la fotografía anterior. D. Secuencias de somerización de charcas entre arcillas rojas marmorizadas de llanura aluvial distal (1 y 2). E. Detalle de las arcillas rojas marmorizadas con delgados niveles de carbonatos palustres de la fotografía anterior.

mentos palustres y lacustres someros carbonáticos a partir de la sucesión de carbonatos de las Tablas de Daimiel, en Ciudad Real.

Aunque el sistema sea somero si la extensión superficial de la laguna es grande la variedad de subambientes irá aumentando y habrá siempre áreas fuera del alcance de los procesos palustres.

Este es el caso de parte de los lagos evaporíticos de tipo *playa;* suelen ser sistemas someros de dimensiones variables sometidos a drásticas oscilaciones de la lámina de agua pero pueden presentar una variabilidad lateral notable de asociaciones de facies en el espacio y en el tiempo y una gran complejidad evolutiva y por tanto secuencial. Como ya indicamos con anterioridad los modelos de lagos salinos y evaporíticos se tratan en otro capítulo de esta obra.

Los sistemas de lagunas de dimensiones medias, como lagos carbonáticos someros o *playa-lakes,* tienden a formar sucesiones de arquitectura estratigráfica sencilla constituidas por el apilamiento de secuencias de somerización formadas por progradación-agradación, de tendencias generales variables.

En la figura 9.29 se ilustran un gran número de secuencias de facies de relleno de ambientes de charcas y lagunas someras de dos cuencas diferentes.

Modelos para lagos de grandes dimensiones

Como ya se ha explicado los lagos de grandes dimensiones son sistemas complejos, mosaicos de asociaciones de facies que no pueden condensarse en modelos formados por secuencias de facies únicas representativas (figura 9.30).

Por consiguiente, haremos a continuación una enumeración y un breve resumen de las asociaciones de facies, y su ordenamiento secuencial, representativas de los distintos subambientes sedimentarios, siguiendo el esquema en cinturones ambientales utilizado en el apartado «Sedimentología de lagos y sistemas lacustres».

Secuencias de facies de cuenca

El ambiente pelágico o de cuenca lacustre suele coincidir con al área de máxima subsidencia de la cuenca a gran escala, aunque no necesariamente con las máximas tasas de sedimentación. Esto junto con la morfología plana que suelen presentar los fondos lacustres da como resultado la tendencia generalizada de los depósitos de cuenca a la agradación. En lagos suficientemente profundos, con tiempos de residencia largos y grandes tasas de subsidencia, el espesor de los depósitos de cuenca puede ser mucho mayor que el de los depósitos litorales, siempre y cuando las condiciones ambientales se mantengan estables. Esto está también relacionado con la ausencia de procesos erosivos actuando sobre el fondo, ya que el tipo de procesos que se pueden desarrollar en el litoral, unidos a un posible déficit de espacio de acomodación, puede dar lugar a múltiples procesos de erosión y retrabajamiento interno de las secuencias litorales.

En situaciones extremas de tasas muy altas de subsidencia los depocentros de la cuenca lacustre pueden incluso llegar a constituir áreas hambrientas de sedimento, como ocurre con algunos ambientes pelágicos marinos.

Si los sedimentos de cuenca no están laminados y se reducen a fangos masivos será difícil, cuando no imposible, definir y separar secuencias, aunque existen algunos criterios que pueden ser aplicables en determinadas situaciones. En este sentido, los episodios de bioturbación masiva, la generación y acumulación de algunas especies minerales en niveles concretos, ligeros cambios litológicos, pueden ser indicadores de situaciones de cambio ambiental o de episodios sin sedimentación, o con variación drástica de las tasas de sedimentación, que nos podrían

permitir establecer límites de secuencias, especialmente si los patrones se repiten de forma cíclica.

Si los sedimentos están laminados, nos encontraremos en una situación privilegiada. Si la laminación responde a procesos cíclicos no sólo podremos separar claramente los ciclos en términos secuenciales sino que la interpretación de estos nos dará, además, una estimación temporal de la formación de secuencias y ciclos con un nivel de resolución que puede variar desde la anual en el caso de las varvas, hasta una escala de cientos o miles de años (Glenn y Kelts, 1991; Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994b), pudiéndose identificar varios órdenes de ciclicidad superpuestos, e incluso en algunos casos, reconocer una gran variedad de procesos cíclicos ligados a la variabilidad climática. En este sentido es destacable el relativamente frecuente reconocimiento de los distintos tipos de ciclos y órdenes de la ciclicidad de Milankovitch y ciclos astronómicos en general (Glenn y Kelts, 1991).

Por último, los ciclos y secuencias de cuenca pueden presentar intercalaciones de espesor y frecuencia variable formadas por eventos y que pueden abarcar, desde *underflows* y niveles turbidíticos, a sismitas, *slumps* o niveles piroclásticos.

Los sedimentos laminados o masivos propios de la cuenca, pueden presentar cambio lateral de facies tendido o abrupto con las facies del cinturón sublitoral y en general cambio abrupto con depósitos ligados a la presencia de talud. La presencia de un talud, que lógicamente no se conservará como tal, puede ser detectada por la presencia de depósitos característicos del mismo (ver apartado «Dinámica ambiental y sedimentología de la sona sublitoral») y por la ausencia del cambio lateral de facies entre facies sublitorales y de cuenca.

Si no hay un desarrollo de talud, el cambio lateral de las facies de cuenca y las facies sublitorales puede tener una tendencia más o menos tendida y tanto progradante como retrogradante, reflejando las variaciones de extensión y retracción de los respectivos cinturones de facies, que dependerá de variaciones como la potencia de la columna de agua, o la posición de la termoclina o la quimioclima. En general la tendencia al relleno de la cuenca lacustre debe marcar una tendencia de orden mayor de progradación de las facies sublitorales sobre las facies de cuenca.

Si se produce el desarrollo de lóbulos y abanicos turbidíticos profundos, estos desarrollarán sus propias secuencias (secuencias de relleno de canales, de desaceleración de flujos turbidíticos no confinados, de *levees,* etc.) que variarán en función de las características de cada sistema. Los lóbulos y secuencias turbidíticas se presentarán en cambio lateral de facies con los demás sedimentos del fondo e intercalados entre ellos en la posición secuencial que corresponda según la evolución del sistema. De forma general se puede considerar que tenderán a situarse en la parte alta de la sucesión de sedimentos del cinturón de cuenca, ya que normalmente los abanicos se desarrollan en relación con el talud y con sistemas deltaicos litorales (ver apartado 3.6).

Secuencias de facies litorales

La zona litoral se corresponde con la zona de máxima acumulación de sedimentos, aunque no se trata de la zona con mayor espacio de acomodación disponible, ya que éste suele situarse en el cinturón central de cuenca. Debido a esto las secuencias litorales tendrán en general tendencias progradantes más o menos puras y serán secuencias de somerización a techo.

El espesor y desarrollo de las secuencias elementales litorales pueden ser muy variables dependiendo de las características propias de cada cuenca lacustre.

La geometría del litoral juega un papel fundamental en el tipo y desarrollo de las secuencias.

Los litorales o márgenes lacustres de bajo gradiente topográfico sufren con mayor intensidad los cambios del nivel del lago de toda magnitud y suelen reflejarlos fácilmente. Presentarán también cambios de facies más graduales y tendidos entre los distintos subambientes que puedan desarrollarse en ellos. Como consecuencia de esto se formarán múltiples secuencias de poco espesor con tendencia a la somerización que pueden presentar rasgos de exposición subaérea al techo y un desarrollo lateral notable.

Ejemplos de esta situación pueden ser las múltiples secuencias de somerización métricas de margas a calizas micríticas con carófitas y gasterópodos que configuran las rampas litorales carbonáticas de baja energía; o las secuencias también métricas de progradación de llanura deltaica o canal fluvial sobre facies de barras de desembocadura de los deltas tipo *shoal water*.

La progradación de este tipo de litorales lacustres con geometría de rampa no es pura, sino que se trata de una progradación con agradación, con tendencia a presentar *off-lap* hacia el centro de la cuenca (Calvo *et al*., 2000) (figura 9.32).

Si el margen litoral lacustre tiene alta pendiente, es decir, si se trata de un margen con geometría de plataforma, solo quedarán reflejadas las variaciones del nivel del lago de mayor magnitud, el margen tendrá tendencia a la progradación pura y los cambios de facies serán más abruptos. Las secuencias pueden presentar espesores mayores, de métricos a decimétricos. Estos márgenes favorecen el desarrollo de deltas de tipo Gilbert y las plataformas progradantes de carbonatos.

El modelo de facies o secuencia tipo de los ambientes litorales estaría constituido por secuencias de somerización con tendencia progradante que se apilan para constituir a mayor escala una secuencia de progradación litoral.

Los términos de facies concretos que constituyen cada una de estas posibles secuencias son muy variables, tanto como distintos subambientes litorales pueden desarrollarse (ver apartado «Dinámica ambiental y sedimentología de la zona litoral»), pero a modo de síntesis podemos decir que el litoral aparecerá representado por alguna de estas secuencias tipo:

- Secuencia de progradación de sistemas deltaicos de todo tipo, a su vez compuesta por secuencias elementales formadas por las facies de los distintos subambientes del sistema deltaico.
- Secuencia de progradación de playas y sistemas ligados al oleaje, formada también por secuencias elementales que reflejan los distintos subambientes.
- Secuencias de progradación de plataformas y rampas carbonáticas de alta o baja energía (modelos de Platt y Wright, 1991 y Tucker y Wright, 1990).
- Secuencias de progradación de márgenes lutítico-carbonático-evaporítico de lagos salinos.

Las bioconstrucciones pueden aparecer integradas en las secuencias litorales ocupando distintas posiciones dependiendo del tipo de ambiente. Estas posiciones abarcan desde las partes altas de las secuencias reflejando, por ejemplo, el desarrollo de construcciones estromatolíticas, o la formación de acumulaciones oncolíticas en zonas deltaicas o áreas agitadas del litoral, hasta estromatolitos y trombolitos formados en áreas litorales más profundas e incluso sublitorales que aparecerán en los términos inferiores de las secuencias.

Si los cambios de facies del cinturón litoral y el cinturón sublitoral son suaves o relativamente tendidos, la base de la secuencia de progradación generalizada del litoral puede estar constituida por facies típicas del ambiente sublitoral y de la transición hacia la cuenca, bien sean fangos de composición variable, tempestitas, facies de prodelta distal, etc. (ver apartado «Dinámica ambiental y sidementología de la zona sublitoral y el talud»).

Las secuencias litorales de distinta escala pueden también presentar un término inferior de tendencia transgresiva o que refleja el episodio de creación del espacio de acomodación necesario para la formación de la sucesión lacustre litoral.

Secuencias de facies supralitorales o palustres

Las asociaciones de facies supralitorales representan a los ambientes que rodean el lago (ver apartado «Dinámica ambiental y sedimentología de la zona supralitoral —orla palustre—»). Su presencia y características dependen en gran medida del patrón de subsidencia de la cuenca. En muchas cuencas las orlas supralitorales son zonas con baja subsidencia, por lo que las facies de este cinturón pueden estar representadas de dos formas:

1. Como un término integrado en el techo de secuencias de somerización litorales, reflejando la extensión y progradación de las orlas palustres supralitorales sobre el ambiente lacustre previo.
2. Secuencias de tendencia agradante, en cierto sentido «condensadas», de tipo palustre, distinguibles de las secuencias litorales. El número de secuencias y el espesor de estas será mucho menor que el de las secuencias litorales.

Según el tipo de sistema lacustre las secuencias de facies reflejarán el desarrollo o la progradación de cinturones de carbonatos palustres, de *marshes* y *swamps* con formación de suelos o acumulaciones orgánicas *(peats)* o de llanuras arenosas y fangosas de tipo *playa* e incluso cinturones eólicos.

Este esquema es viable siempre y cuando se trate de un supralitoral situado sobre un margen de tipo flexural. Cuando el sistema lacustre tenga un margen abrupto, por estar adosado a una fractura, los depósitos de conos de derrubios, de deslizamientos de ladera o el desarrollo de fan deltas, caracterizarán tanto el área supralitoral como el cinturón litoral. En este caso las secuencias del abanico subaéreo aparecerán en cambio lateral de facies más o menos abrupto con las facies del abanico subacuático o con otras facies litorales y su organización secuencial estará controlada por la dinámica del sistema de abanico y las oscilaciones del nivel de agua lacustre, pudiendo aparecer secuencias de progradación y de retrogradación de unos cinturones sobre otros.

CUENCAS LACUSTRES

Una vez expuesto todo lo que concierne a la dinámica, la sedimentología, los modelos de facies y la arquitectura estratigráfica del registro sedimentario lacustre, se hace necesario integrar esto en un marco más amplio, que es el análisis de cuencas sedimentarias a gran escala.

Esta integración tiene una doble vertiente. La primera tiene que ver con los modelos disponibles, muchos de ellos ya tradicionales, para el relleno de cuencas continentales cuyo mayor volumen de sedimentos está formado en sistemas lacustres, en general, de gran envergadura. Se trata de las cuencas que contienen lagos tectónicos, esencialmente cuencas de *rift* distensivo o transtensivo, cuencas de *strike-slip* y de *foreland* o antepaís (figura 9.35). Ya mencionamos en los primeros apartados de este capítulo que el registro estratigráfico presenta un sesgo notable hacia este tipo de lagos y cuencas lacustres, ya que son las que lógicamente tienen mayor potencial de preservación.

La segunda vertiente está relacionada con lo que en este momento es una frontera de avance del conocimiento en el análisis de sistemas y cuencas lacustres, esto es, la aplicación de los conceptos y la metodología del paradigma de la Estratigrafía Secuencial a estos sistemas continentales.

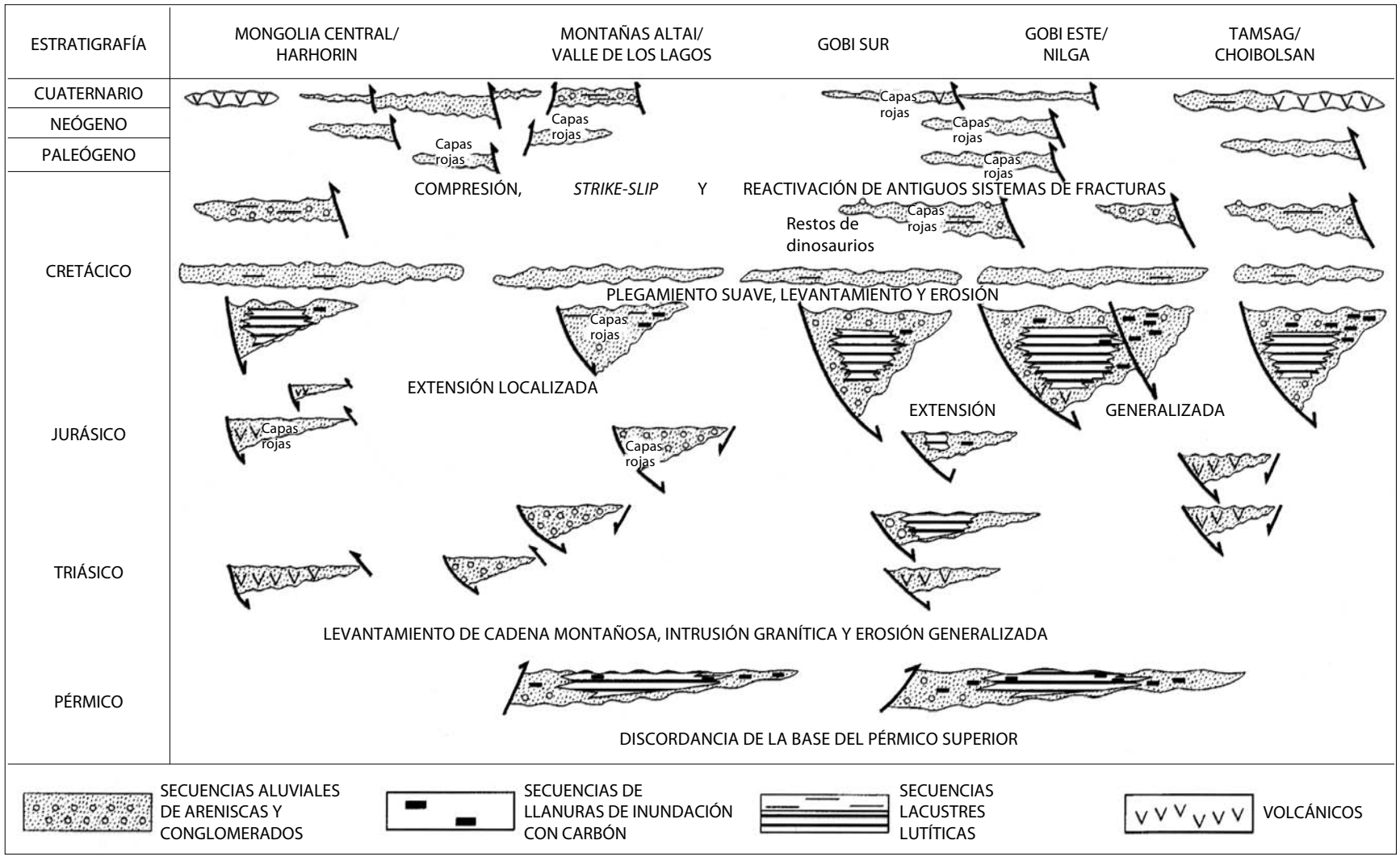


Figura 9.35. Esquema simplificado de distintos tipos de cuencas lacustres de origen tectónico desarrolladas a lo largo del Mesozoico y el Cenozoico en Mongolia. El esquema permite observar la posición de las secuencias lacustres en las cuencas y en relación con otros sistemas deposicionales, esencialmente sistemas aluviales. Tomado de Sladen y Traynor (2000).

Modelos de sedimentación en cuencas lacustres

A la hora de abordar el estudio de los sistemas lacustres a escala de cuenca sedimentaria conviene comenzar por hacer una clara diferenciación de las distintas situaciones en las que pueden encontrarse estos sistemas en el marco del funcionamiento y evolución de la cuenca.

Si los sistemas lacustres se encuentran integrados como un elemento más de sistemas deposicionales de mayor envergadura, sus características, su evolución y la arquitectura estratigráfica de su depósitos presentarán patrones controlados por el funcionamiento del sistema deposicional de mayor escala en el que se integran, y, por tanto, su estudio debe integrarse dentro del conjunto. Este es el caso de los sistemas lacustres situados en los cinturones perimareales de marismas costeras, en los que la dinámica del sistema costero en su conjunto y variaciones del nivel del mar, por ejemplo, van a jugar un papel muy importante en la dinámica ambiental y evolutiva de estos sistemas lacustres. Casos similares son los lagos o lagunas localizados en humedales continentales o sistemas fluviales de diverso tipo y magnitud.

El siguiente escenario posible es aquel en el que el sistema lacustre está rodeado por áreas no subsidentes y constituye en sí mismo la cuenca sedimentaria; esta es la situación de los lagos formados en contextos intracratónicos como los Grandes Lagos norteamericanos; algunos lagos alpinos; lagos kársticos; o lagos formados en cráteres volcánicos.

El último escenario posible es aquel en el que el sistema lacustre constituye el depocentro principal y tiene un papel protagonista en cuencas sedimentarias con subsidencia generalizada en las que el sistema comparte el espacio y se relaciona lateralmente con otros sistemas deposicionales, normalmente abanicos aluviales y sistemas fluviales.

En este escenario es donde encajan los modelos clásicos de lagos tectónicos de gran envergadura de los que existen numerosos ejemplos actuales y fósiles, siendo probablemente los más emblemáticos los lagos del *rift* africano y el lago Baikal.

Numerosos estudios han explorado y propuesto modelos para la distribución de ambientes y las características del registro sedimentario de estas cuencas, sobre todo para cuencas de *rifting* (Rosendahl *et al*., 1986; Cohen y Thouin, 1987; Frostick y Reid, 1987; Lambiase, 1990; Scholz *et al*., 1990; Prosser, 1993; Strecker *et al*., 1999; Soreghan y Cohen, 1996; Gawthorpe y Leeder, 2000) y *strike-slip* (Ballance y Reading, 1980; Biddle y Christie-Blick, 1985; Nilsen y Silvester, 1995, 1999a y b).

Los lagos que se forman en estas cuencas son lagos de grandes dimensiones, normalmente profundos y con largos tiempos de residencia, hasta del orden de varios cientos de miles a millones de años. Si rellenan semigrabenes son asimétricos, adosándose normalmente el lago hacia la fractura activa, cerca de la cual se situarán los depocentros.

Todos ellos están relacionados lateralmente con sistemas de abanicos aluviales de diverso tipo y envergadura que se desarrollan a favor de los bordes tectónicamente activos de la cuenca, por lo que lo normal es que los litorales lacustres estén constituidos por fan deltas y deltas de diverso tipo, y que en muchas ocasiones den además lugar al desarrollo de abanicos turbidíticos en el fondo de la cuenca, como en el caso del lago Baikal (Nelson *et al*., 1999). En cuencas de *rifting* además se desarrolla un sistema de drenaje axial fluvial, que forma deltas de diversa envergadura en los márgenes lacustres.

Los modelos de cuencas de *rifting* mas conocidos son los realizados a partir del lago Tanganyka (Cohen, 1990; Rosendahl *et al*., 1986; Cohen y Thouin, 1987; Scholz *et al*., 1990; Soreghan y Cohen, 1996) y pueden observarse en la figura 9.36.

Las cuencas de *rifting* triásicas del este de los Estados Unidos en las que se depositó el Supergrupo Newark, ofrecen también modelos muy ilustrativos del funcionamiento de estas cuencas y de la arquitectura estratigráfica de su relleno (Olsen, 1990) (figura 9.37).

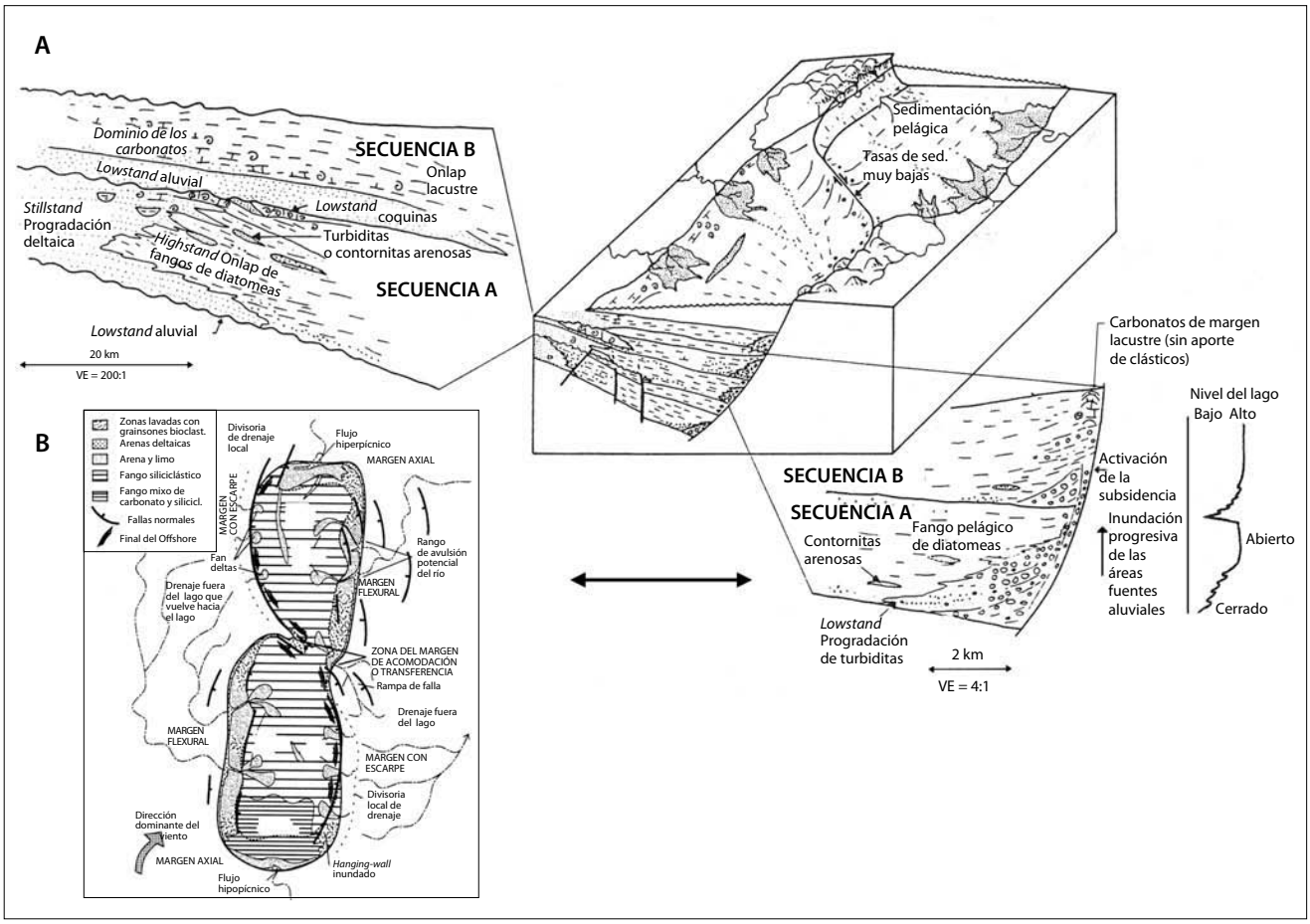


Figura 9.36. A. Modelo estratigráfico secuencial del relleno del lago Tanganyka, en el que se observan dos ciclos de fluctuación del nivel lacustre y sus consecuencias en la arquitectura estratigráfica en los márgenes flexurales o de plataforma y en los márgenes con escarpe. En el gráfico se puede observar también la relación entre la estructuración tectónica de la cuenca y la distribución de los cinturones ambientales. La secuencia A se caracteriza por la gran cantidad de aportes clásticos, mientras que en la B la escasez de aportes clásticos permite el desarrollo de sistemas carbonáticos y presenta además como consecuencia diferencias en la arquitectura estratigráfica. Tomado de Cohen (1990). B. Modelo que muestra las relaciones entre los controles geomorfológicos inducidos por la tectónica y las facies resultantes, en una cuenca de rift basado en el lago Tanganyka. Tomado de Soreghan y Cohen (1996).

Además de las cuencas de *rifting* existe cierta diversidad de cuencas, típicamente lacustres, asociadas a situaciones de desgarre o *strike-slip, foreland,* y diversos fenómenos de extensión posteriores a fenómenos de inversión tectónica generalizada y post-orogénicas, y asociados a condiciones de extensión retro-arco.

Aunque no existen modelos detallados para todas estas cuencas, el neógeno del entorno mediterráneo contiene numerosísimos ejemplos de pequeñas cuencas formadas en relación con condiciones de desgarre y de extensión retro-arco desarrolladas tras la principales fases de la orogenia alpina.

En España, las cuencas de As Pontes en Galicia (Saéz *et al*., 2003), la Cerdanya en los Pirineos (Cabrera *et al*., 1988; Martín Closas *et al*., 2005) o las diversas cuencas situadas en la zona de Hellín en las Béticas externas (Elizaga, 1994; Rodríguez Pascua, 1997; Calvo *et al*., 2000), son algunos ejemplos.

Existen también notables ejemplos de este tipo de cuencas en Turquía y Grecia (Karistineos e Ioakim, 1989; Ilgar y Nemec, 2005; Kelling *et al*., 2005; Alçiçek *et al*. 2007) y a lo largo de los Apeninos italianos (Cavinato y De Celles, 1999; Cavinato y Miccadei, 2000; Basilici, 1997, 2000a y b; Cavinato *et al*., 2000; Sabato, 2000).

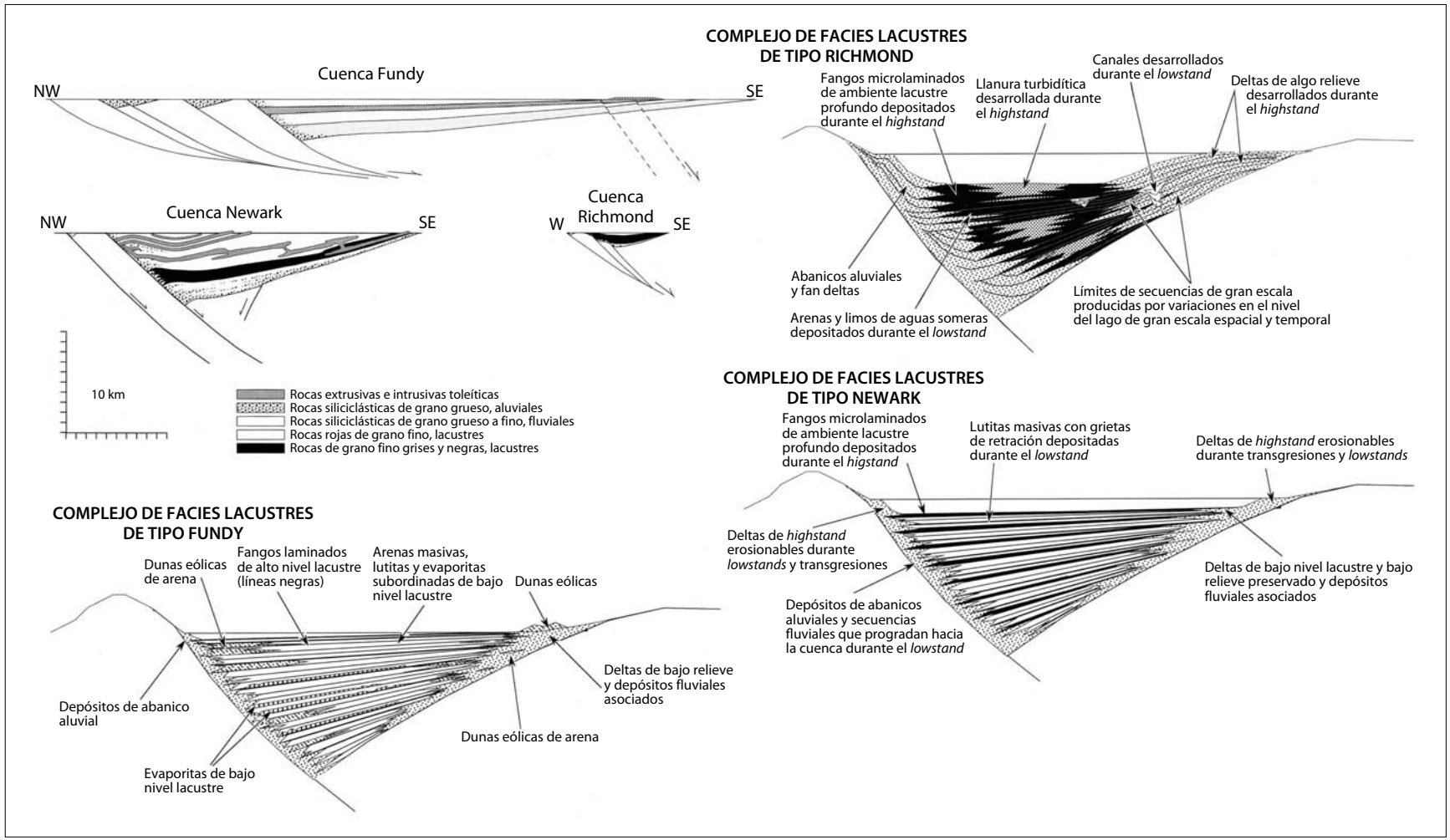


Figura 9.37. Cortes esquemáticos de la geometría de tres de las cuencas lacustres en las que se depositó el Supergrupo Newark (Triásico, noreste-este de los Estados Unidos) y representación sintética de la arquitectura estratigráfica y los diferentes tipos de secuencias lacustres que rellenan cada una de estas cuencas. Tomado de Olsen (1990).

Todas estas cuencas parecen presentar un patrón común de relleno: en general consiste en el desarrollo de lagos con una extensión superficial relativamente pequeña pero bastante profundos rodeados por orlas de abanicos aluviales. Muchas de estas cuencas reúnen las condiciones idóneas para la formación de *oil-shales*.

La cuenca del Duero en sus márgenes norte y este, y la cuenca del Ebro son excelentes ejemplos de cuencas terciarias de *foreland* o antepaís post-orogenia alpina (Santisteban *et al.*, 1996; Villena *et al.*, 1996a y b). Estas cuencas pueden llegar a presentar enormes extensiones y rellenos muy complejos en los que participan abanicos aluviales, sistemas fluviales y sistemas lacustres, siguiendo patrones de distribución y evolución variables, ya que dependen mucho de la paleogeografía de cada cuenca y de su evolución tectónica.

Si estas cuencas de origen tectónico se desarrollan en contextos climáticos muy áridos y están hidrológicamente cerradas, se caracterizan por el desarrollo de sistemas de abanicos aluviales áridos que pasan lateralmente a sistemas de *playa-lake,* un modelo clásico tanto para sistemas sedimentarios lacustres como para cuencas continentales (Eugster y Hardie, 1978) (figura 9.24.)

La realización de estos modelos de sedimentación en cuencas tectónicamente activas de diverso tipo se ha desarrollado de forma rápida en relación con la exploración de hidrocarburos (Talbot, 1988; Cohen, 1990; Fleet *et al.*, 1988; Katz, 1990a y b; Lomando *et al.*, 1994; Katz, 2001; Sladen y Traynor, 2000).

Los sistemas y las cuencas lacustres en el marco de la Estratigrafía Genética y Secuencial

El estudio de las cuencas continentales en el paradigmático marco de la Estratigrafía Secuencial viene siendo desde hace dos décadas un área de investigación fronteriza en los campos de la Estratigrafía y el Análisis de Cuencas Sedimentarias (Galloway, 1989; Wright y Marriot, 1993; Shumm, 1993; Shanley y McCabe, 1994; Miall, 1996 y 1997), que continúa desarrollándose activamente en la actualidad y que ha tropezado con no pocas dificultades, muchas de ellas aún hoy aparentemente insalvables.

Los principales problemas para aplicar la Estratigrafía Secuencial a los sistemas continentales son bastante obvios. En primer lugar dado que ésta se basa en la ciclicidad periódica impuesta por las oscilaciones del nivel del mar parecería que desde todo punto de vista, su uso en el análisis del registro continental es inviable. Esta dificultad ha podido ser relativamente soslayada, ya que incluso para cuencas marinas, hoy se acepta de forma general que el nivel del mar es uno, entre varios, de los posibles controles que tienen como consecuencia la formación de secuencias deposicionales, en sentido amplio. Por tanto, la aplicación de la Estratigrafía Secuencial más pura ha ido de alguna manera derivando en lo que daremos en llamar Estratigrafía Genética, que entiende que las secuencias deposicionales, son conjuntos de estratos genéticamente relacionados y formados en ciclos de distinto orden de creación y destrucción de espacio de acomodación (Emery y Myers, 1996), siendo un tipo de estos ciclos posibles el que resulta de las subidas y bajadas del nivel del mar.

A pesar de esto el nivel del mar sigue siendo, sin duda, un control destacado en la construcción del registro marino y el hilo conductor en el análisis de cuencas marinas.

En cuencas continentales esta concepción de las secuencias como conjuntos genéticos ligados a ciclos de creación y destrucción del espacio de acomodación ha abierto la posibilidad de estudiar y ordenar sus registros con criterios genéticos antes no utilizados, que no tienen por qué guardar relación con el nivel del mar, sino más bien con la ciclicidad climática y tectónica. Sin embargo sigue existiendo otra dificultad obvia: mientras los ciclos de subida y

bajada del nivel presentan periodicidades definidas, los procesos que generan ciclos de creación y destrucción del espacio de acomodación en cuencas continentales son lo bastante variados y variables de unas cuencas a otras, como para que no sea posible establecer un marco de referencia cronológico y cronoestratigráfico para el registro continental. El establecimiento de este marco cronoestratigráfico es la aportación clave de la Estratigrafía Secuencial, hasta el punto de que muchos autores críticos con la Estratigrafía Secuencial (Miall, 1997), en los aspectos que se refieren a la jerarquía secuencial, han aconsejado siempre el uso de los órdenes secuenciales (primer a quinto orden de Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991) según la magnitud de duración del proceso de formación de las secuencias.

En el registro continental esta dificultad se ve además aumentada por el hecho de que los distintos tipos de sistemas deposicionales dan respuestas muy diferentes a procesos alocíclicos generadores de secuencias iguales; esto es, el registro aluvial y fluvial, el eólico y el lacustre, tienen a su vez sus propios controles y responden de forma diferente en su evolución, arquitectura estratigráfica, etc., ante eventos tectónicos o climáticos similares.

Para cada uno de estos sistemas la Estratigrafía Secuencial y/o Genética ha tenido que ir encontrando sus propios caminos de aplicación y resolver sus propias dificultades.

En lo que concierne al registro lacustre los intentos de aproximación han sido muy numerosos y probablemente más que para cualquier otro sistema continental, ya que intentar equiparar el «nivel del mar» al «nivel del lago», ligando las variaciones del nivel del lago a las variaciones climáticas cíclicas periódicas, ofrece un punto de partida muy obvio que no ofrecen los sistemas fluviales o los eólicos.

Un trabajo clásico de esta forma de aplicación de la Estratigrafía Secuencial es el de Dam y Surlyk (1993) para la Formación Kap Stewart en la cuenca Jameson Land en Groenlandia. Este trabajo obtuvo un éxito notable en el reconocimiento de ciclicidades y secuencialidades de distinta escala temporal, en una de las cuales se podían reconocer cortejos sedimentarios y secuencias deposicionales con arquitectura estratigráfica similar a la de los cortejos y las secuencias marinas. Los autores interpretaron que de alguna forma esta secuencialidad estaba controlada por el eustatismo y se superponía a otras secuencialidades de menor escala controlada climáticamente.

Excepto en las cuencas que por su proximidad al mar pueden registrar una influencia eustática más o menos directa, en general hoy es de común aceptación que los lagos no se comportan y no pueden ser tratados como «mares pequeños», por lo que no es esperable que el modelo realizado para el registro estratigráfico marino pueda ser identificado o aplicable al registro continental.

Prosser (1993) realizó un excelente trabajo basado en registros sísmicos, en el que propuso jerarquizar el registro de cuencas fluviales y fluvio-lacustres de *rifting* en secuencias y cortejos relacionados con los episodios mayores de evolución tectónica, similares en todas las cuencas de este tipo.

Otros autores han usado las unidades tectosedimentarias y las unidades limitadas por discontinuidades mayores como criterios para jerarquizar el relleno de las cuencas fluvio-lacustres y lacustres en unidades genéticas. Este tipo de metodología se aplica con éxito a grandes cuencas sedimentarias fuertemente controladas por la tectónica, como la cuenca del Ebro (Villena *et al.*, 1996; Arenas y Pardo, 1999 y 2000).

En el caso de cuencas y sistemas lacustres ligados a sistemas costeros, el nivel del mar continúa siendo el principal criterio usado (MacNeil y Jones, 2006).

Otros trabajos ilustrativos y dignos de mención sobre esta temática son los de Scholz *et al.*, 1998; Keighley *et al.*, 2003 y Johnson y Graham, 2004b. Ilgar y Nemec (2005) han realizado un interesante trabajo en el que aplican la nomenclatura y los criterios de la Estratigrafía Secuencial tradicional a la cuenca lacustre miocena Ermenek, en Turquía (figura 9.38).

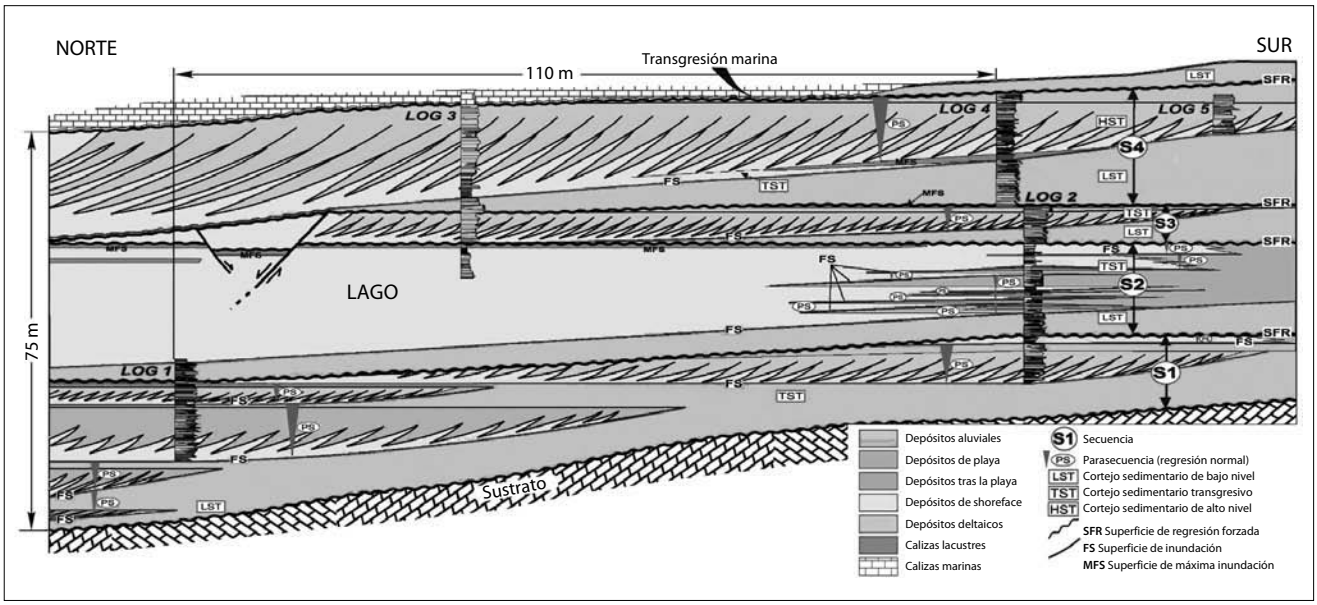


Figura 9.38. Panel de correlación que muestra la arquitectura estratigráfica y la evolución del relleno de la cuenca lacustre Ermenek (Turquía), así como la aplicación de la nomenclatura y los criterios clásicos de la Estratigrafía Secuencial al registro sedimentario lacustre. El gráfico es un ejemplo representativo de la complejidad que en el espacio y en el tiempo pueden llegar a desarrollar estas cuencas. Tomado de Ilgar y Nemec (2005).

Sin embargo, todavía no se ha establecido un marco de uso universal, ya que existe una serie de dificultades que deberían ser tenidas en cuenta a la hora de realizar cualquier modelo para cuencas lacustres y tienen que ver con alguno de los siguientes aspectos:

1. De unos tipos a otros de cuencas y lagos, la ciclicidad y periodicidad de los procesos tectónicos y climáticos es variable y por tanto, su reflejo en la arquitectura estratigráfica es dispar.
2. Al igual que las secuencias marinas, las secuencias lacustres son heterogéneas en cuanto a la resolución temporal de sus términos, pero probablemente la variabilidad en el nivel de resolución temporal es más heterogéneo entre distintas facies continentales que entre las marinas. Por ejemplo los sedimentos de cuenca laminados pueden llegar a tener hasta una resolución anual o de unos pocos años, aunque variará mucho de unos lagos a otros, mientras que la resolución de los sedimentos litorales siempre será mucho menor, pero también puede variar mucho de unos lagos a otros.
3. Algo que también hemos mencionado con anterioridad en varias ocasiones y que tiene un gran impacto en la arquitectura estratigráfica de las cuencas lacustres, sobre todo en cuencas con relleno dominantemente clástico, es la correlación entre llegada de agua, subidas del nivel y llegada de aportes, y entre disminución del nivel y descenso en los aportes. En cuencas marinas las subidas y bajadas del nivel del mar son independientes de los aumentos y disminuciones en los aportes.
4. La heterogeneidad en el tipo de cuencas que contienen sistemas lacustres y en el papel que estos sistemas desempeñan dentro de la cuenca.

En los últimos años se ha desarrollado un modelo de aplicación de la Estratigrafía Secuencial a cuencas lacustres que, poco a poco, ha ido probando su validez para un uso general. Su aplicación a diversas cuencas, y la utilización de la terminología y los conceptos propuestos se está extendiendo. Se trata del modelo de Bohacs *et al.* (2000), previamente esbozado en Carroll y Bohacs (1999).

Como modelo cumple con los requisitos necesarios para serlo, ya que no se basa en un único caso sino que es el resultado de una síntesis que abarca un número representativo de cuencas lacustres actuales y fósiles, es predictivo en cuanto a los tipos de secuencias que se pueden generar y a la arquitectura estratigráfica de su relleno y los cortejos sedimentarios que las componen. Su realización está orientada a definir de manera sistemática el potencial de formación de hidrocarburos de los distintos tipos de cuencas lacustres y las características de los almacenes. Su principal logro es haber conseguido sistematizar la combinación de controles alocíclicos mayores o universalmente determinantes de la arquitectura secuencial lacustre y su relación con los principales tipos de secuencias de facies que se han descrito para sistemas lacustres. El modelo considera tanto la dependencia entre aportes y agua como la influencia que tiene en la arquitectura estratigráfica la morfometría de la cuenca, esencialmente el gradiente topográfico del margen lacustre. Sus principales limitaciones son la indefinición de las escalas espaciales y temporales de aplicación, la magnitud temporal de la secuencialidad, y las variaciones que se pueden introducir, en función de las relaciones del sistema lacustre con otros sistemas deposicionales con los que coexiste paleogeográficamente y con los que puede estar genéticamente ligado.

El modelo de Bohacs *et al*. (2000) divide las cuencas lacustres en tres tipos, determinados por la relación entre el potencial de acomodación y el aporte de sedimento y agua (figura 9.39a). El aporte de sedimento y agua está ligado al balance hidrológico que es dependiente del clima.

El potencial de acomodación es el espacio disponible para la acumulación de sedimentos por debajo de la posición del *outlet* o *spillpoint,* el punto de derrame sobre el cual el exceso de agua y sedimento sale de la cuenca. Esta superficie depende de la subsidencia, es decir, de la dinámica y evolución tectónica, y de la topografía de la cuenca lacustre. Cada uno de estos tipos de cuenca presenta una arquitectura de relleno estratigráfico concreta y lleva asociada un tipo de asociaciones o modelo de facies representativo del tipo de cuenca y su relleno. Los tres tipos de cuencas son:

1. Cuencas *overfilled*. El aporte de sedimento y agua excede en gran medida el espacio de acomodación potencial disponible. Son cuencas hidrológicamente abiertas, que reciben gran cantidad de aportes y dan lugar a secuencias típicamente progradantes (figura 9.39b). Están caracterizadas por asociaciones de facies «fluvio-lacustres».
2. Cuencas *balanced-fill*. El aporte de sedimento y agua está en equilibrio con la acomodación potencial. Son cuencas intermitentemente abiertas con aportes variables. Las secuencias a las que dan lugar tienen tendencias mixtas de agradación-progradación (figura 9.39c). Los lagos profundos con sedimentación laminada de cuenca son característicos de estas cuencas, que están representadas por asociaciones de facies de profundidad fluctuante.
3. Cuencas *underfilled*. El aporte de sedimento y agua es mucho menor que la acomodación potencial. Son cuencas hidrológicamente cerradas, con aporte fluvial mínimo caracterizadas por la formación de evaporitas. Dan lugar a secuencias agradantes y múltiples ciclos de desecación-inundación (figura 9.39d). Están representadas por asociaciones de facies «evaporíticas».

El modelo define también a grandes rasgos la arquitectura de los cortejos sedimentarios de bajo nivel, transgresivos y de alto nivel para cada uno de los tipos de cuencas.

Aunque este modelo representa un avance y resuelve ciertos problemas de la aplicación de la Estratigrafía Secuencial a las cuencas lacustres, queda un gran número de cuestiones por solventar y es esperable que se realicen nuevas aportaciones que hagan avanzar las fronteras en el estudio de los sistemas y cuencas lacustres.

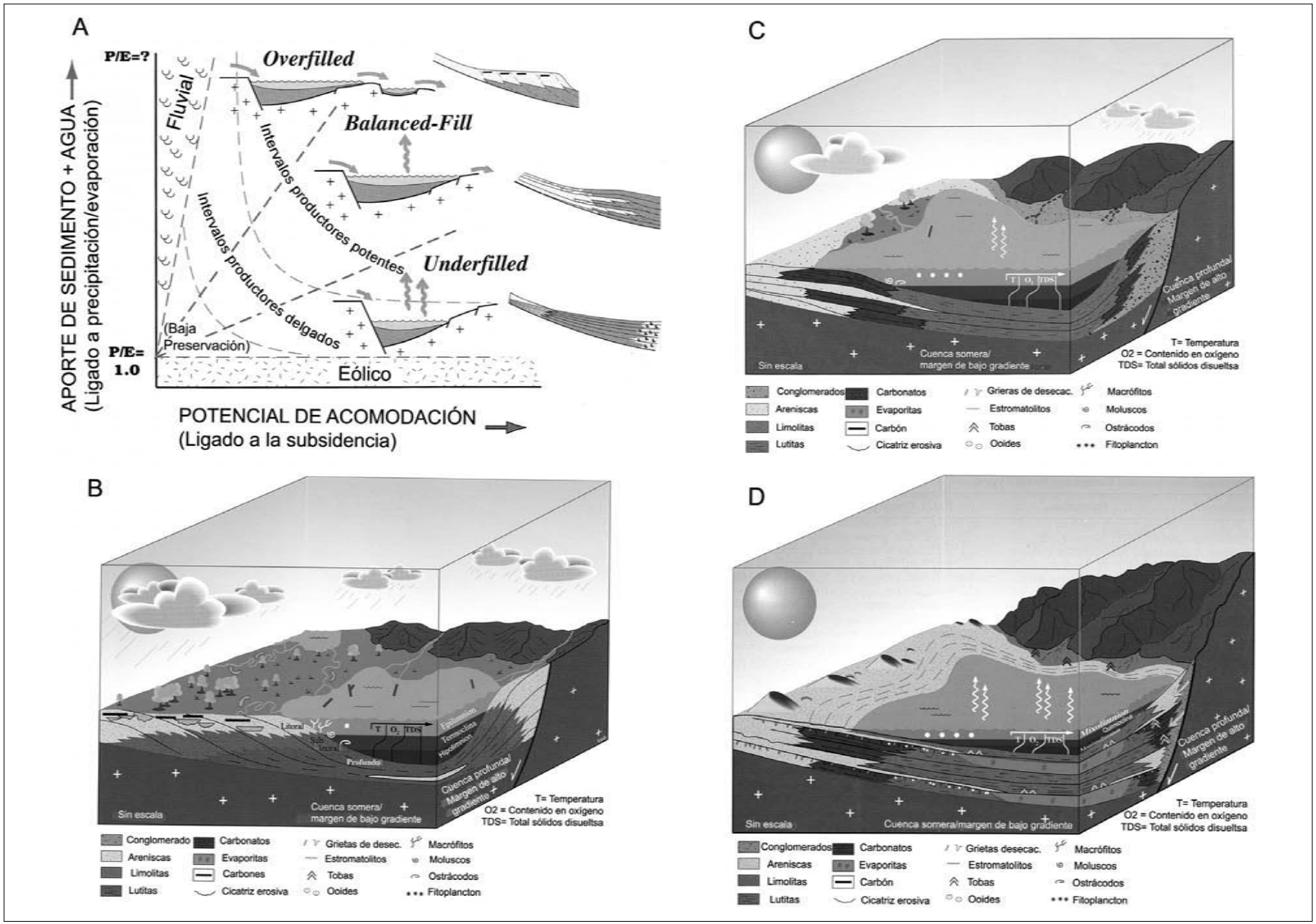


Figura 9.39. Modelo de aplicación de la Estratigrafía Secuencial a cuencas lacustres realizado por Bohacs *et al.* (2000).

A. Definición de los tres tipos de cuencas lacustres contemplados por el modelo a partir de la relación entre los factores de control alocíclicos definidos en dicho modelo: el potencial de acomodación y el aporte de sedimento y agua. El esquema incluye la situación de los sistemas eólicos y fluviales en relación con estos factores alocíclicos, y la predicción acerca de la situación en la que se producirían distintas cantidades de hidrocarburos en las cuencas lacustres. B. Modelo para cuencas «overfilled». C. Modelo para cuencas «balanced-fill». D. Modelo para cuencas «underfilled».

En cualquier caso, es ya práctica normal que los estudios de cuencas lacustres empleen criterios genéticos para ordenar las sucesiones estratigráficas y que se analice la arquitectura estratigráfica tridimensional de las cuencas. Además, el estudio de la ciclicidad y la resolución temporal de los depósitos lacustres es en estos momentos un área muy prolífica de la Limnogeología en la cantidad de estudios y resultados.

CONSIDERACIONES FINALES

La sedimentología de lagos y sistemas lacustres, y el análisis de cuencas lacustres se ha convertido durante las últimas décadas en un área de estudio de gran relevancia y enorme expansión. La gran inversión de recursos y esfuerzos que se han dedicado al estudio de los lagos, entendidos en el más amplio de los sentidos, ha dado sus frutos; actualmente, el volumen de conocimientos del que se dispone, permite abordar ya el estudio de los sistemas lacustres con un gran respaldo en cuanto a las aproximaciones metodológicas, y los muy diversos modelos de comparación, realizados para el estudio de los distintos aspectos y escalas, desde los que podemos aproximarnos a los lagos: de la geoquímica isotópica a las cuencas sedimentarias; de los ciclos anuales a las secuencias deposicionales de miles y cientos de miles de años; de la sedimentología y los procesos sedimentarios a los procesos de control climáticos y tectónicos. Al mismo tiempo, nuevos retos y las numerosas cuestiones abiertas delinean las fronteras de avance del conocimiento y permiten pronosticar que la próxima década será testigo de la continuación de esta tendencia expansiva del conocimiento. En especial, en lo que se relaciona con los estudios de variabilidad climática, exploración de recursos naturales y aplicación de la Estratigrafía Secuencial al análisis de cuencas continentales.

Este capítulo ha sido escrito intentando mostrar la complejidad del «universo lacustre», al mismo tiempo que se ha intentado ofrecer una revisión lo suficientemente sintética como para que el lector pueda obtener una idea general y simplificada, que sirva como puerta de entrada a este universo y sea punto de partida desde el que profundizar en el tema.

Como esperamos haber demostrado, los lagos son sistemas muy complejos y sinérgicos, pero no son sistemas caóticos; existen patrones de diverso tipo y escala que de alguna manera permiten acercarse a su comprensión, y pueden explicarlos; patrones cuyo conocimiento profundo permite estudiarlos con mayor precisión y eficacia; patrones que hay que continuar construyendo.

Tal y como ya se señaló en el primer apartado de este capítulo, siguiendo a Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994b) nos reafirmamos en aconsejar que la aproximación a los sistemas lacustres se haga siempre con una actitud lo más abierta posible, que se tengan en cuenta los retos y las fronteras del conocimiento, y que se continúen ofreciendo modelos dinámicos de los que emerjan nuevos retos y nuevas fronteras.

Para terminar, de toda la extensa bibliografía que acompaña este capítulo, recomendaremos tres títulos generales y relevantes, que permiten profundizar en los sistemas lacustres y su estudio. Estas obras sintetizan y reflejan toda la filosofía y la metodología con la que actualmente se entienden y abordan los lagos, y encierran y hacen evidente, el esfuerzo de progreso realizado por los limnogeólogos, entre los que los científicos españoles han jugado, además, un papel destacado y fundamental.

1. Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (eds.) (1994a): *Global Geological Record of Lake Basing*, vol. I. Cambridge University Press. 427 pp.
2. Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (eds.) (2000a): Lake Bsing through space and time: American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology,* 46. 648 pp.
3. Cohen, A. S. (2003): *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, Oxford. 500 pp.

BIBLIOGRAFÍA

Alçiçek, H.; Varol, B. y Özkul, M. (2007): Sedimentary facies, depositional environments and paleogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey. *Sediment. Geol.,* 202, 596-537.

Allen, P. y Wimbledon, W. A. (1991): Correlation of NW European Purbeck-Wealden (nonmarine Lower Cretaceous) as seen from the English type-areas. *Cretaceous Res.,* 12 (5), 511-526.

Alonso Zarza, A. M. (2003): Paleoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci. Rev.,* 60, 261-298.

Alonso Zarza, A. y Tanner, L. (eds.): *Continental carbonates. Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam. En prensa.

Alonso Zarza, A. M.; Dorado-Valiño, M.; Valdeolmillos-Rodríguez, A. y Ruiz-Zapata, B. (2006): A recent analogue for palustrine carbonate environments: The Quaternary deposits of Las Tablas de Daimiel wetlands, Ciudad Real, Spain. *Geol. Soc. Am. Special Paper,* 416, 153-168.

Anadón, P.; Cabrera, L. y Julià, R. (1988): Anoxic-oxic cyclical lacustrine sedimentation in the Miocene Rubielos de Mora Basin, Spain. En A. J. Fleet, K. Kelts y M. R. Talbot (eds.), *Lacustrine Petroleum source rocks. Geol. Soc. Am. Spec. Publications,* 40, 353-367.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Juliá, R.; Roca, E. y Rosell, L. (1989): Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European rift systems). *Palaeogeogr. Palaeocl.,* 70, 7-28.

Anadón, P.; Ortí, F. y Rosell, L. (2000): Neogene lacustrine systems of the Southern Teruel Graben (Spain). En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 497-504.

Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies models and palaeogeographic synthesis. *Palaeogreogr. Palaeocl.*, 151, 127-148.

— (2000): Neogene Lacustrine Deposits of the North-Central Ebro Basin, Northeastern Spain. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts, (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 395-406.

Arribas, M. E.; Gómez Fernández, J. C. y Meléndez, N. (1989): *Early diagenetic processes in lacustrine and in related flood plain sediments from the lower Cretaceous (Central Spain)*. Abstracts 10th. IAS Regional Meeting on Sedimentology, Hungarian Geological Institute, Budapest, 3-4.

Arribas, M. E.; Bustillo, A. y Tsige M. (2004): Lacustrine chalky carbonates: origin, physical properties and diagenesis (Paleogene of the Madrid Basin, Spain). *Sediment. Geol.,* 166, 335-351.

Ballance, P. F. y Reading, H. G. (ed.) (1980): Sedimentation in oblique-slip mobile zones. *IAS Spec. Publications,* 4.

Basilici, G. (1997): Sedimentary facies in an extensional and deep-lacustrine depositional system: The Pliocene Tiberino Basin, Central Italy. *Sediment. Geol.,* 109, 73-94.

— (2000a): Pliocene lacustrine deposits of the Tiberino Basin (Umbria, Central Italy). En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 505-516.

— (2000b): Floodplain lake deposits on an Early Pleistocene alluvial plain (Tiberino Basin, Central Italy). En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 535-542.

Bates, R. L. y Jackson, J. A. (1987): *Glossary of Geology,* 3.ª ed. American Geological Institute.

Biddle, K. T. y Christie-Blick, N. (eds.) (1985): Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *SEPM Spec. Publications,* 37.

Bohacs, K. M.; Carroll, A. R.; Neal, J. E. y Mankiewicz, P. J. (2000): Lake-Basin type, source potential, and hydrocarbon characterr: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 3-34.

Bohacs, K. M.; Carroll, A. R. y Neal, J. E. (2003): Lessons from large lake systems-Thresholds, nonlinearity, and strange attractors. *Geol. Soc. Am. Special Paper,* 370, 75-89.

Borrough, S. L.; Thomas, D. S. G.; Shaw, P. A. y Bailey, R. M. (2007): Multiphase Quaternary highstands at Lake Ngami, Kalahari, northern Botswana. *Palaeogeogr. Palaeocl.,* 253, 280-299.

Bracken, B. R. (1994): Syn. rift lacustrine beach and deltaic sandstone reservoirs - pre-salt (Lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, West Africa. En A. J. Lomando, B. C. Schreiber, y P. M. Harris (eds.), *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems. SEPM Core Workshop,* 19, 173-200.

Bray, T. F. y Carter, C. H. (1992): Physical processes and sedimentary record of a modern, transgressive, lacustrine barrier-island. *Mar. Geol.,* 105, 155-168.

Briggs. D. E. G.; Wilby, P. R.; Pérez-Moreno, B. P.; Sanz, J. L. y Fregenal Martínez, M. (1995): The mineralization of dinosaur soft tissue in the Lower Cretaceous of Las Hoyas, Spain. *J. Geol. Soc. London,* 154 (4), 587-588.

Buatois, L. A. y Mángano, M. G. (1993): Ecospace utilization, paleoenvironmental trends, and the evolution of early nonmarine biotas. *Geology,* 21, 595-598.

— (1995): Sedimentary dynamics and evolutionary history of a Late Carboniferous Gondwanic lake in north-western Argentina. *Sedimentology,* 42 (3), 415-436.

Burgis, M. J. y Morris, P. (1987): *The Natural History of Lakes*. Cambridge University Press, Cambridge.

Bustillo, M. A. y Alonso Zarza, A. M. (2003): Transformaciones edáficas y diagenéticas de los depósitos aluviales distales del mioceno de la cuenca de Madrid, área de Paracuellos del Jarama. *Estudios Geológicos,* 59, 39-52.

Cabrera, L.; Roca, E. y Santanach, P. (1988): Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). *J. Geol. Soc. London,* 145, 261-268.

Calvo, J. P.; Ordóñez, S.; García del Cura, M. A.; Hoyos, M.; Alonso Zarza, A. M.; Sanz, E. y Rodríguez Aranda, J. P. (1989): Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geológica Hispánica,* 24, 281-298.

Calvo, J. P.; Alonso Zarza, A. M.; García Del Cura, M. A.; Ordoñez, S.; Rodríguez Aranda, J. P. y Sanz Montero, M. E. (1996): Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: paleoclimatic and paleohydrological constraints. En P. F. Friend y C. J. Dabrio, (eds.), *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. World and Regional Geology,* 6, 272-276.

Calvo, J. P.; Gómez-Gras, D.; Alonso Zarza, A. M. y Jiménez, S. (2000): Architecture of a bench-type carbonate lake margin and its relation to fluvially dominated deltas, Las Minas Basin, Upper Miocene, Spain. *J. Sediment. Res.,* 70, 240-254.

Carroll, A. R. y Bohacs, K. M. (1999): Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology,* 27, 99-102.

Carvalho, M. D.; Mundim Praça, U.; Da Silva-Telles Jr.; A. C., Jahnert, R. J. y Dias, J. L. (2000): Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 245-255.

Cavinato, G. P. y De Celles, P. G. (1999): Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion. *Geology,* 27 (10), 955-958.

Cavinato, G. P. y Miccadei, E. (2000): Pleistocene carbonate lacustrine deposits: Sulmona Basin, (Central Apennines, Italu). En E. Gierlowski-Kordesch, y K. Kelts (eds.), Lake Basins through space and time. *AAPG Studies in Geology,* 46, 517-526.

Cavinato, G. P.; Gliozzi, E. y Mazzini, I. (2000): Two lacustrine episodes during the Late Pliocene-Holocene evolution of the Rieti Basin (Central Appenines, Italy). En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 527-534.

Changsong, L.; Qi, Y. y Sitian, L. (1991): Structural and depositional patterns of the Tertiary Baise Basin, Guang Xi Autonomous Region (southeastern China): a predictive model for fossil fuel exploration. En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.) *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,* 3, 75-92.

Chenggao, G. y Renaut, R. W. (1994): The effect of Tibetan uplift on the formation and preservation of Tertiary lacustrine source-rocks in eastern China. *J. Paleolimnol.,* 11, 31-40.

Chiappe, L.; Rivarola, D.; Cione, A.; Fregenal Martínez, M.; Sozzi, H.; Buatois, L.; Gallego, O.; Laza, J.; Romero, E.; López Arbarello, A.; Buscalioni, A.; Marsicano, C.; Adamonis, S.; Ortega, F.; McGhee, S. y Di Iorio, O. (1997): Biotic association and paleoenvironmental reconstruction of the «Loma del Pterodaustro» fossil site (Early Cretaceous, Argentina). *Geobios,* 31, 349-369.

Cohen, A. S. (1990): Tectono-stratigraphic model for sedimentation in Lake Tanganyika, Africa. En B. J. Katz (ed.), *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. AAPG Memoir,* 50, 137-150.

— (2003): *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, Oxford.

Cohen, A. S. y Thouin, C. (1987): Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology,* 15, 414-418.

Cole, G. A. (1983): *Textbook of Limnology,* 3.ª ed. Waveland Press, Inc., Illinois.

Dam, G. y Surlyk, F. (1993): Cyclic sedimentation in a large wavw- and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. En H. W. Posamentier, C. P. Summerayes, B. U. Haq y G. P. Allen (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations. IAS Spec. Publication,* 18, 419-448.

Dean, W. E. (1981): Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. *SEPM. Spec. Publications,* 31, 213-231.

De las Heras, X.; Grimalt, J. O.; Albaiges, J.; Julià, R. y Anadón, P. (1989): Origin and diagenesis of the organic matter in Miocene freshwater lacustrine phosphates (Cerdanya Basin, Eastern Pyrenees). *Org. Geochem.,* 14 (6), 667-677.

Dias, J. L.; Oliveira, J. Q. y Vieira, J. C. (1988): Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências,* 18 (3), 252-260.

Dunagan, S. P. y Turner, C. E. (2004): Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sediment. Geol.,* 167, 269-296.

Elizaga, E. (1994): *Análisis de facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neogeno superior. Albacete. España*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Instituto de Estudios Albacetenses de la Excma. Diputación de Albacete, Albacete.

Emery, D. y Myers, K. J. (1996): *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, London.

Eugster, H. P. y Hardie, L. A. (1978): Saline Lakes. En A. Lerman (ed.), *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer-Verlag, New York, 237-293.

Eugster, H. P. y Kelts, K. (1983): Lacustrine chemical sediments. En A. S. Goudie (ed.), *Chemical Sediments and Geomorphology - Precipitates and Residua in the Near-Surface Environment*. Academic Press, London, 321-368.

Eugster, H. P. y Surdam, R. C. (1973): Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming; A preliminary report. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 84 (4), 1115-1120.

Felton, A. A.; Russell, J. M.; Clhen, A. S.; Baker, M. E.; Chesley, J. T.; Lezzar, K. E.; McGlue, M. M.; Pigati, J. S.; Quade, J.; Stager, J. C. y Tiercelin, J. J. (2007): Paleolimnological evidence for the onset and termination or glacial aridity from Lake Tanganyika, Tropical East Africa. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 252, 405-423.

Ferber, C. T. y Wells, N. A. (1995): Paleolimnology and taphonomy of some fish deposits in «Fossil» and «Uinta» lakes of the Eocene Green River Formation, Utah and Wyoming. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 117 (3), 185-210.

Fernández, J.; Bluck, B. J. y Viseras, C. (1993): The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits; an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology,* 40, 879-893.

Filippi, M. L. y Talbot, M. R. (2005): Lake Malawi: The palaeolimnology of the North Basin over the last 25 ka based upon the elemental and stable isotopic composition of sedimentary organic matter. *Quaternary Sci. Rev.,* 24, 1303-1328.

Fisher, J. A.; Nichols, G. J. y Waltham, D. A. (2007): Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sediment. Geol.,* 195, 55-73.

Fleet, A. J.; Kelts, K. y Talbot, M. R. (eds.) (1988): Lacustrine Petroleum source rocks. *Geol. Soc. London Spec. Publications,* 40.

Ford, T. D. y Pedley, H. M. (1996): A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Sci. Rev.,* 41, 117-175.

Fregenal-Martínez, M. A. (1998): *Análisis de la cubeta sedimentaria de Las Hoyas y su entorno paleogeográfico. Cretácico Inferior de la Serranía de Cuenca. Sedimentología y aspectos tafonómicos del Yacimiento de Las Hoyas*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Fregenal-Martínez, M. A. y Meléndez, N. (2000): The Lacustrine Fossiliferous Deposits of the Las Hoyas Subbasin (Lower Cretaceous, Serranía de Cuenca, Iberian Ranges, Spain). En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 303-314.

Freytet, P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émersions et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine,* 8 (1), 223-246.

Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. *Contributions to Sedimentology,* 11. Elsevier Publ. Co., Amsterdam.

Freytet, P. y Verecchia, E. P. (2002): Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *J. Paleolimnol.,* 27, 221-237.

Frostick, L. E. y Reid, I. (1987): A new look at rifts. *Geology Today,* 3, 122-126.

Fürsich, F. T.; Sha, J.; Jiang, B. y Pan, Y. (2007): High resolution palaeoecological and taphonomic analysis of Early Cretaceous lake biota, western Liaoning (NE-China). *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 253, 434-457.

Galloway, W. E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bull.,* 73, 125-142.

García del Cura, M. A.; Dabrio, C. J. y Ordóñez, S. (1996): Mineral resources of the Tertiary deposits of Spain. En P. F. Friend y C. J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. World and Regional Geology,* 6, 26-40.

Gawthorpe, R. L. y Leeder, M. R. (2000): Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.,* 12, 195-218.

Ghiene, J. F.; Schuster, M.; Bernard, A.; Duringer, P. y Brunet, M. (2002): The Holocene giant Lake Chad revealed by digital elevation models. *Quatern. Int.,* 87, 81-85.

Gibert, L.; Ortí, F. y Rosell, L. (2007): Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sediment. Geol.,* 200, 89-116.

Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (eds.) (1994a): *Global Geological Record of Lake Basins,* vol. I. Cambridge University Press, Cambridge.

— (1994b): Introduction. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Global Geological Record of Lake Basins,* vol. I. Cambridge University Press, Cambridge, xvii-xxxiii.

— (2000a): Lake Basins through space and time. *AAPG Studies in Geology,* 46.

— (2000b): Preface. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, iii-viii.

Gierlowski-Kordesch, E.; Gómez-Fernández, J. C. y Meléndez, N. (1991): Carbonate and coal deposition in an alluviall-lacustrine setting: Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (east-central Spain). En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,* 13, 109-125.

Glenn, C. y Kelts, K. (1991): Sedimentary rythms in lake deposits. En G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (eds.), *Cyles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 188-221.

González Bernáldez, F. (1992): *Los paisajes del agua: terminología popular de los humedales*. J. M. Reyero Editor, Madrid.

Gómez Fernández, J. C. (1992): *Análisis de la cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Gore, P. J. W. (1994): Triassic-Jurassic lacustrine deposits in the Culpeper Basin, Virginia, USA. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Global Geological Record of Lake Basins,* vol. I. Cambridge University Press, Cambridge, 155-163.

Grant, J. A.; Franzone, J. M.; Gill, D. R.; Pepe, W. J.; Torok, D. M. y Warmbrodt, K. (1996): Lake Erie coastal dynamics, New York, as constrained by beach profiling and ground penetrating radar (abstract): *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs,* 28 (7), 497.

Greb, S. F.; DiMichele, W. A. y Gastaldo, R. A. (2006): Evolution and importance of wetlands in Earth history. En S. F. Greb y W. A DiMichele (eds.), *Wetlands through time. Geol. Soc. Am. Special Paper,* 339, 1-40.

Greenwood, B. y Sherman, D. J. (1986): Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology,* 33, 33-45.

Gupta, N. S.; Cambra-Moo, O.; Briggs, D. E. G.; Love, G. D.; Fregenal Martínez, M. y Summons, R. E. (2008): Molecular taphonomy of macrofossils from the Cretaceous Las Hoyas formation, Spain. *Cretaceous Res.,* 29 (1), 1-8.

Håkanson, L. y Jansson, M. (1983): *Principles of Lake Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin.

Hardie, L. A.; Smoot, J. P. y Eugster, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En A. Matter y M. E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments. IAS Spec. Publications,* 2, 7-41.

Harrel, J. A. y Braun, R. B. (1987): Roller micrometer analysis of grain size and shape sorting within sand laminae from lacustrine barrier islands. *AAPG Bull.,* 71 (5), 564.

Horton, B. y Schmitt, J. G. (1996): Sedimentology of a lacustrine fan delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology,* 43, 133-155.

Hsü, K. J. y Kelts, K. R. (1970): Seismic investigation of Lake Zürich, part II. *Geology. Ecol. geol. Helv.,* 63, 525-538.

— (1978): Late Neogene chemical sedimentation in the Black Sea. En A. Matter y M. E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments. IAS Spec. Pub.,* 2, 129-145.

— (1985): Swiss lakes as a geological laboratory. Part I: turbidity currents. *Naturwissenschaften,* 72, 315-321.

Hutchinson, G. E. (1957): *A Treatise on Limnology I, Geography, Physics and Chemistry*. John Wiley and Sons, New York.

Ilgar, A. y Nemec, W. (2005): Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey. *Sediment. Geol.,* 173, 233-275.

Jewell, P. W. (1992): Hydrodynamic controls of anoxia in shallow lakes. En J. Whelan y J. W. Farrington (eds.), *Organic Matter: Productivity, accumulation and preservation in recent and ancient sediments*. Columbia University Press, New York, 201-228.

— (2007): Morphology and paleoclimatic significance of Pleistocene Lake Bonneville spits. *Quaternary Res.,* 68, 421-430.

Johnson, T. C.; Carlson, T. W. y Evans, J. E. (1980): Contourites in Lake Superior. *Geology,* 9, 437-441.

Johnson, C. L. y Graham, S. A. (2004a): Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia. *J. Sediment. Res.,* 74, 770-785.

— (2004b): Cycles in perilacustrine facies of Late Mesozoic rift Basins, Southeastern Mongolia. *J. Sediment. Res.,* 74, 786-804.

Jones, B. F. y Bowser, C. J. (1978): The mineralogy and related chemistry of lake sediments. En Lerman, A. (ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, Berlín, 175-235.

Juházs, E.; Kovács, L. Ó.; Müller, P.; Tóth-Makk, Á.; Phillips, L. y Lantos, M. (1997): Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. *Tectonophysics,* 282, 257-276.

Kasinski, J. R. (1991): Tertiary lignite-bearing lacustrine facies of the Zittau Basin: Ohre rift system (Poland, Germany and Czechoslovakia). En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,* 3, 93-108.

Karistineos, N. y Ioakim, C. (1989): Paleoenvironmental and paleoclimatic evolution of the Serres Basin (N. Greece) during the Miocene. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 70, 275-285.

Katz, B. J. (ed.) (1990a): Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. *AAPG Memoir,* 50.

Katz, B. J. (ed.) (1990b): Controls on distribution of lacustrine source rocks through time and space. En B. J. Katz (ed.), Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. *AAPG Memoir,* 50, 61-76.

— (2001): Lacustrine basin hydrocarbon exploration - current thoughts. *J. Paleolimnol.,* 26 (2), 161-179.

Keighley, D.; Flint, S.; Howell, J. y Moscariello, A. (2003): Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *J. Sediment. Res.,* 73 (6), 987-1006.

Kelling, G.; Robertson, A. y Van Buchem, F. (2005): Cenozoic sedimentary basins of southern Turkey: an introduction. *Sediment. Geol.,* 173, 1-13.

Kelts, K. (1978): *Geological and sedimentary evolution of Lakes Zürich and Zug, Switzerland*. PhD Dissertation, ETH-Zürich.

— (1988): Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. En A. Fleet, K. Kelts y M. Talbot (eds.), *Lacustrine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. London Spec. Publications,* 40, 3-26.

Kelts, K. y Gierlowski-Kordesch, E. (1993): Modern and ancient lake basins as archives of continental paleoenvironment: drilling a global network of high-resolution dynamics. Int. Proj. Paleolim. Late Cenozoic Climate (IPPCCE), *Newsletter,* 7, 113-115 and Int. Conf. on Scientific Continental Drilling (ICCD), Earth History and Climate, Abstract Vol., Potsdam, Germany.

Kelts, K. y Hsü, K. J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. En A. Lerman (ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, New York, 294-323.

— (1980): Resedimented facies of 1875 Horgen slumps in Lake Zürich and a process model of longitudinal transport of turbidity currents. *Ecol. geol. Helv.,* 73, 271-281.

Kelts, K. y Talbot, M. (1990): Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic-abiotic interactions. En M. M. Tilzer y C. Serruya (eds.), *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. Springer-Verlag, Berlin, 288-315.

Kempe, S.; Karmierczak, J.; Landmann, G.; Konuk, T.; Reimer, A. y Lipp, A. (1991): Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature,* 349, 605-608.

Kovácic, M.; Zupanic, J.; Babic, L.; Vrsalijko, D.; Miknic, M.; Bakrac, K.; Hecimovic, I.; Avanic, R. y Brkic (2004): Lacustrine basin to delta evolution in the Zagorje Basin, a Pannonian subbasin (Late Miocene: Pontian, NW Croatia). *Facies,* 50, 19-33.

Kvacek, Z.,; Bohme, M.; Dvorak, Z.; Konzalova, M.; Mach, K.; Prokop, J. y Rajchl, M. (2004): Early Miocene freshwater and swampy ecosystems of the Most Basin (northern Bohemia) with particular reference to the Bílina Mine section. *J. Czech Geol. Soc.,* 49, 1-40.

Lambiase, J. J. (1990): A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. En B. J. Katz (ed.), *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. AAPG Memoir,* 50, 265- 276.

Lerman, A. (ed.) (1978): *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, Berlin.

Lerman, A.; Imboden, D. y Gat, J. (eds.) (1995): *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer-Verlag, Berlín.

Lincoln, R. J.; Boxshall, G. A. y Clark, P. F. (1982): *A dictionary of ecology, evolution and systematics*. Cambridge University Press, Cambridge.

Liesa, C.; Soria, A. R. y Meléndez, A. (2000): Lacustrine evolution in a basin controlled by extensional faults: the Galve subbasin, Teruel, Spain. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 295-302.

Link, M. H. y Osborne, R. H. (1978): Lacustrine Facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California. En A. Matter y M. E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments. IAS Spec. Publications,* 2, 167-203.

Liu, Z. y Wang, C. (2001): Facies analysis and depositional systems of Cenozoic sediments in the Hoh Xil basin, northern Tibet. *Sediment. Geol.,* 140, 251-270.

Lomando, A. J.; Schreiber, B. C. y Harris, P. M. (eds.) (1994): *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems. SEPM Core Workshop,* 19.

Luzón, A. y González, A. (2000): Sedimentology and evolution of a Paleogene-Neogene shallow carbonate lacustrine system, Ebro Basin, Northeastern Spain. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 407-416.

Margalef, R. (1983): *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona.

Martel, A. T. y Gibling, M. R. (1991): Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada. En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.) *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,*13, 223-244.

Martín Closas, C.; Permanyer, A. y Vila, M. J. (2005): Palynofacies distribution in a lacustrine basin. *Geobios,* 38, 197-210.

Martínez Delclòs, X. (ed.) (1995): *Montsec and Montral-Alcover. Two Konservat-Lagerstätten, Catalonia, Spain*. Institut d'Estudis Ilerdencs, Lleida.

Martínez Delclòs, X.; Briggs, D. E. G. y Peñalver, E. (2004): Taphonomy of insects in carbonates and amber. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 203, 19-64.

McNeil, A. J. y Jones, B. (2006): Palustrine deposits on a Late Devonian coastal plain-Sedimentary attibutes and implications for concepts of carbonate sequence stratigraphy. *J. Sediment. Res.,* 76, 292-309.

Melchor, R. N. (2007): Changing lake dinamics and sequence stratigraphy of synrift lacustrine strata in a half-graben: an example from the Triassic Ischigualasto-Villa Unión Basin. *Sedimentology,* 54, 1417-1446.

Megard, R. O. (1967): Limnology, primary productivity and carbonate sedimentation of Minnesota lakes. Univ. Minnesota, Limnological Research Center, Interim. *Report,* 1.

— (1968): Planktonic photosynthesis and the environment of carbonate deposition in lakes. Univ. Minnesota, Limnological Research Center, Interim. *Report,* 2.

Meléndez, N. y Gómez-Fernández, J. C. (2000): Continental deposits of the Eastern Cameros Basin (Northern Spain) during the Tithonian-Berriasian time. En E. Gierlowski-Kordesch, y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time*. *AAPG Studies in Geology,* 46, 263-278.

Meléndez, N.; Soria, A. R.; Meléndez, A.; Aurell, M. y Liesa, C. (2000): Early Cretaceous lacustrine systems of the Aguilón Subbasin Central Iberian Range, Northeastern Spain. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 258-294.

Meyers, P. A. (2003): Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples fron the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.,* 34, 261-289.

Meyers, P. A. y Ishiwatari, R. (1993): The early diagenesis of organic matter in lacustrine sediments. En M. Engel y S. A. Macko (eds.), *Org. Geochem.,* Plenum, New York, 185-209.

— (1995): Organic matter accumulation records in lake sediments. En A. Lerman, D. Imboden y J. Gat (eds.), *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer-Verlag, Berlín, 279-328.

Miall, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, Nueva York.

— (1997): *The geology of stratigraphic sequences*. Springer-Verlag, Berlín.

Milroy, P. G. y Wright, V. P. (2002): A highstand oolitic sequence and associated facies fron a Late Triassic lake basin, south-west England. *Sedimentology,* 47, 187-209.

Montoya, P.; Peñalver, E.; Ruiz-Sánchez, F. J.; De Sansisteban, C.; Alcalá, L.; Belinchón, M. y Lacomba, J. L. (1996): Los yacimientos paleontológicos de la cuenca terciaria continental de Rubielos de Mora (Aragón), *Revista Española de Paleontología,* núm. extraordinario 1996, 215-224.

Moreno, A.; Giralt, S.; Valero Garcés, B.; Sáez, A.; Bao, R.; Prego, R.; Pueyo, J. J.; González Sampériz, P. y Taberner, C. (2007): A 14kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18° S, northern Chilean Altiplano). *Quatern. Int.,* 161, 4-21.

Murphy, D. H. y Wilkinson, B. H. (1980): Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology,* 27, 123-135.

Nelson, C. H.; Karabanov, E. B.; Colman, S. M. y Escutia, C. (1999): Tectonic and sediment supply control of deep rift lake turbidite systems: Lake Baikal, Russia. *Geology,* 27 (2), 163-166.

Nilsen, T. H. y Sylvester, A. G. (1995): Strike-slip basins. En C. Busby y R. Ingersoll (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Oxford.

— (1999a): Strike-slip basins: Part 1. *The Leading Edge,* October, 1146-1152.

— (1999b): Strike-slip basins: Part 2. *The Leading Edge,* November, 1258-1267.

Olsen, P. E. (1984): Periodicity of lake-level cycles in the Late Triassic Lockatong Formation of the Newark Basin (Newark Supergroup, New Jersy and Pennsylvania). En A. L. Berger (ed.), *Milankovitch and climate*. Part 1, 126-146.

— (1986): A 40-million-year lake record of early Mesozoic orbital climatic forcing. *Science,* 234, 842-848.

— (1990): Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems - examples from Newark Supergroup of eastern north America. En B. J. Katz (ed.), *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. AAPG Memoir,* 50, 209- 224.

Ordóñez, S.; González Martín, J. A.; García del Cura, M. A. y Pedley, H. M. (2005): Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology,* 69, 332-350.

Oviatt, C. G.; Miller, D. M.; McGeehin, J. P.; Zachary, C. y Mahan, S. (2005): The Younger Dryas phase of Great Salt Lake, Utah, USA. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 219, 263-284.

Park, L. E. y Gierlowski-Kordesch, E. H. (2007): Paleozoic lake faunas: Establishing aquatic life on land. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 249, 160-179.

Platt, N. H. (1989): Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology,* 36, 665-684.

Platt, N. H. y Wright, V. P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,* 13, 57-74.

— (1992): Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards and exposure index for the freshwater environment? *J. Sediment. Petrol.,* 62, 1058-1071.

Plaziat, J. C. y Freytet, P. (1978): Le pseudo-microkars pédologique: un aspect particulier des paléopédogèneses développées sur les depots calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc. *Cr. Acad. Sci. II A.,* 286, 1661-1664.

Peñalver, E.; Martínez-Delclòs, X. y De Renzi, M. (2002): *Evidence of continental microbial mats based on the study of fossil insects-examples from two Spanish Konservat Fossil Lagerstätten*. Current topics on taphonomy and fossilization, Ayuntamiento de Valencia, Valencia, 281-287.

Pisera, A. y Sáez, A. (2003): Paleoenvironmental significance of a new species of freshwater sponge from the Late Miocene Quillagua Formation (N Chile). *J. S. Am. Earth Sci.,* 15, 847-852.

Porter, K. G. y Robbins, E. I. (1981): Zooplankton fecal pellets link fossil fuel and phosphate deposits. *Science,* 212, 931-933.

Prosser, S. (1993): Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. En G. D. Williams y A. Dobb (eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geol. Soc. London Spec. Publications,* 71, 35-66.

Radley, J. D. (2005): Weald Clay (Lower Cretaceous) palaeoenvironments in south-east England: molluscan evidence. *Cretaceous Res.,* 20, 365-368.

Reading, H. G. (ed.), 1986): *Sedimentary Environments and Facies,* 2.ª ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

— (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3.ª ed. Blackwell Science Ltd., Oxford.

Renaut, R. W. y Owen, R. B. (1991): Shore-zone sedimentation and facies in a closed rift lake: the Holocene lake deposits of Lake Bogoria, Kenya. En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,* 13, 175-198.

Riding, R. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology,* 47, 179-214.

Roberts, S. M.; Spencer, R. J. y Lowenstein, T. K. (1994): Late Pleistocene saline lacustrine sediments, Badwater basin, Death Valley, California. En A. J. Lomando, B. C. Schreiber y P. M. Hartis (eds.), *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems. SEPM Core Workshop,* 19, 61-103.

Rodríguez Pascua, M. A. (1997): *Paleosismicidad en emplazamientos nucleares*. Colección Otros Documentos CSN, Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid.

Rogers, D. A. y Astin, T. R. (1991): Ephemeral lakes, mud pellet dunes and wind-blown sand and silt: reinterpretation of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,* 13, 199-222.

Rosendahl, B. R.; Reynolds, D. J.; Lorber, P. M.; Burgess, C. F.; McGill, J.; Scott, D.; Lambiase, J. J. y Derksen, S. J. (1986): Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. En L. E. Frostick, R. W. Renaut, I. Reid y J. J. Tiercelin (eds.), *Sedimentation in the African rifts. Geol. Soc. London Spec. Publications,* 25, 29-43.

Ross, A. J. y Cook, E. (1995): The stratigraphy and palaeontology of the Uper Weald Clay (Barremian) at Smokejacks Brickworks, Ockley, Surrey, England. *Cretaceous Res.,* 16, 705-716.

Russell, J. M.; Johnson, T. C.; Kelts, K. R.; Laerdal, T. y Talbot, M. R. (2003): An 11 000-year lithostratigraphic and paleohydrologic record from Equatorial Africa: Lake Edward, Uganda-Congo. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 193, 25-49.

Sabato, L. (2000): A Lowe-Middle Pleistocene lacustrine system in late evolutionary stages of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy). En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 543-552.

Sáez, A.; Inglès, M.; Cabrera, L. y De las Heras, A. (2003): Tectonic-palaeoenvironmental forcing of clay-mineral assemblages in nonmarine settings: the Oligocene-Miocene As Pontes Basin (Spain). *Sediment. Geol.,* 159, 305-324.

Sáez, A.; Anadón, P.; Herrero, M. J. y Moscariello, A. (2007a): Variable style of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology,* 54, 367-390.

Sáez, A.; Valero Garcés, B. L.; Moreno, A.; Bao, R.; Pueyo, J. J.; González-Sampériz, P.; Giralt, S.; Taberner, C.; Herrera, C. y Gibert, R. O. (2007b): Lacustrine sedimentation in active settings: the Late Quaternary depositional evolution of Lake Chungará (northern Chile). *Sedimentology,* 54, 1191-1222.

Santisteban, J. I.; Mediavilla, R.; Martín-Serrano, A. y Dabrio, C. J. (1996): The Duero Basin: a general overview. En P. F. Friend y C. J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. World and Regional Geology,* 6, 183-187.

Sanz, J. L.; Fregenal Martínez, M. A.; Meléndez, N. y Ortega, F. (2001): Las Hoyas lake. En D. E. G. Briggs y P. R. Crowther (eds.), *Paleobiology II. A synthesis*, 356-359.

Scholz, C. A. y Rosendahl, B. R. (1990): Coarse-clastic faciesand stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. En B. J. Katz (ed.), *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. AAPG Memoir,* 50, 151-168.

Scholz, C. A.; Rosendahl, B. R. y Scott, D. L. (1990): Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: Examples from East Africa. *Geology,* 18, 140-144.

Scholz, C. A.; Moore Jr., T. C.; Hutchinson, D. R.; Golmshtok, A.; Ja. Klitgord, D. D. y Kurotchkin, A. G. (1998): Comparative sequence stratigraphy of low-latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: seismic data examples from the East African and Baikal rifts. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 140, 401-420.

Schultze-Lam, S.; Fortin, D.; Davis, B. S. y Beveridge, T. J. (1996): Mineralization of bacterial surfaces. *Chem. Geol.,* 132, 171-181.

Schuster. M.; Roquin, C.; Duringer, P.; Brunet, M.; Caugy, M.; Fontugne, M.; Mackaye, H. T.; Vignaud, P. y Ghienne, J. F. (2005): Holocene Lake Mega-Chad paleoshorelines from space. *Quaternary Sci. Rev.,* 24, 1821-1827.

Shanley, K. W. y McCabe, P. J. (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bull.,* 78, 544-568.

Shumm, S. A. (1993): River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *J. Geol.,* 101, 279-294.

Sladen, Ch. P. (1994): Key elements during the search for hydrocarbons in lake systems. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Global Geological Record of Lake Basins,* vol. I. Cambridge University Press, Cambridge, 3-17.

Sladen Ch. P. y Traynor, J. J. (2000): Lakes during the Evolution of Mongolia. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time*. *AAPG Studies in Geology,* 46, 35-57.

Sly, P. G. (1978): Sedimentary Processes in Lakes. En A. Lerman (ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer, Berlin, 65-89.

Smith, M. E.; Carroll, A. R. y Singer, B. S. (2008): Synoptic reconstruction of a major ancient lake system: Eocene Green River Formation, western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 120, 54-84.

Smith, D. G. y Jol, H. M. (1992): Ground Penetrating Radar investigation of a Lake Bonneville delta, Provo Level, Brigham City, Utah. *Geology,* 20, 1083-1086.

Smoot, J. P. y Olsen, P. E. (1994): Climatic cycles as sedimentary controls of rift-basin lacustrine deposits in the Early Mesozoic Newark Basin based on continuous core. En A. J. Lomando, B. C. Schreiber y P. M. Harris (eds.), *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems. SEPM Core Workshop,* 19, 201-238.

Soreghan, M. J. y Cohen, A. S. (1996): Textural and compositional variability across littoral segments of lake Tanganyika: The effect of assymetric structure on sedimentation in large rift lakes. *AAPG Bull.,* 80 (3), 382-409.

Soria, A. R.; Meléndez, A.; Meléndez, M. N. y Liesa, C. (1997): Evolución de dos sistemas continentales en la Cubeta de Aguilón (Cretácico inferior): Interrelación sedimentaria entre depósitos aluviales, lacustres y su control tectónico. *Cuadernos de Geología Ibérica,* 22, 473-507.

Stamatakis, M. G. y Koukouzas, N. K. (2001): The occurrence of phosphate minerals in lacustrine clayey diatomite deposits, Thessaly, Central Greece. *Sediment. Geol.,* 139, 33-47.

Stanley, K. O. y Surdam, R. C. (1978): Sedimentation on the front of Eocene Gilbert-type deltas, Washakie Basin, Wyoming. *J. Sediment. Res.,* 48, 557-573.

Stollhofen, H.; Stanistreet, I. G.; Rohn, R.; Holzförster, F. y Wanke, A. (2000): The Gai-As lake system, Northern Namibia and Brazil. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology,* 46, 87-108.

Strecker, U.; Steidtmann, J. R. y Smithson, S. B. (1999): A conceptual tectonostratigraphic model for seismic facies migration in a fluvio-lacustrine extensional basin. *AAPG Bull.,* 83, 43-61.

Sturm, M. y Matter, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. En A. Matter y M. E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments. IAS Spec. Publications,* 2, 147-168.

Swyridczuk, K.; Wilkinson, B. H. y Smith, G. R. (1979): The Pliocene Glenns Ferry Oolite: Lake-margin carbonate deposition in the southwestern Snake River Plain. *J. Sediment. Petrol.,* 49 (3), 995-1004.

— (1980): The Pliocene Glenns Ferry Oolite-II: Sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits. *J. Sediment. Petrol.,* 50 (4), 1237-1248.

Talbot, M. R. (1988): The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa. *Geol. Soc. London Spec. Publications,* 40, 29-43.

— (1990): A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Isot. Geosci.,* 80, 261-279.

Talbot, M. R. y Allen, P. A. (1996): Lakes. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3.ª ed. Blackwell Science, Oxford, 83-124.

Talbot, M. R. y Kelts, K. (1991): Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. En B. J. Katz (ed.), *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. AAPG Memoir,* 50, 99-135.

Talbot, M. R.; Holm, K. y Williams, M. A. J. (1994): Sedimentation in a low-gradient desert margin system: A comparison of the Late Triassic of northwest Somerset (England) and the late Quaternary of east-central Australia. En M. R. Rosen (ed.), *Paleoclimate and basin evolution of playa systems. Geol. Soc. Am. Special Papers,* 289, 97-117.

Thompson, J. B.; Ferris, F. G. y Smith, D. A. (1990): Geomicrobiology and sedimentology of the mixolimnion and chemocline in Fayetteville Green Lake, New York. *Palaios,* 5, 52-75.

Thompson, T. A. y Baedke, S. J. (1995): Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behaviour in response to quasi-periodic lake-level events. *Mar. Geol.,* 129, 163-174.

Tiercelin, J. J. (1991): Natural resources in the lacustrine facies of the Cenozoic rift basins of East Africa. En P. Anadón, Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis. IAS Spec. Publications,* 13, 3-37.

Treese K. L. y Wilkinson. B. H. (1982): Peat-marl deposition in a Holocene paludal-lacustrine basin. Sucker Lake, Michigan. *Sedimentology,* 29, 375-390.

Tucker, M. E. y Wright, V. P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Londres.

Turner, B. R. y Tester, G. N. (2006): The Table Rocks Sandstone: a fluvial, friction-dominated lobate mouth bar sandbody in Westphalian B Coal Measures, NE England. *Sediment. Geol.,* 190, 97-119.

Vail, P. R.; Audermard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N. y Pérez-Cruz, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. En G. Einsele, W. Ricken y A Seilacher (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, Nueva York, 617-659.

Valero, B.; Gierlowski, E. y Kelts, K. (1992): *Multi-Dimensional Lacustrine Lattice*. Abstracts IGCP-324 GLOPALS Annual Meeting, Madrid, 62-63.

Valero Garcés, B. L.; Gierlowski-Kordesch, E. y Bragonier, W. A. (1994): Lacustrine facies model for nonmarine limestone within cyclothems in the Pennsylvanian (Upper Freeport Formation, Appalachian Basin) and its implications. En A. J. Lomando, B. C. Schreiber y P. M. Harris (eds.), *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems. SEPM Core Workshop,* 19, 321-381.

Valero Garcés, B. L.; Moreno, A.; Navas, A.; Mata, P.; Machín, J.; Delgado Huertas, A.; González Sampériz, P.; Schwalb, A.; Morellón, M.; Cheng, H. y Edwards, R. L. (2008): The Taravilla lake and tufa deposits (Central Iberian Range, Spain) as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Palaeogreogr. Palaeocl.,* 259, 136-156.

Van Alstine, J. M. (2004): Controls on lacustrine delta stratigraphy: influences of water density contrast and bottom gradient at a river mouth. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs,* 36 (5), 35.

Van Wagoner, J. C.; Posamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S. y Handerbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner (eds.), *Sea-level changes: An integrated approach. SEPM Spec. Publications,* 42, 39-45.

Villena, J.; Pardo, G.; Pérez, A.; Muñoz, A. y González, A. (1996a): The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. En P. F. Friend y C. J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. World and Regional Geology,* 6, 77-82.

— (1996b): The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. En P. F. Friend y C. J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. World and Regional Geology,* 6, 83-88.

Viseras, C.; Bluck, B. J. y Fernández, J. (1991): A lacustrine fan-delta system in the Pliocene deposits of the Guadix Basin (Betic Cordilleras, South Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica,* 15, 200-318.

Walker, R. G. (1992): Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies models; response to sea-level change*. Geological Association of Canada, 239-263.

Wells, J. T.; Scholz, C. A. y Johnson, T. C. (1994): Highstand deltas in Lake Malawi, East Africa: environments of deposition and processes of sedimentation. En A. J. Lomando, B. C. Schreiber y P. M. Harris (eds.), *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems. SEPM Core Workshop,* 19, 1-35.

Wetzel, R. G. (1981): *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona.

— (2001): *Limnology: Lake and River Ecosystems,* 3.ª ed. Academic Press, San Diego.

Wolela, A. (2007): Fossil fuel energy resources of Ethiopia: Coal deposits. *Int. J. Coal Geol.,* 72, 293-314.

Wright, V. P. y Marriott, S. B. (1993): The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplains sediment storage. *Sediment. Geol.,* 76, 1-5.

Wright, V. P. y Platt, N. H. (1995): Seasonal wetlands carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones. *Sediment. Geol.,* 99, 65-71.

Wright, V. P.; Taylor, K. G. y Beck, V. H. (2000): The paleohydrology of Lower Cretaceous seasonal wetlands, Isle of Wight, Southern, England. *J. Sediment. Res.,* 70 (3), 619-632.

Zhang, S-W. (2004): The application of an integrated approach in exploration of lacustrine turbidites in Jiyang Sub-basin, Bohai Bay Basin, China. *J. Petrol. Sci. Eng.,* 41, 67-77.

Zhou, Z.; Barret, P. M. y Hilton, J. (2003): An exceptionally preserved Lower Cretaceous ecosystem. *Nature,* 421, 807-814.

X

Análisis de la procedencia en depósitos arenosos

por José Arribas Mocoroa*

INTRODUCCIÓN

Se entiende por procedencia (en inglés *provenance*) de un depósito detrítico (y sedimentario en general) el origen o la fuente de la que procede ese depósito, incluyendo todos los factores que han contribuido a su formación. En Petrología Sedimentaria este concepto tiene unas connotaciones íntimamente relacionadas con la composición de los depósitos sedimentarios.

El conocimiento de la composición de los depósitos detríticos siempre ha mantenido un gran interés a lo largo de la historia de la Geología Sedimentaria, fundamentalmente por la importante información, que sobre el pasado geológico, puede deducirse de ella. Las rocas detríticas son el resultado de la conjunción de un gran número de factores paleogeográficos, paleoambientales y paleolitológicos. La deducción de los valores de dichos factores a partir de la composición del registro detrítico fósil nos abre la puerta al pasado (Hutton, 1785). Este análisis no está exento de dificultad, siendo uno de los retos más complejos al que ha de enfrentarse la Petrología Sedimentaria (Pettijhon *et al.,* 1973).

Durante la primera mitad del siglo xx la evaluación de las litologías del área fuente se centró fundamentalmente en el análisis de las asociaciones de minerales densos. Esta técnica fue progresivamente abandonada por los inconvenientes que presentaba, para ir dando un papel mucho más relevante al estudio petrográfico de la fracción ligera. El desarrollo de técnicas, métodos y modelos elaborados durante los últimos treinta años, ha permitido que el análisis de la procedencia en depósitos clásticos haya adquirido un gran protagonismo por su aplicabilidad en el campo de la sedimentología y en concreto en ámbitos como la estratigrafía secuencial, pautas de relleno en determinados tipos de cuencas, escenarios geotectónicos, etc. En definitiva, el estudio de la procedencia va asumiéndose como una herramienta indispensable en el análisis de cuencas.

Resulta complejo exponer todos los métodos empleados en resolver los enigmas del origen de los depósitos detríticos, en un único capítulo de un libro de Sedimentología, por lo que nos limitaremos al ámbito de los depósitos arenosos, haciendo hincapié, fundamentalmente en los métodos y técnicas petrográficas. No obstante, en un último apartado se tratarán someramente los métodos geoquímicos, que en la actualidad se encuentran en pleno auge de su desarrollo.

El depósito detrítico

Las rocas detríticas se generan por la acumulación en cuencas de sedimentación de materiales en estado sólido, procedentes generalmente de rocas preexistentes. Este particular origen

* Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM. E-mail: arribas@geo.ucm.es.

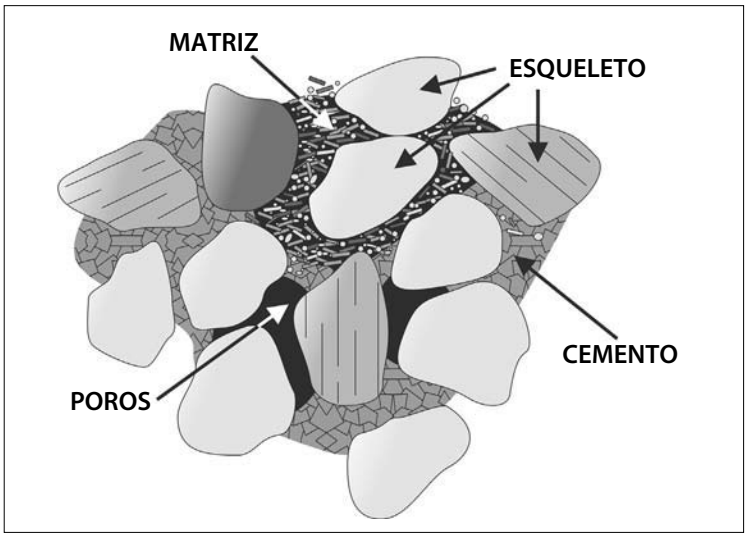


Figura 10.1. Esquema de la estructuración de una roca detrítica.

hace que el depósito detrítico presente una fábrica clástica, constituida por: 1) un esqueleto o conjunto de clastos que forman el armazón del depósito, 2) una pasta o material intersticial que puede ser detrítico infiltrado (matriz) o químico de origen diagenético (cemento) y 3) una porosidad remanente (figura 10.1).

Es evidente que los componentes detríticos del esqueleto e incluso de la pasta (matriz), son los que guardan la información sobre la «vida» del depósito hasta su llegada a la cuenca de sedimentación (¿de qué roca provienen? ¿Cómo ha sido el transporte?, ¿cómo era el clima?). Por el contrario, los componentes autigénicos (cementos) nos proporcionan información sobre los procesos postsedimentarios: el enterramiento y las condiciones diagenéticas reinantes (presión, temperatura, pH, etc.) que son las que gobiernan la estabilidad de las fases minerales cementantes.

En función del tamaño de los clastos que configuran el esqueleto se diferencian tres grandes grupos de depósitos detríticos consolidados (rocas): conglomerados (tamaños superiores a 2 mm), areniscas (2-1/16 mm) y lutitas (tamaños de clastos inferiores a 1/16 mm); y sus correspondientes términos inconsolidados (sedimentos): gravas, arenas y pelitas, respectivamente.

Los métodos de estudio de la procedencia de los depósitos detríticos han tenido un gran desarrollo en el grupo de las areniscas por varias razones. La primera de ellas es la gran abundancia de estos depósitos en el registro estratigráfico. En segundo lugar, por presentar un tamaño idóneo para el empleo de técnicas microscópicas ópticas (petrográficas), ya que en una lámina delgada (30 × 50 mm aprox.) puede analizarse una porción del depósito estadísticamente representativa. Y, en tercer lugar, por ser el tamaño arenoso (2-1/16 mm) el menor tamaño de clasto que ofrece mayor información sobre su origen. Las fracciones de tamaño inferior (pelitas y lutitas) se enriquecen en minerales de la arcilla, que generalmente, son producto de alteraciones de los minerales de la roca de procedencia, perdiéndose de este modo las señales directas de dicha roca fuente. Por último, cabría añadir a este conjunto de motivos, el interés económico que ofrecen los depósitos arenosos como posibles yacimientos de placeres y su comportamiento como almacenes potenciales de hidrocarburos.

El concepto de procedencia

De la definición introducida en la cabecera de este capítulo, se desprende que el concepto de procedencia contempla el *conjunto de factores que intervienen en la génesis de los sedimentos y que definen el paleoescenario en el que se generó ese depósito*. La naturaleza del área fuente es el factor principal que define las características texturales y composicionales del sedimento detrítico. Otros factores, como el relieve, el clima y el tipo de transporte sufrido hasta su depósito en la cuenca de sedimentación, modulan la señal principal de la litología del área fuente sobre el sedimento. En la sección 2 de este capítulo se analizan en profundidad estos factores.

Pero, ¿cómo se manifiesta la señal de los factores mencionados en el depósito detrítico? Fundamentalmente estas señales se caracterizan por condicionar o modificar la composición de los propios depósitos. A partir del estudio detallado de la composición se obtiene la máxi-

ma información sobre la historia del depósito. También las texturas (distribución clastométrica, redondez de sus clastos, etc.) son sensibles a las variaciones de determinados parámetros que controlan el origen de los sedimentos. Los caracteres texturales son muy sensibles a los factores ligados al transporte (intensidad, duración, selección hidrodinámica) y menos a factores relacionados con la naturaleza del área fuente. Este hecho hace que las interpretaciones de las texturas no permitan establecer relaciones unívocas con respecto a la procedencia de los depósitos detríticos.

La composición de los depósitos clásticos: valoración y jerarquía

La composición de las rocas sedimentarias, y en general de los depósitos sedimentarios, puede expresarse de tres modos distintos, en función de la distribución de sus elementos químicos, especies minerales o componentes petrográficos. Esto hace que podamos considerar tres tipos de composición:

La *composición química* es la distribución de los elementos sobre la roca total. Se formula con el porcentaje de los elementos mayores, menores y trazas expresados en sus correspondientes óxidos. Metodológicamente es fácil de obtener mediante técnicas analíticas, más o menos sofisticadas (absorción atómica, fluorescencia de rayos X, plasma, etc.), siguiendo protocolos analíticos estandarizados. La rapidez del análisis en laboratorios comerciales, hace muy sugestivo su empleo, además de no requerir, por parte del investigador, una preparación analítica específica previa. La composición química sobre la roca total es útil para el estudio de rocas de origen químico o bioquímico, ya que se analizan los precipitados que constituyen la globalidad de la roca sedimentaria. No obstante, su utilidad en rocas detríticas es muy limitada, ya que se analizan conjuntamente elementos constitutivos de fases clásticas y diagenéticas, obteniéndose una información que mezcla el área fuente, la aportación de la propia cuenca de sedimentación y la diagénesis. Un caso especial es el análisis de las tierras raras (REE), que debido a su carácter inmóvil permiten deducir características litológicas del área fuente, incluso en depósitos que han sufrido profundas transformaciones metamórficas.

La mayor utilidad de los análisis químicos en el estudio de la procedencia de depósitos clásticos se encuentra en el análisis químico (incluso isotópico) de elementos detríticos concretos.

La *composición mineralógica* hace referencia a la distribución (porcentaje) de la totalidad de fases minerales que contiene una roca. Se usan técnicas prácticamente rutinarias en cualquier laboratorio de investigación, como la difracción de rayos X. Su empleo se generaliza para la caracterización de depósitos detríticos de grano muy fino (lutitas). Sin embargo, no suele emplearse para la caracterización de depósitos de clastometría mayor, como en areniscas, ya que su información ignora el origen de cada fase mineral y sus relaciones texturales, observables mediante microscopía óptica. La composición mineralógica puede ser útil en determinados casos para el análisis de determinadas fases detríticas o químicas (minerales densos, cementos, etcétera).

La *composición petrográfica* reúne la información textural y mineralógica de los distintos elementos que integran la roca. La unidad de análisis en depósitos clásticos no es el elemento químico, ni el mineral, sino el clasto (o grano en areniscas) o las fases cementates (textura y mineral cementante). La composición petrográfica es, por tanto, la distribución (porcentaje) de los distintos clastos y fases minerales cementantes. El análisis de las texturas y la composición se realiza mediante el microscopio petrográfico óptico. Antes de cada análisis es necesario

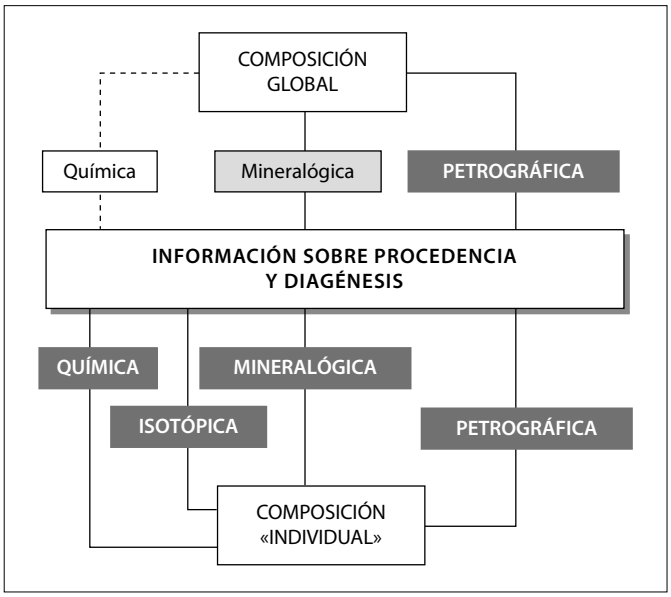


Figura 10.2. Diagrama esquemático de las distintas fuentes de información sobre procedencia y diagénesis de los depósitos detríticos basadas en la composición. El grosor de las líneas del diagrama sugiere el grado de información que se obtiene en cada caso.

definir cada uno de los tipos de granos, sus clases y subclases. Sin duda es la composición petrográfica la que arroja la máxima información sobre la procedencia y la diagénesis del depósito detrítico. El mayor inconveniente estriba en la adquisición de las habilidades y el tiempo de su aprendizaje, así como la escasa estandarización de los métodos analíticos.

Es posible establecer una jerarquía en cuanto a la calidad de la información sobre la procedencia que aporta cada uno de los tipos de composición de los depósitos detríticos (figura 10.2). Así, la mayor información se obtiene con la composición petrográfica, mediante métodos lentos y de desarrollos complejos, basados en criterios con una cierta carga subjetiva por parte del operador. En contraposición, la composición química ofrece una rápida información objetiva pero con graves carencias interpretativas sobre la procedencia del depósito.

EL SISTEMA DE LAS ROCAS CLÁSTICAS. LOS CONTROLES SOBRE SU COMPOSICIÓN

La composición de las rocas clásticas no puede correlacionarse directamente con la composición de las rocas de las que derivan, ya que existe una gran cantidad de procesos que, desde el inicio de la generación del depósito detrítico, van modificando los productos sólidos transportados, alterando progresivamente la composición del sedimento.

La génesis de las rocas clásticas ha sido contemplada por Johnsson (1993) como un sistema (figura 10.3) cuyo punto inicial (o *input*) lo constituye la roca madre o el macizo rocoso erosionable y susceptible de generar material sólido transportable. El término final *(output)* estaría representado por la roca sedimentaria resultante, una vez que los productos generados en el área fuente han sido transportados, sedimentados y transformados por la diagénesis durante su enterramiento. Entre el *input* y el *output* se encuentra un amplio escenario ocupado por abundantes factores, que de una forma directa o indirecta, modifican la composición del depósito. Estos factores se encuentran muy interrelacionados, por lo que resulta muy complejo su aislamiento y evaluación de su impronta en el producto final. En ocasiones distintos factores pueden producir efectos equivalentes, por lo que su identificación puede complicarse enormemente. Todas estas modificaciones que sufre el sedimento durante el transporte y sedimentación obstaculizan y borran la información sobre las características litológicas de la roca original. No obstante, si éstas llegan a identificarse, permitirán reconstruir los procesos que han actuado, y por consiguiente caracterizar los ambientes de transporte y sedimentación. Del mismo modo, las modificaciones postsedimentarias del depósito detrítico proporcionan claves para la interpretación de la diagénesis.

De todo lo expuesto anteriormente se desprende que es fundamental la identificación de los procesos que han actuado antes y después de la sedimentación para poder reconstruir con éxito el sistema genético del depósito detrítico.

Cabe destacar el papel tan importante que desempeñan las investigaciones llevadas a cabo sobre la génesis de depósitos detríticos actuales o recientes («estudios actualistas»), que lejos

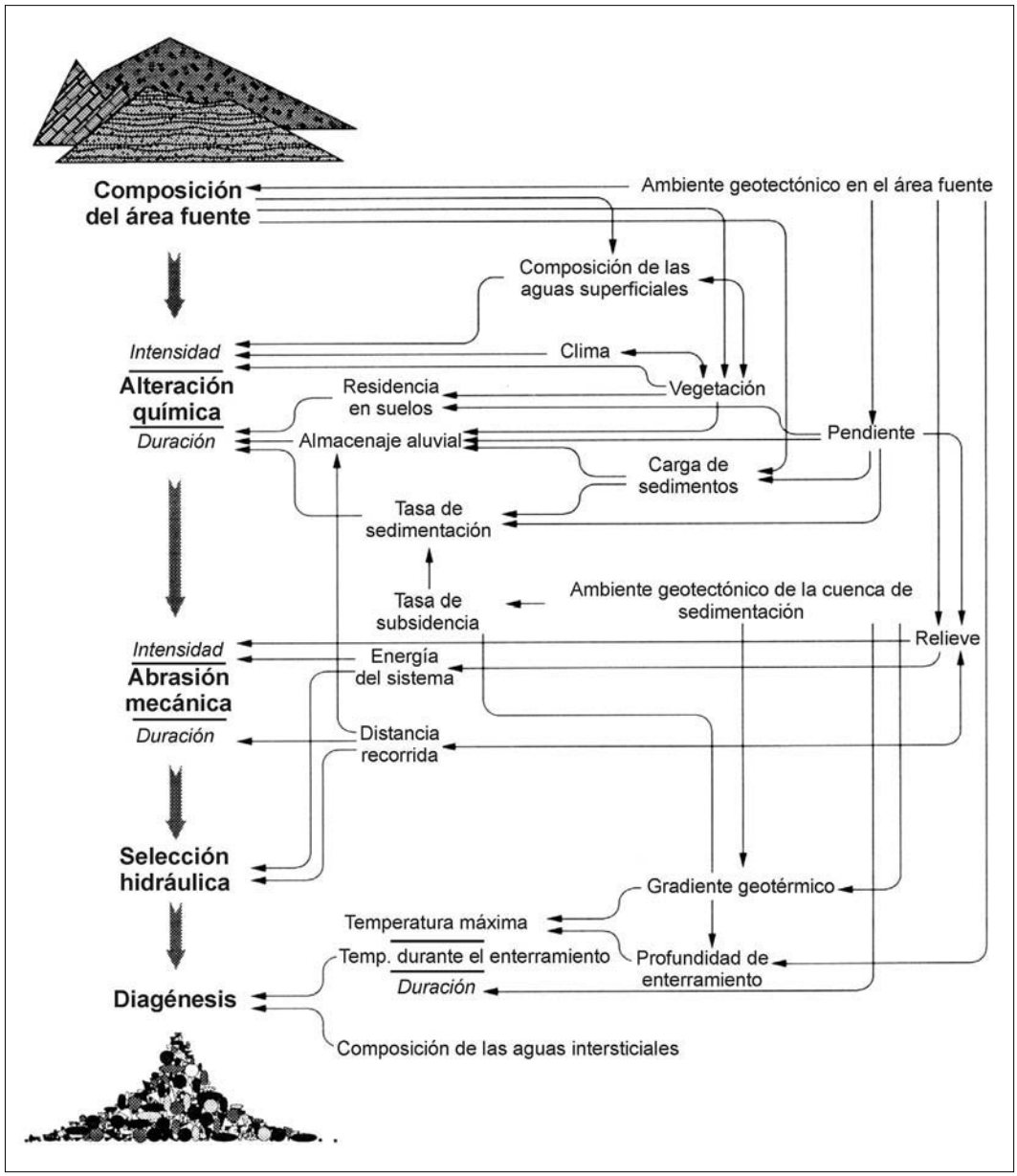


Figura 10.3. Representación esquemática del sistema que controla la composición de los depósitos detríticos. Las flechas indican la influencia que determinados parámetros ejercen sobre otros. Modificado de Johnsson, 1993.

de ser análisis aparentemente simplistas, permiten motorizar y conocer el alcance de los factores que intervienen en el sistema de las rocas clásticas, al poder analizar conjuntamente procesos y productos generados. Las relaciones que pueden establecer estos estudios entre procesos y sedimentos podrán ser utilizadas como prognosis geológica en el estudio de depósitos antiguos.

Dentro del sistema de las rocas clásticas los principales factores que controlan su composición son: 1) el área fuente, 2) la alteración química, 3) el transporte, 4) morfología y dinámica de la cuenca de sedimentación y 5) la diagénesis. A continuación se analizan en detalle cada uno de ellos, además de hacer una mención especial al reciclado de los propios depósitos detríticos.

El área fuente

Las características composicionales del área fuente son el primer y principal factor que condiciona la composición del sedimento. De hecho, frecuentemente se simplifica el concepto de procedencia (comentado en el apartado 1.2) al conocimiento de la naturaleza del área fuente. No obstante, sobre la composición del sedimento detrítico no sólo influye la composición de la roca madre, sino además su textura; y más concretamente su tamaño cristalino y su microfábrica (Heins, 1993; Palomares y Arribas, 1993).

En función de estos parámetros texturales y de la propia composición de la roca madre, cada litología en el área fuente tiene un potencial de generación de clastos de un determinado tamaño. La generación de clastos depende de la presencia y características de los planos de debilidad de la roca original. Las uniones intercristalinas entre minerales de distinta naturaleza son los planos de debilidad principales, que sirven para desmembrar la roca en sus distintos constituyentes, con mayor o menor facilidad en función del comportamiento de esos minerales frente a los cambios de temperatura, alteración, etc. Cuanto mayor sea la diferencia de su comportamiento, mayor será la debilidad de sus uniones intercristalinas. Así, uniones intercristalinas entre un mismo mineral son, generalmente, resistentes.

Este hecho hace que no sea frecuente que las metacuarcitas generen depósitos arenosos de cuarzo, aun siendo litologías constituidas por cristales de cuarzos de tamaño arenoso (2-1/16 mm). Su disgregación clástica obedece más al comportamiento de discontinuidades mayores en la roca (fracturas, foliación, etc.) como planos de debilidad, generando principalmente clastos de mayor tamaño (>2 mm). Del mismo modo, las calizas tampoco suelen generar importantes volúmenes de depósitos arenosos calcáreos, sino que su producción clástica se concentra, fundamentalmente, en tamaños superiores (gravas).

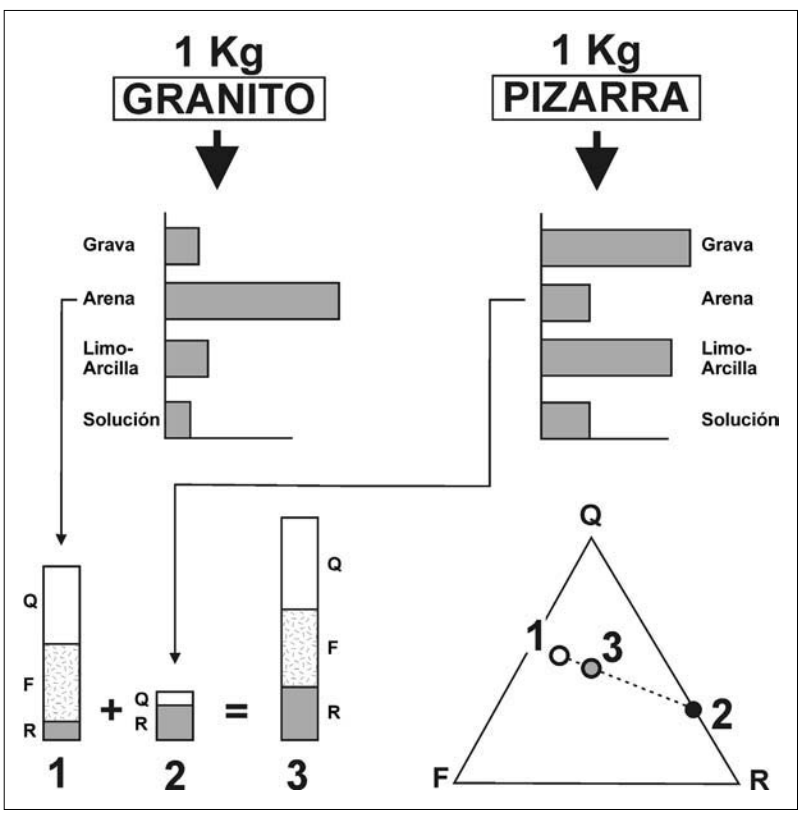


Figura 10.4. Influencia de la litología del área fuente sobre la distribución de los productos de alteración y, en definitiva, sobre la composición de los depósitos arenosos. La mezcla de los productos arenosos generados a partir de una misma cantidad de roca (1kg) genera distintas cantidades de arena según la litología de partida, cuya mezcla (1 + 2) produce una arena con una composición QFR (3) que difiere del punto medio composicional entre los términos puros (1 y 2). Q: cuarzo; F: feldespato; R: fragmentos de roca.

Por el contrario, rocas ígneas con texturas granudas y variedad mineralógica (granitos) tienden a disgregarse en sus componentes de tamaño arenoso. Los planos de debilidad pueden desarrollarse incluso en el interior de determinados minerales (planos de exfoliación o de macla en feldespatos).

Es evidente que en el caso de áreas fuentes constituidas por una variedad litológica, la composición de los depósitos arenosos generados no va a reflejar directamente las proporciones de las distintas litologías en las áreas fuentes, sino que estará condicionada fundamentalmente por la litología que posea una mayor capacidad de generación de arenas (figura 10.4). De este modo, Palomares y Arribas (1993) introdujeron el concepto de «índice de generación de arenas» (SGI, *sand generation index*) como un parámetro relativo, carac-

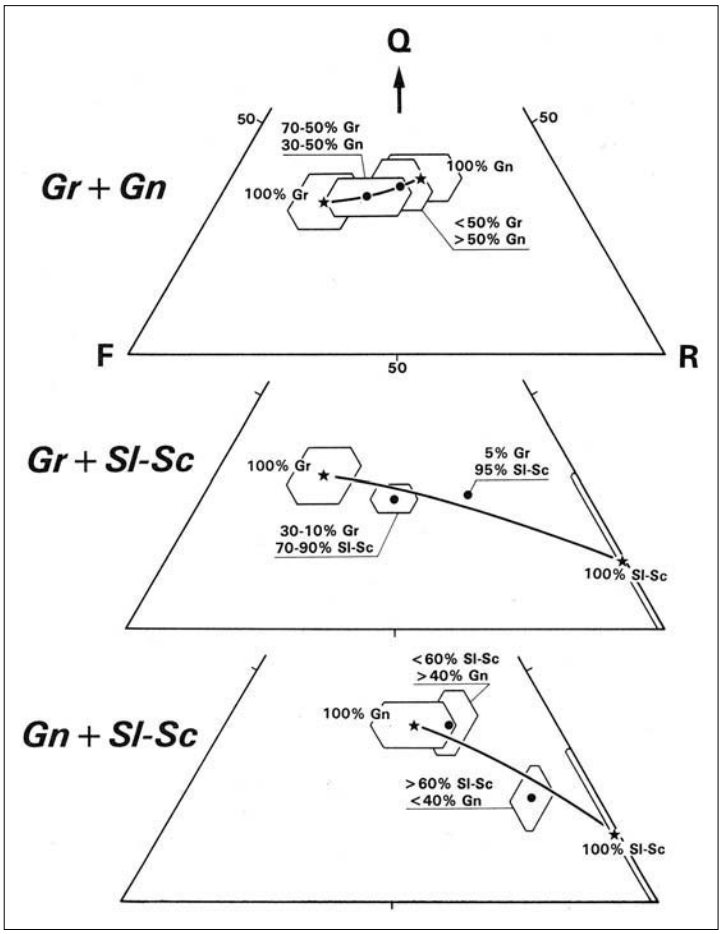


Figura 10.5. Composición en un diagrama QFR de las arenas del Sistema Central derivadas de asociaciones de pares litológicos de tres tipos de roca: Granitoides (Gr), gneisses (Gn) y, pizarras y esquistos (Sl + Sc). Los puntos y estrellas indican los valores medios, y los hexágonos los valores de desviación estándar de las tres variables en cada población. Modificado de Palomares y Arribas, 1993.

terístico de una litología en cuanto a su producción arenosa frente a la producción arenosa de otra litología que comparte una misma área fuente. Basados en la composición petrográfica de depósitos actuales del Sistema Central, estos autores obtienen valores de SGI para litologías granudas (granitoides) próximos a 20 cuando comparten áreas de drenaje con pizarras y esquistos, cuyo SGI no llega a superar el 1,07. Esto indica que las litologías graníticas generan del orden de 20 veces más arena que las pizarras y esquistos. Es evidente que en estos casos la información de las litologías del área fuente con menor SGI estará poco representada en el depósito arenoso final, al quedar sus productos diluidos por la mayor producción arenosa de las litologías con SGI más alto. De hecho, y en este último caso, sólo la presencia de un 5% de granitoides en una cuenca de drenaje con un 95% restante de pizarras y esquistos es capaz de generar una arena con un 50% de granos de origen granítico y otro tanto por granos de origen pizarroso/esquistoso (figura 10.5).

Este proceso de mezcla de productos arenosos procedentes de distintas litologías y la pérdida de información por generación y dilución de aportes puede observarse también a través de la población de fragmentos de roca en depósitos arenosos generados en cuencas de drenaje con participación de litologías sedimentarias, como la cuenca del Henares (figura 10.6). En este último caso queda patente la escasa producción lítica (fragmentos de roca) de los depósitos clásticos frente a litologías carbonáticas y metamórficas de bajo grado (pizarras y esquistos); encontrándose éstas últimas claramente sobrerepresentadas en la población lítica.

El comportamiento de las distintas litologías de rocas sedimentarias como generadoras de depósitos arenosos, ha sido analizada por Arribas y Tortosa (2003) en cuencas de drenaje de la cordillera Ibérica.

Petrofacies

Si consideramos el registro geológico clástico, es posible definir como petrofacies al *conjunto de distintas unidades detríticas que presentan una similitud composicional consistente, debida principalmente a una misma área fuente y a la participación de procesos sedimentarios equivalentes*. La introducción de este término al comienzo de los años setenta, permitió prescindir de términos litológicos para pasar a considerar una «facies» petrográfica que implicaba un área fuente y unos procesos genéticos comúnes. De este modo, una petrofacies puede estar constituida por varias litofacies (conglomerados, areniscas...) e incluir los procesos intermedios de maduración y en definitiva de modificación de su composición original durante el transporte. En este sentido, las petrofacies no tienen por qué coincidir con secuencias deposicionales o con otra división del registro estratigráfico, pero en la práctica coinciden en numerosas oca-

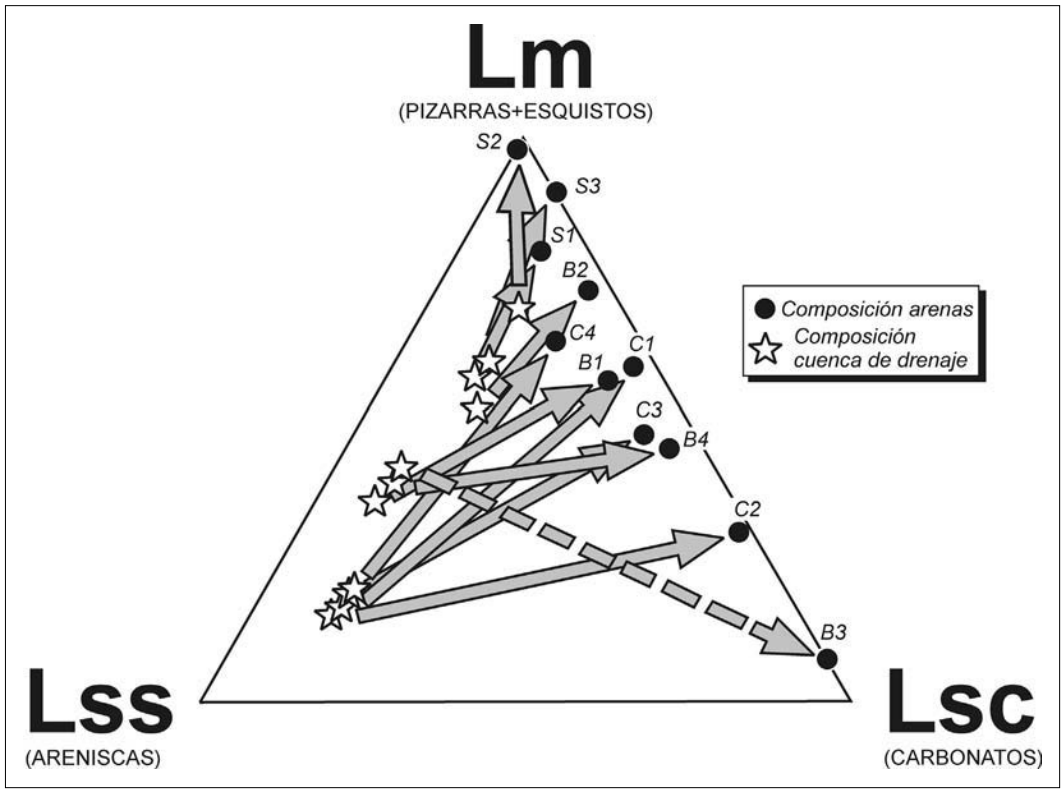


Figura 10.6. Proporciones relativas de los fragmentos de roca (Lss, fragmentos de areniscas; Lm, fragmentos de pizarras/esquistos; Lsc, fragmentos de carbonatos) en las arenas de los ríos Cañamares (C), Bornova (B) y Sorbe (S) (puntos), y las proporciones litológicas (areniscas, pizarras+esquistos y carbonatos) representadas en sus respectivas cuencas de drenaje (estrellas). Las flechas relacionan la composición de las cuencas de drenaje y la de las arenas generadas (modificado de Arribas *et al.,* 2000).

siones (Arribas *et al.,* 2003; Zuffa *et al.,* 1995). Este hecho hace que su análisis sea de extraordinaria utilidad en el estudio de la evolución tectonosedimentaria y en general en el análisis de cuencas y reconstrucciones paleogeográficas.

El término petrofacies ha sido también empleado para denominar a un conjunto de depósitos actuales caracterizados por una composición concreta adquirida al ser generados en determinados ambientes geotectónicos (Dickinson, 1985).

La caracterización del área fuente se obtiene, como ya se ha mencionado anteriormente, a través de la composición global del esqueleto de la roca detrítica, que permite definir la petrofacies a la que pertenece y asociarla a un área fuente concreta. En muchas ocasiones, los procesos que intervienen en el sistema de los depósitos clásticos pueden modificar en exceso la señal original adquirida del área fuente. En estos casos la información que brinda la composición global es muy escasa. El análisis varietal de componentes específicos (variedades de cuarzos, feldespatos, minerales densos) o sus dataciones absolutas (*fission track* en apatitos; Ar40-Ar39 en anfíboles, micas y feldespatos; U-Pb en circones), así como las relaciones de tierras raras (REE), proporcionan una información crucial para la reconstrucción de las áreas fuentes en el registro fósil.

La alteración química

La alteración química actúa sobre el área fuente, sobre el sedimento, y puede incluso considerarse durante la diagénesis del depósito detrítico. La primera consecuencia de la alteración química es la disminución de los minerales inestables en favor de los más estables en el esque-

leto. La alteración se manifiesta incluso antes de la formación del regolito sobre la roca madre, es decir, durante su propia pedogénesis.

Los minerales que componen los clastos del depósito detrítico son más o menos estables en superficie en función de su naturaleza. Los minerales no silicatados más frecuentes en ambiente sedimentario (carbonatos, sulfatos y cloruros) son precisamente los menos estables, al ser susceptibles de disolverse en aguas ácidas o subsaturadas en cationes, o precipitar en aguas alcalinas, tanto superficiales como subterráneas. Los silicatos ofrecen un mayor grado de estabilidad en ambiente sedimentario, pudiéndose considerar la serie de Bowen como una escala de estabilidad, en la que los minerales más inestables son los que ocupan los primeros estadios de la serie, por encontrarse más subsaturados en sílice, con un mayor contenido en volátiles y haberse generado bajo temperaturas y presiones elevadas. Estas condiciones de formación les alejan del estado de equilibrio en ambiente sedimentario. La inestabilidad química de determinados componentes está también condicionada por una inestabilidad textural, como la policristalinidad o la polimineralidad. Las uniones intercristalinas actúan como vías de acceso del agua a los minerales, incrementándose de este modo la superficie de ataque.

El grado de alteración química, tanto de la roca madre como del sedimento, depende de la intensidad y duración de la misma.

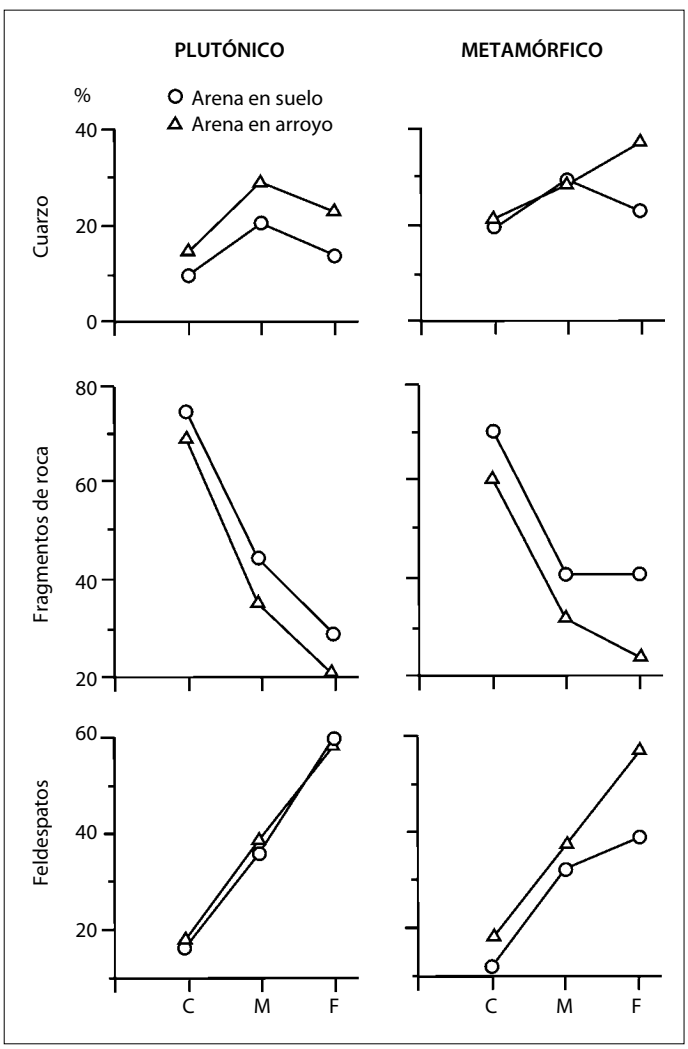


Figura 10.7. Variaciones en el contenido de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca en las tres fracciones de tamaño arenoso (C, grueso; M, medio; F, fino) en depósitos de arroyo y en suelos desarrollados sobre el substrato plutónico y metamórfico. Modificado de Suttner *et al.,* 1981.

Intensidad

La intensidad de la alteración química está directamente controlada por el clima reinante en todos los ámbitos del sistema. En concreto, y considerando que la alteración se produce mediante reacciones químicas, la precipitación y la temperatura controlan la velocidad de estas reacciones. Asimismo, la cobertera vegetal juega un papel esencial.

La producción de CO_2 por la descomposición de la materia orgánica, facilita la alteración de la roca madre mediante hidrólisis y carbohidrólisis de los silicatos. Además, la cobertera vegetal genera ácidos orgánicos a través de las raíces de las plantas, capaces de disolver partículas sólidas. El K y el Mg son dos de los nutrientes más importantes de las plantas. Algunos autores (Basu, 1981; Le Pera *et al.,* 2001) han podido constatar cómo la pérdida de feldespatos potásicos en el suelo se produce por disolución bioinducida.

El suelo desarrollado sobre la roca madre es el producto de la alteración química y constituye la procedencia principal de los depósitos detríticos. Este hecho ya lo puso en evidencia Suttner *et al.* (1981), encontrando una gran similitud composicional entre arenas fluviales y las de los suelos desarrollados en sus cuencas de drenaje (figura 10.7). En el Macizo granítico de La Sila (Calabria, Italia) el clima húmedo ha provocado el desarrollado de potentes perfiles de alteración. En este área, los depósitos plutonoclásticos

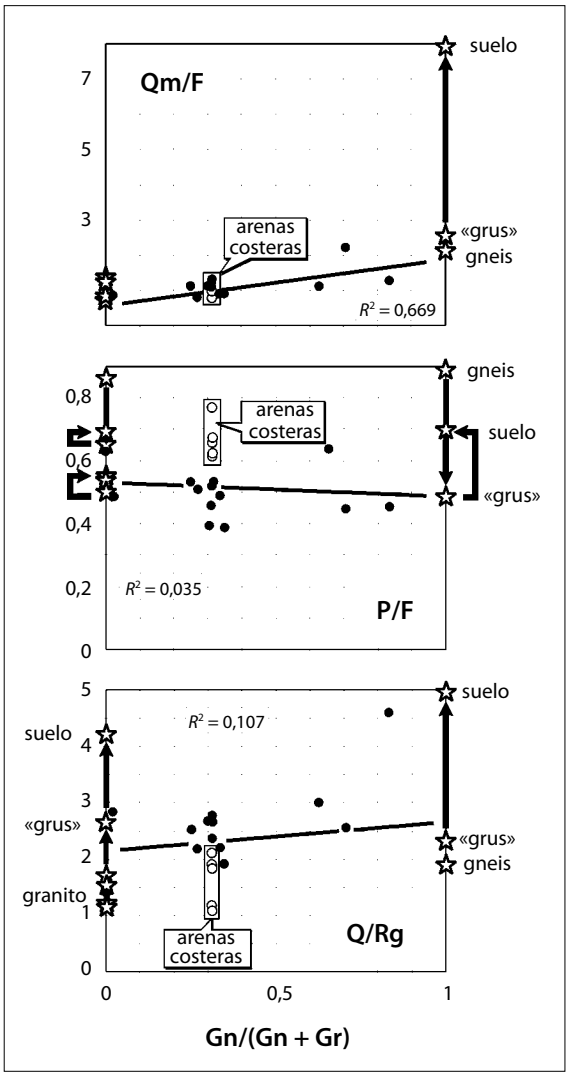


Figura 10.8. Índices petrográficos composicionales (Qm/F, P/F, Q/Rg) en arenas procedentes de perfiles de alteración edáfica (estrellas), ríos (puntos negros) y sistemas litorales (puntos blancos), en relación con los principales tipos litológicos (Gr, granitos; Gn, gneisses) en el área fuente. Sistema fluvial del río Neto (Calabria, Italia). La línea de regresión y el valor de R^2 se ha calculado entre las arenas fluviales y los depósitos de «grus» de los perfiles de alteración. Las flechas representan la evolución del perfil de alteración desde la roca original al suelo (modificado de Le Pera *et al.,* 2001). Qm, cuarzo monocristalino; Q, cuarzo total; F, feldespatos; Rg, fragmentos de roca granuda.

fluviales presentan una gran similitud composicional con los niveles de *grus* del perfil de alteración, y no con los suelos desarrollados en superficie ni con la roca original (Le Pera *et al.,* 2001) (figura 10.8). Este hecho se atribuye a la mayor producción arenosa de los niveles de *grus*.

El desarrollo de los perfiles de alteración es extremo en climas tropicales, donde la conjunción de elevadas precipitaciones y temperatura con el gran desarrollo de la cobertera vegetal, produce perfiles de alteración muy potentes. En estos casos, la composición de los productos detríticos se encuentra muy enriquecida en minerales estables (cuarzo), distando mucho de la composición de la roca original. La generación de depósitos arenosos cuarzosos en la costa atlántica brasileña es un claro ejemplo de transporte y acumulación, a través de los cursos fluviales de la Amazonía, de los productos de alteración química (clima tropical) provenientes del cratón brasileño (Franzinelli y Potter, 1981). Por el contrario, en climas áridos, existe una buena correlación entre la composición de la roca madre y los productos detríticos. De este modo la composición de depósitos detríticos procedentes de áreas fuentes con litologías equivalentes puede ser muy dispar en función del clima reinante en el sistema (Basu, 1985) (figura 10.9). Clásicamente, los feldespatos han sido utilizados como sensores de la intensidad de la alteración química (Folk, 1980).

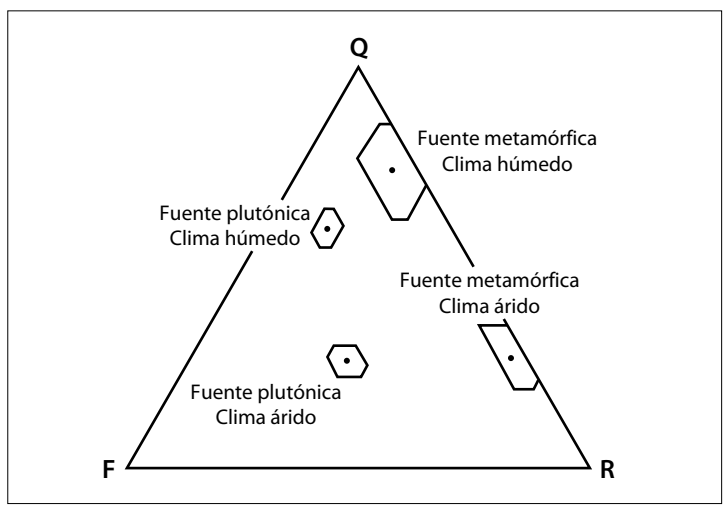


Figura 10.9. Composición (QFR) de arenas derivadas de áreas fuentes metamórficas y plutónicas y en función de climas extremos (árido y húmedo). Modificado de Basu (1985).

Nesbitt y Young (1982) introducen el CIA (*Chemical Index of Alteration*) para valorar el grado de alteración de un producto detrítico silicatado en función de la relación entre la alúmina (inmóvil) y el contenido en cationes móviles mayores. Su cálculo se establece:

$$CIA = 100\,[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$$

siendo CaO* el contenido de CaO asociado a la fracción silicatada.

Este índice permite la comparación entre la roca madre fresca, los distintos productos de alteración del perfil de un suelo y los propios depósitos detríticos generados (figura 10.10). Posteriormente, Nesbitt *et al.* (1997) establecen cuatro hipotéticas zonas de alteración del perfil de un suelo desarrollado sobre un sustrato granítico, en función de la intensidad de los procesos de la propia alteración química. Las trayectorias de alteración representadas en diagramas triangulares (A-CN-K, figura 10.10) reflejan la pérdida del Na y el Ca en los primeros estadios del perfil, mientras que la pérdida del K se realiza en las zonas de alteración superiores. Estas tendencias pueden también observarse en diagramas mineralógicos (Qz-Pl-Ks: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico) (figura 10.10).

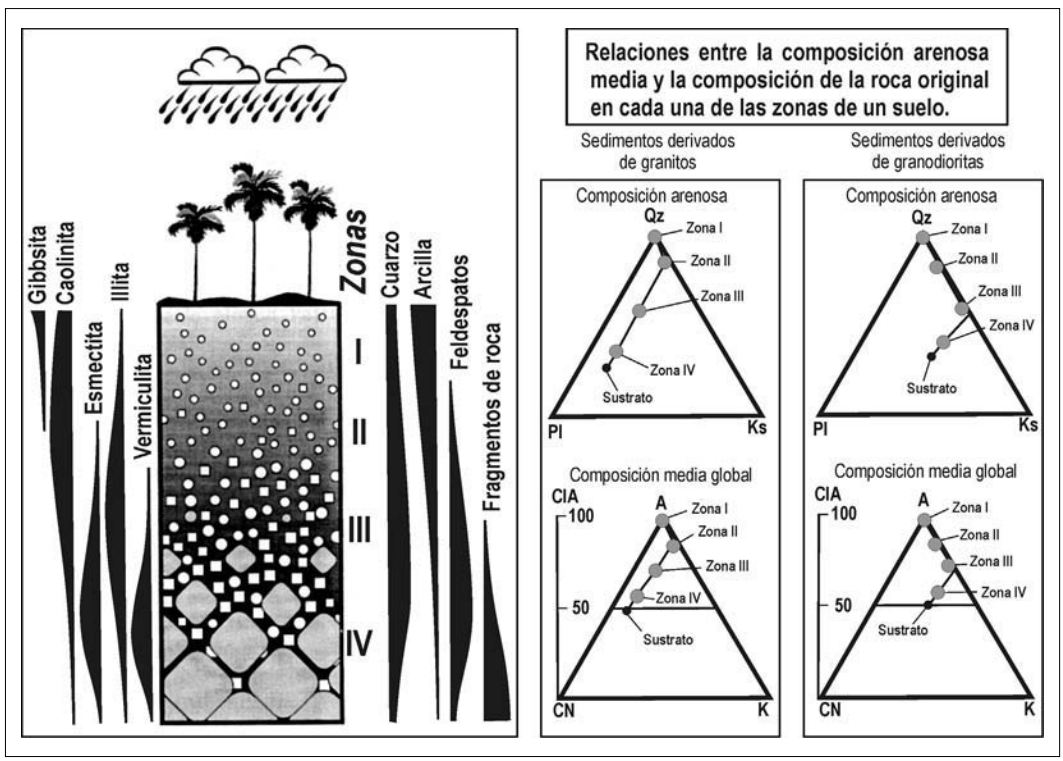


Figura 10.10. Idealización de un perfil de alteración desarrollado sobre un substrato granítico. Junto al perfil se representan los cambios cualitativos de los minerales de arcilla (izquierda) y del cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, y del total de minerales de la arcilla (derecha), y donde se establecen cuatro zonas de alteración (I a IV). Asimismo, se representa la composición arenosa (Qz-Pl-Ks) y la composición química (A-CN-K) en cada una de las zonas de alteración de suelos desarrollados sobre granitos y granodioritas. Qz, cuarzo; Pl, plagioclasa; Ks, feldespato potásico; A, Al_2O_3; CN, $CaO+Na_2O$; K, K_2O. Modificado de Nesbitt *et al.* (1997).

Los efectos del ataque químico en ambiente edáfico pueden sentirse también sobre los componentes más estables, siendo frecuentes en estos ambientes la formación de golfos de corrosión sobre granos de cuarzo (Clearly y Conolly, 1971).

Duración

La duración de la alteración química sobre el área fuente o sobre el propio depósito detrítico en el ámbito del sistema de los depósitos clásticos, depende de parámetros fisiográficos, que en última instancia están controlados por del ambiente geotectónico. Entre estos parámetros, cabe señalar el relieve y el tiempo de residencia del depósito en subambientes intermedios, previos a su depósito definitivo en la cuenca de sedimentación.

El relieve del área fuente se puede relacionar con la actividad o estabilidad de los ambientes geotectónicos asociados. Un fuerte relieve implica una actividad tectónica considerable que genera pendientes acusadas con regimenes erosivos dominantes. Estas condiciones no son propicias para el desarrollo de importantes perfiles de alteración sobre la roca madre, por lo que en estas circunstancias cabe esperar depósitos detríticos derivados de la roca madre con escasa impronta de la alteración química. El caso contrario, es decir, un relieve suave, sugiere una estabilidad tectónica que permite el desarrollo de potentes perfiles de alteración. La erosión de estos perfiles producirá depósitos detríticos enriquecidos en componentes estables y con una composición general alejada de la composición de la roca original.

La relación entre la velocidad de generación de un perfil de alteración y el grado de erosión hace que podamos definir dos regimenes de denudación (Johnsson, 1993):

1. *Régimen de denudación limitado en transporte,* donde los sedimentos generados provienen de perfiles de alteración muy desarrollados, y por tanto, serán depósitos muy maduros composicionalmente, y semejantes a los de la zona I del perfil (figura 10.10).
2. *Régimen de denudación limitado en alteración,* en el que se producen depósitos detríticos procedentes de perfiles poco desarrollados o incluso de la propia roca madre sin alterar. Composicionalmente serán depósitos poco maduros, semejantes a los de la zona IV del perfil (figura 10.10).

Entre estas dos situaciones extremas, podríamos tener depósitos detríticos procedentes de otras zonas del perfil (I, II, III o IV en la figura 10.10). Si existe un equilibrio o estabilidad a lo largo del tiempo entre erosión y generación del perfil de alteración, los registros detríticos mantendrán su composición constante. Una variación composicional del registro podrá atribuirse a cambios en el regimen de denudación (Nesbitt *et al.,* 1997).

La alteración química actúa también durante el transporte del depósito detrítico en «aparcamientos» intermedios (Johnsson *et al.,* 1991). En un ambiente fluvial meandriforme, los depósitos arenosos ocupan «estaciones» intermedias como los *point bars,* o como depósitos de desbordamiento. El tiempo de permanencia (duración) y la intensidad de la alteración (clima) marcarán la pauta en los efectos de dicha alteración.

La intensidad y duración de la alteración química trabajan conjuntamente acelerando las consecuencias de la alteración, o retardándolas. Así, los ambientes más agresivos y de máximo desarrollo de regolitos muy evolucionados se generan en las franjas climáticas tropicales intensamente vegetadas sobre áreas geotectónicas muy poco activas (cratones).

Los efectos del clima y el relieve sobre la alteración química han sido monitorizados por distintos autores en escenarios fisiográficos diversos. Grantham y Velbel (1988) definen el CCWI *(Cumulative Chemical Weathering Index)* en cuencas de drenaje en función de su dimensión máxima y altitud y las precipitaciones registradas:

$$\text{CCWI} = \text{Precipitación efectiva} \times (\text{Longitud máxima}/\text{Altitud máxima})$$

Estos autores observan que el valor de este índice es inversamente proporcional a la concentración de fragmentos de roca en los depósitos arenosos asociados, por lo que puede considerarse un buen índice de alteración química para el estudio de depósitos recientes y a una escala de cuenca de drenaje.

El transporte

Durante el transporte la composición del depósito detrítico puede ser modificada, además de por la alteración química, por una serie de procesos físicos, entre los que se encuentran la abrasión mecánica, la selección hidrodinámica y los procesos de mezcla.

Abrasión mecánica

Este proceso recoge el desgaste físico mediante el roce y los impactos entre clastos. Los componentes de menor dureza y más frágiles disminuirán su tamaño aumentando su superficie de ataque químico. La presencia de planos de debilidad (uniones intercristalinas, planos de exfoliación) favorecen estos procesos. La redondez de los clastos se va modificando, pudiéndose utilizar como medida cualitativa del grado de la abrasión mecánica. Los estudios experimentales demuestran que la abrasión mecánica es mucho más importante sobre poblaciones de cantos y bloques (>2 mm) que sobre granos (2-1/16 mm) (Kuenen, 1956). Las características del transporte, en particular su duración, el modo y el medio en el que se realiza (en masa, hielo, agua o aire) controlan los efectos de la abrasión. La viscosidad del medio de transporte dificulta la abrasión, por lo que no cabe esperar intensos procesos de abrasión mecánica mediante el transporte turbidítico o glaciar. Son los ambientes eólicos y litorales de alta energía los que proporcionan las condiciones propicias para la actuación de la abrasión mecánica sobre los sedimentos arenosos (Kuenen, 1964).

En depósitos naturales es muy difícil separar los efectos sobre la composición producida por la alteración química y por la abrasión durante el transporte, ya que generalmente, los minerales inestables químicamente son también los que más sufren los efectos de la abrasión mecánica.

Aunque la abrasión mecánica durante el transporte fluvial no es muy efectiva (Kuenen, 1959), distintos autores han observado cómo desde las cabeceras hasta las desembocaduras de las redes fluviales se observa un ligero incremento en la madurez composicional de los depósitos arenosos con la pérdida de feldespatos y fragmentos de roca (Franzinelli y Potter, 1981; Fillali *et al.,* 2005). En ocasiones, la población lítica (fragmentos de roca) es más susceptible a estas modificaciones, apreciándose la pérdida de determinados fragmentos de roca dentro de dicha población (Le Pera *et al.,* 2001; Fillali *et al.,* 2005). Si el sistema fluvial está conectado con sistemas litorales en sus desembocaduras, el contraste composicional entre depósitos fluviales y litorales es aún más evidente, atribuible a la mayor intensidad de la abrasión mecánica en los ambientes costeros (Mack, 1978; Fillali *et al.,* 2005; Le Pera y Arribas, 2005) (figura 10.11).

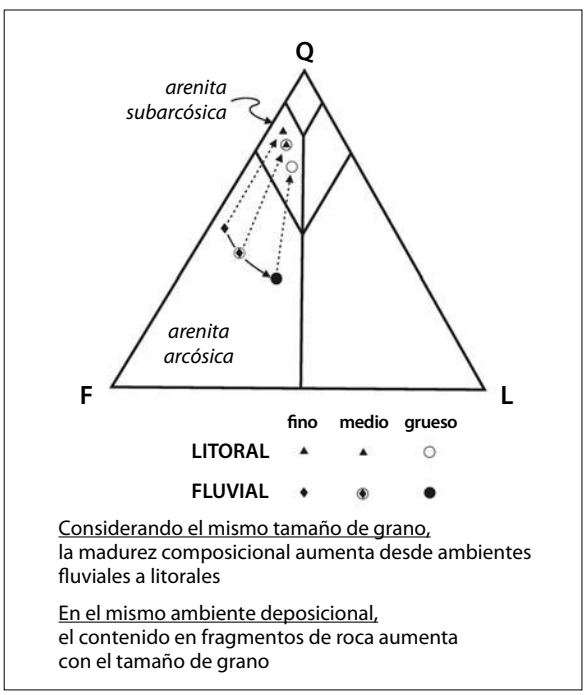


Figura 10.11. Variación de la composición de arenas en función del tamaño de grano y del ambiente deposicional. Modificado de Mack, 1978.

Las trayectorias de enriquecimiento en Q (cuarzo) por procesos de abrasión mecánica en un diagrama QKP (cuarzo/feldespato potásico/plagioclasa) tienden hacia el vértice del cuarzo, debido al similar comportamiento mecánico de los dos feldespatos (Le Pera y Arribas, 2005). Esta trayectoria puede diferir de las producidas por la alteración química (figura 10.10), donde queda patente la mayor inestabilidad química de la plagioclasa frente al feldespato potásico.

Aunque diversos autores han sugerido una estabilidad mecánica diferencial para las distintas fases minerales densas, Morton (1985) afirma que los efectos de la abrasión mecánica sobre esta población de minerales, es mínima y sólo pueden ser significativos cuando el depósito arenoso ha sido sometido a ambientes de alta energía durante períodos prolongados de tiempo. En estas circunstancias y según los grados de estabilidad mineral, cabría esperar un incremento del índice ZTR ((circón + turmalina + rutilo)/total minerales densos).

Como ya se ha comentado anteriormente, la interacción entre la abrasión mecánica y la alteración química es evidente, ya que la superficie de ataque químico aumenta por medio de la rotura de los componentes mediante la abrasión mecánica, y por la facilidad de rotura de componentes previamente alterados químicamente.

Selección

El material que es transportado por medio de un flujo acuoso puede quedar seleccionado por su tamaño, en función de la velocidad del flujo o su capacidad de transporte. De este modo, en ambiente fluvial, la población que constituye la carga de fondo *(bedload)* está formada por los clastos de mayor tamaño (generalmente superior a 0,060 mm) y que son transportados por tracción (rólido y saltación); mientras que la población de clastos de menor tamaño se transporta en suspensión. Esta diferencia en el modo de transporte separa y selecciona dos poblaciones mineralógicamente diferentes. Por un lado los clastos de menor tamaño, constituidos fundamentalmente por minerales de la arcilla, producto de los procesos de alteración de minerales inestables en el área fuente; y por otro, las fracciones de tamaño más gruesas (arenas y cantos) constituidas por los minerales originales y fragmentos de roca.

Las variaciones de la velocidad del flujo pueden producir, sobre la carga de fondo, concentraciones y segregaciones de poblaciones de clastos según su tamaño. Blatt *et al.* (1980) demostraron que la composición de los clastos de un mismo depósito varía en función de su tamaño (figura 10.12). La presencia de minerales con distinta densidad (minerales densos) favorece un comportamiento hidráulico diferente para cada especie y en un rango de tamaño determinado. Este hecho acentúa los efectos de la selección sobre la composición de los depósitos arenosos, en especial en las asociaciones de minerales densos (Morton y Hallsworth, 1997).

Los procesos de selección, al estar relacionados con las condiciones hidrodinámicas del medio de transporte, podrían condicionar la composición de las propias facies sedimentarias. Esta relación ha sido puesta en evidencia por numerosos autores (Davies y Ethridge, 1975; Garzanti, 1986; Kairo *et al.,* 1993; entre otros).

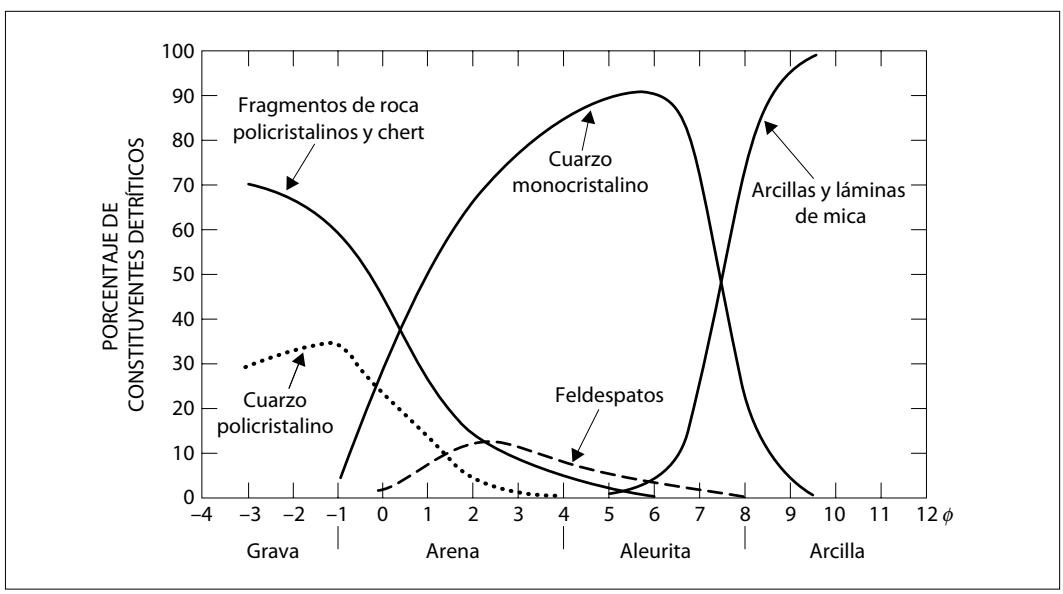


Figura 10.12. Relación entre el tamaño de los clastos y la composición de la fracción detrítica en depósitos siliciclásticos. Modificado de Blatt *et al.,* 1980.

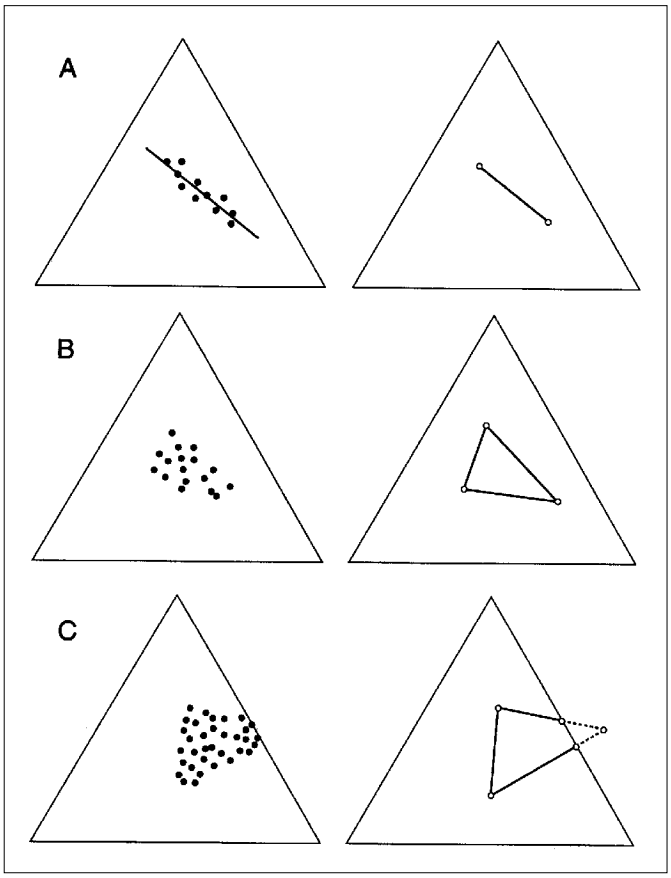


Figura 10.13. Poblaciones generadas por de la mezcla de sedimentos, a partir de distinto número de términos finales (*end-members*), reperesentadas en diagramas triangulares composicionales. Mezcla de dos (A), tres (B) y cuatro (C) términos finales. Modificado de Weltje (1994).

Mezcla

La composición de los depósitos arenosos puede modificarse mediante los procesos de mezcla de depósitos con distinta procedencia. Existen una gran variedad de situaciones donde se producen estos procesos, desde la mezcla del material arenoso transportado por tributarios de primer orden, hasta la mezcla de depósitos marinos profundos, pasando por las producidas por corrientes de deriva litoral en ambientes costeros. Sin embargo, los cambios más drásticos en la composición de los depósitos arenosos por estos procesos, se producen en las cabeceras de las redes de drenaje. Esto se debe principalmente a la variada litología de las áreas fuente locales que drenan estas redes de primer o segundo orden.

En diagramas de representación composicional (QFR), los procesos de mezcla se evidencian al ocupar los depósitos resultantes de esas mezclas, espacios intermedios entre las composiciones de partida o términos extremos (Weltje, 1994) (figura 10.13). Si la mezcla se realiza entre dos términos (por ejemplo, entre la arena de un tributario y la arena del canal principal) la composición de la arena resultante quedará proyectada en un punto dentro de la línea de unión entre la composición de los términos extremos. La proximidad o alejamiento a uno de los dos términos representará la mayor producción arenosa de ese término o la dilución de sus productos, respectivamente. La mezcla de las arenas procedentes de los tributarios del río Henares (Sorbe y Cañamares) con los sedimentos del propio Henares, modifican la composición de estas arenas, participando equitativamente los términos extremos en la arena resultante (Arribas *et al.,* 2000) (figura 10.14a). Estos procesos de mezcla pueden también analizarse en la fracción lítica en sus correspondientes diagramas composicionales (figura 10.14b).

La mezcla de depósitos arenosos puede alcanzar una gran complejidad, como puede ocurrir en ambientes fluviales con canales meandriformes (figura 10.15). En este caso, no sólo pueden intervenir los procesos de mezcla de tributarios con diferente litología en el área fuente, sino que la propia evolución del canal puede llegar a erosionar depósitos intracuencales (calcretas, etc.) e incorporar en determinados momentos de la acreción lateral de las barras de meandro, depósitos arenosos con una composición diferencial. Por lo tanto, conviene señalar que la composición de la arena de una barra de meandro puede variar lateralmente (a lo largo del tiempo).

Es evidente que los procesos de mezcla van generando un depósito progresivamente más homogéneo conforme se van alcanzando los últimos tramos de los sistemas de transporte. Ingersoll *et al.,* (1993) reconocen tres escalas de muestreo de los depósitos arenosos en función del escenario geológico que representan. El primer orden de muestreo, corresponde a los depósitos de arroyos, con una gran diversidad composicional controlada por la litología de las cabeceras de los mismos. El segundo orden de muestreo lo constituyen los depósitos de colectores fluviales que recogen la información composicional de sistemas montañosos o cadenas

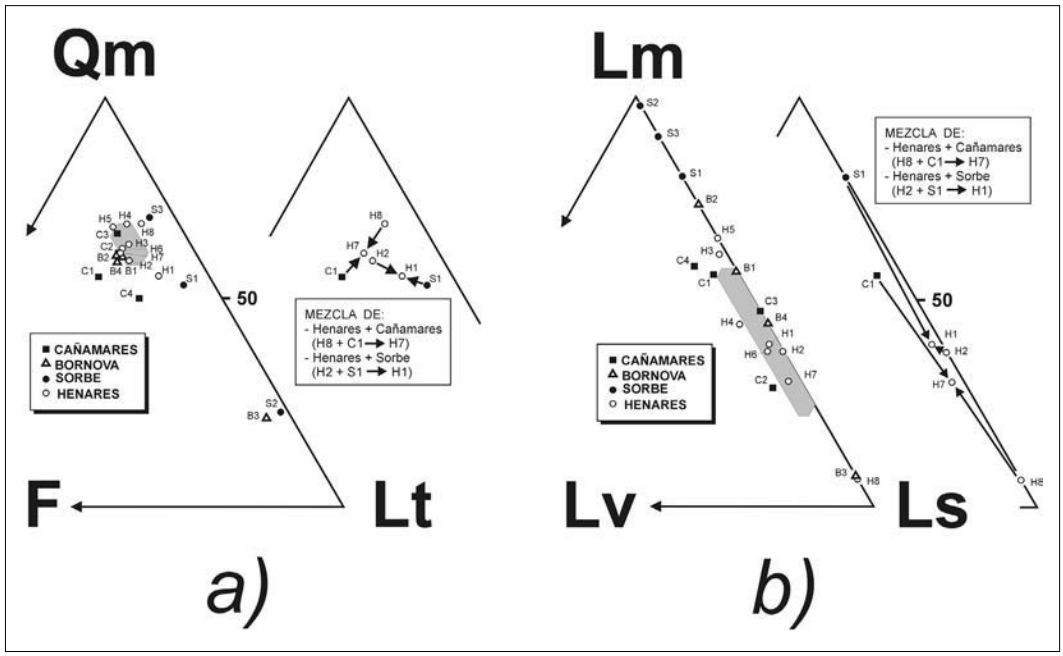


Figura 10.14. Composición de los depósitos arenosos de los ríos Cañamares, Bornova y Sorbe en diagramas triangulares QmFLt (*a*) y LmLvLs (*b*). Los campos sombreados representan las áreas de variación composicional de las arenas del río Henares, construidas a partir de los valores de desviación estándar de dicha población arenosa. Los diagramas adicionales representan los efectos de las mezclas en el cauce del río Henares con los aportes del Cañamares y del Sorbe. Modificado de Arribas *et al.* (2000).

asociadas al relleno de cuencas de sedimentación. La composición a esta escala presenta una menor variabilidad. Por último, el tercer orden de muestreo se relaciona directamente con el ambiente geotectónico, con una gran homogenización composicional de sus depósitos. A este último orden de muestreo pertenecerían los depósitos arenosos costeros o turbidíticos de borde continental.

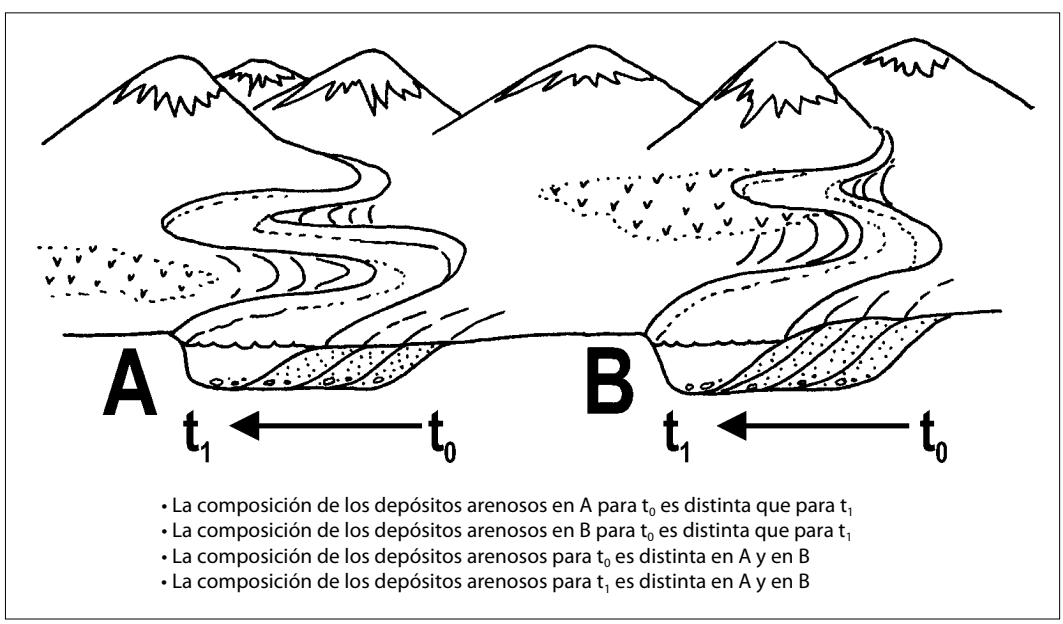


Figura 10.15. Boceto en el que se manifiesta la variedad composicional que puede llegar a existir entre depósitos arenosos relacionados con un mismo sistema fluvial meandriforme.

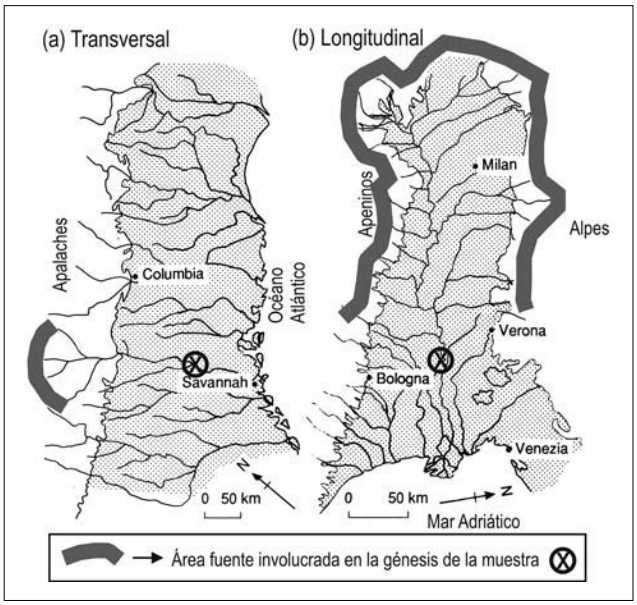


Figura 10.16. El sistema de drenaje de una cuenca (transversal o longitudinal) influye en la procedencia de los depósitos arenosos y, por tanto, en su composición, al implicarse en su génesis distintas áreas de drenaje en función del tipo de canal considerado. Modificado a partir de Miall (1984).

La cuenca de sedimentación

El material clástico puede seguir evolucionando dentro de la propia cuenca de sedimentación, sufriendo abrasión mecánica, alteración química, y actuando todos los procesos comentados previamente, y que irán modificando su composición hasta el inicio del enterramiento.

Es importante destacar aspectos de la propia cuenca de sedimentación como el tipo de drenaje, dinámica o los controles eustáticos o tectónicos, que directa o indirectamente influyen en la composición final del depósito detrítico.

El drenaje (transversal o longitudinal) de las cuencas de sedimentación con desarrollo de sistemas fluviales puede incidir drásticamente en la distribución de depósitos con procedencia distinta. La situación de los colectores principales, axiales a la cuenca o desplazados en un extremo de ella, hace que se puedan registrar en la misma posición, depósitos arenosos con distinta representación de sus áreas fuentes (figura 10.16).

La configuración de la cuenca de sedimentación no suele permanecer constante, encontrándose sometida a la dinámica cortical. En cuencas generadas bajo régimen compresivo puede reducirse el espacio de la misma, llegando a erosionarse depósitos previos o secuencias deposicionales de la propia cuenca (autofagia). Este proceso, suele generar depósitos cada vez más maduros, siendo característico de cuencas de antepaís (Schwab, 1986; Tortosa y Arribas, 1998). En cuencas bajo régimen tectónico distensivo (cuencas de Rift), la erosión progresiva del área fuente producirá un depósito cuya composición registrará la sucesión litológica en el área de procedencia (Arribas *et al.,* 2003, 2007; Garzanti *et al.,* 2003).

En cuencas marinas, o sujetas a variaciones del nivel del mar, se generan cortejos sedimentarios en función de los procesos eustáticos. Un descenso del nivel del mar y, por tanto, del nivel de base de las redes fluviales asociadas, genera depósitos (LST, *Low System Tract*) con un importante contenido en componentes extracuencales y el reciclado de depósitos sedimentados previamente. Por el contrario, cortejos de nivel del mar elevado (HST, *High System Tract*) facilitan el desarrollo de componentes intracuencales (bioclastos), que enriquecerán las poblaciones detríticas generadas bajo estas condiciones (Fontana *et al.,* 1989).

En cuencas intracratónicas, la tectónica es el factor principal que controla las petrofacies (Arribas *et al.,* 2007), pudiéndose caracterizar y jerarquizar las secuencias deposicionales en función de la composición de los depósitos arenosos, así como contribuir al conocimiento de la evolución tectónica de la cuenca (Arribas *et al.,* 2003 y 2007).

En definitiva, todos estos controles relacionados con la propia cuenca de sedimentación y su evolución, están gobernados en última instancia por el ambiente geotectónico dominante (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985).

La diagénesis

La principal consecuencia de los procesos diagenéticos sobre los depósitos detríticos es la destrucción, en mayor o menor medida, de la información sobre la procedencia. Básicamente, los procesos diagenéticos que afectan al esqueleto del depósito arenoso y, por tanto, a su com-

posición original, son la disgregación mecánica, producida por la compactación; los reemplazamientos minerales; y la disolución de los propios componentes deposicionales (McBride, 1985; Shanmugan, 1985; ver el capítulo de diagénesis en este mismo volumen).

Un correcto análisis de la procedencia de areniscas, necesita el conocimiento previo de los procesos diagenéticos acaecidos y su valoración. Este conocimiento puede permitir realizar una restauración del esqueleto original. En ocasiones, la restauración es compleja, si se producen, por ejemplo, colapsos del esqueleto por procesos de disolución de componentes del mismo.

Como pautas generales para la restauración, deberán ser identificados: 1) los granos precursores de las matrices diagenéticas. La compactación de cantos blandos arcillosos, fragmentos de roca pelíticas, sedimentarios o metamórficos generan pseudomatrices. Por el contrario, las epimatrices se producen por trasformaciones de feldespatos (alcalinos y calcoalcalinos) a minerales de arcilla; 2) los granos precursores de reemplazamientos producidos por fases minerales agresivas (como feldespatos reemplazados por carbonatos); 3) los componentes que han sido disueltos y que han generado tipos de porosidad secundaria como, intraconstituyente, poros agrandados o móldica.

Hay que tener en cuenta que los procesos diagenéticos dependerán, por una parte, de las características geoquímicas de los fluidos, condicionadas por los aportes en solución del propio área fuente; y por otra, de la dinámica de la propia cuenca, condicionada por el ambiente geotectónico. Este último factor condiciona parámetros diagenéticos tan importantes como la presión (profundidad), temperatura, gradiente geotérmico y tiempo de permanencia.

El reciclado

Aunque el reciclado de depósitos arenosos no puede considerarse estrictamente como una «fase» dentro del sistema que condiciona la composición de los depósitos clásticos (figura 10.3), su importancia en la génesis de gran parte de depósitos arenosos obliga a que se trate su influencia en este apartado.

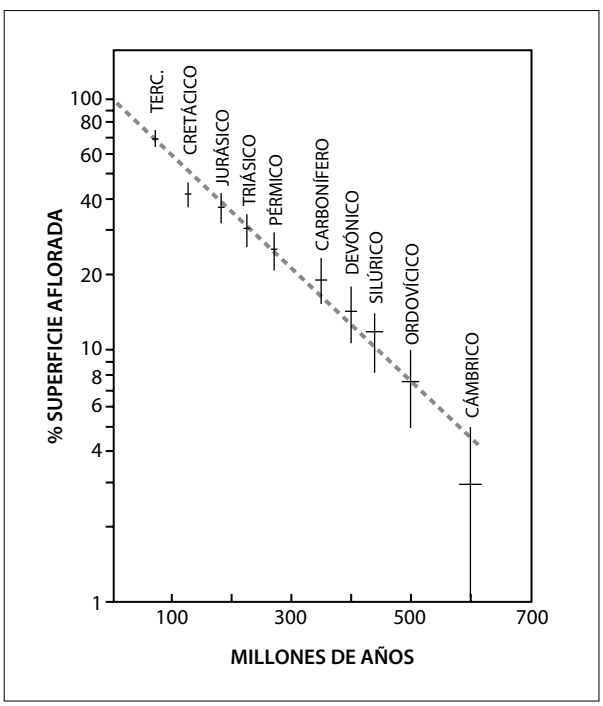


Figura 10.17. Proporciones de superficie de rocas afloradas en función de su edad. Modificado de Blatt y Jones, 1975.

Según Blatt y Jones (1975) existen evidencias claras para pensar que más de un 80% de las rocas sedimentarias proceden del reciclado de otras rocas sedimentarias. Una de las pruebas más contundentes que demuestran su importancia es la progresiva disminución exponencial de registro sedimentario conforme aumenta su edad (figura 10.17). De hecho, la mitad del registro sedimentario aflorante sobre la superficie terrestre es de edad posterior al Jurásico.

La presencia de rocas sedimentarias en el área fuente complica la disección y el análisis de los procesos involucrados en la génesis del depósito detrítico ya que nos encontramos con la superposición de dos o más ciclos sedimentarios (Arribas *et al.,* 1990). Los fragmentos de rocas carbonáticas aportan una gran información sobre la procedencia de los depósitos detríticos en los que se han concentrado (Arribas y Tortosa, 2003); sin embargo, la inestabilidad de sus minerales constitutivos hace difícil su preservación a lo largo de transportes prolongados o bajo condiciones climáticas húmedas.

El reciclado de depósitos clásticos hace que como efecto inmediato, se produzca un enriquecimiento en las fases minerales más estables, tanto en la fracción ligera (incremento

de cuarzo) como en la densa (aumento del índice ZTR). Además, fases minerales adquiridas durante la diagénesis de la roca detrítica, podrán formar parte de los componentes clásticos del nuevo depósito.

No obstante la complejidad del análisis de estos depósitos, varios autores han sugerido diversos criterios para poder identificar el origen reciclado de los depósitos detríticos (Zuffa, 1987). El análisis petrográfico sobre arenas actuales procedentes de la erosión de rocas sedimentarias (Arribas y Tortosa, 2003) permiten conocer las características de estos depósitos y el comportamiento de las rocas sedimentarias como productoras de arena.

Por último, conviene señalar que en ocasiones el término «reciclado» (*recycled*) ha sido empleado erróneamente al referirse al proceso de retrabajamiento de depósitos de una misma cuenca y dentro de un mismo ciclo de sedimentación (relaciones entre distintas secuencias deposicionales). El término «retrabajado» *(reworked)* sugiere que entre el depósito fuente y el depósito generado no existe un intervalo de tiempo suficientemente amplio como para haberse litificado el depósito fuente mediante la diagénesis y haber cambiado sustancialmente la configuración de la cuenca de sedimentación original.

MÉTODOS Y MODELOS DE ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA EN ARENISCAS

La composición global del esqueleto

Para poder analizar la composición petrográfica del esqueleto de los depósitos arenosos es necesario definir las distintas clases petrográficas de granos, establecidas a partir de criterios petrográficos lo más objetivos posibles.

Tipos de granos

La funcionalidad de los criterios empleados dependerá de su facilidad de observación y de su significado genético. Además, el empleo de un número reducido de dichos criterios puede garantizar una clasificación eficaz de las distintas clases petrográficas.

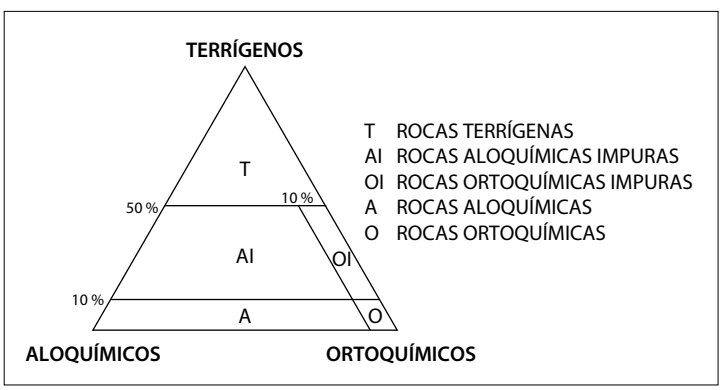


Figura 10.18. Clasificación fundamental de las rocas sedimentarias, teniendo en cuenta a todos los componentes que las integran. Modificado de Folk, 1968.

Clásicamente, el primer criterio empleado para definir los componentes de un depósito detrítico, ha sido un criterio de índole genético (Folk, 1968). Así, este autor se refería a componentes terrígenos y aloquímicos en rocas carbonáticas arenosas en función de su procedencia (extracuencal e intracuencal, respectivamente) (figura 10.18). Es obvio que el empleo de estos términos conlleva un análisis previo de aspectos texturales y composicionales para poder asignar una procedencia concreta a los granos detríticos.

Otro criterio empleado es el composicional, al considerar granos carbonáticos y no carbonáticos (Zuffa, 1980). Este mismo autor, establece cuatro clases petrográficas principales basadas en los criterios comentados anteriormente (NCE, extracuencales no carbonáticos; CE, extracuencales carbonáticos; NCI, intracuencales no carbonáticos; y CI, intracuencales carbonáticos) (figura 10.19). Zuffa (1980) desarrolla un diagrama tetraédrico de proyección de todo tipo de depósito arenoso (figura 10.20), de difícil manejo, pero con una carga conceptual muy interesante. El desarrollo posterior de estos conceptos por Di Giulio y Valloni (1992) permitieron el empleo de índices en un único diagrama rectangu-

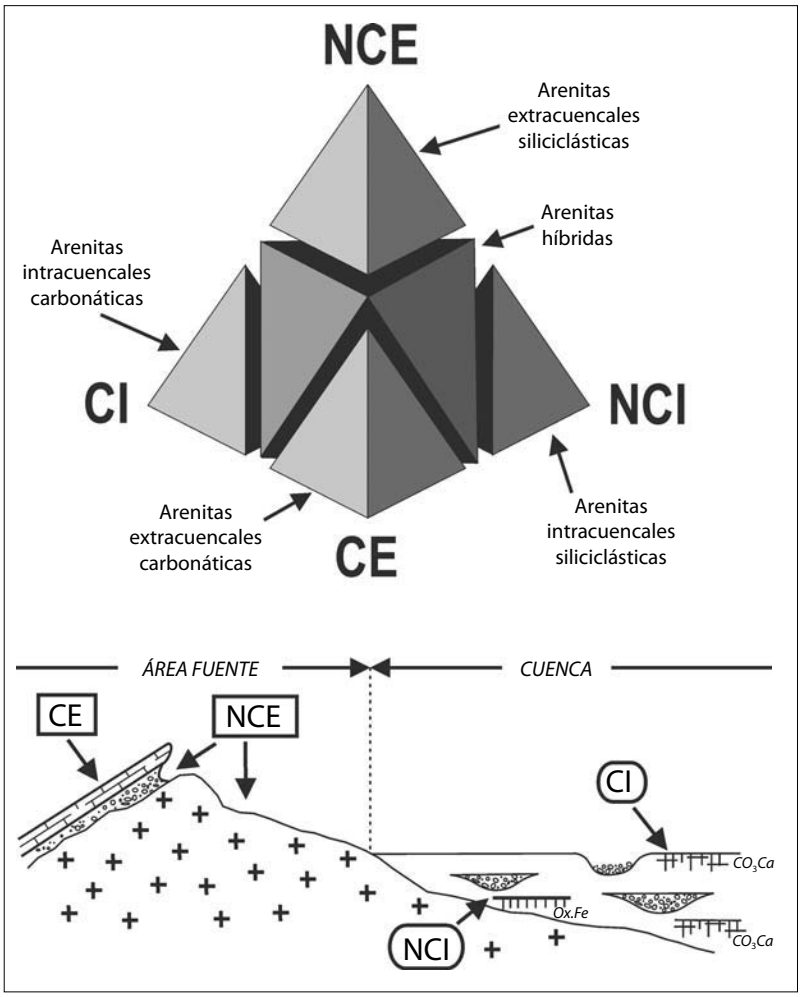


Figura 10.19. Clasificación de arenitas basada en criterios de procedencia (intracuencal, I y extracuencal, E) y composición (carbonático, C y no carbonático, NC) de los granos detríticos (modificado de Zuffa, 1980). En el esquema inferior se escenifica el origen de los cuatro tipos petrográficos de granos detríticos.

lar bastante más versátil. Los diagramas de proyección establecidos de este modo, no pretenden ser diagnósticos de orígenes determinados, sino ofrecer un espacio de proyección «descriptivo» sobre el que poder comparar distintos depósitos arenosos o poder analizar la evolución espacial o temporal en cuanto a la composición o procedencia de un depósito arenoso determinado.

Si consideramos que el esquema geográfico que se reproduce en la figura 10.19 es un esquema idealizado y estático y, por tanto, no real en el sentido de la evolución del sistema área fuente/cuenca, es posible introducir otra variable o criterio como el tiempo, estableciendo clases de granos originadas durante la sedimentación (coetáneas), o procedentes de unidades previas a la sedimentación del depósito arenoso (no coetáneas). Este nuevo criterio es bastante poco objetivo por la compleja definición del intervalo temporal considerado como coetaneo. La introducción del criterio temporal aumenta en ocho las clases de granos establecidas (Zuffa, 1991) (figura 10.21).

Desde un punto de vista práctico de desarrollo de clases petrográficas útiles para el análisis microscópico, es imprescindible

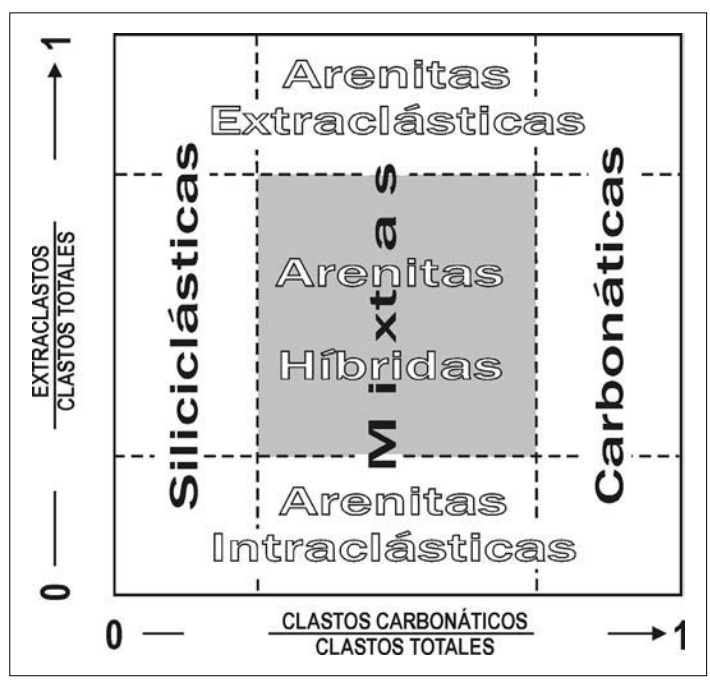


Figura 10.20. Diagrama de clasificación de arenitas donde se contempla el espectro composicional y de procedencia completo del conjunto de clastos que configuran el esqueleto de los depósitos arenosos. Modificado de Di Giulio y Valloni, 1992.

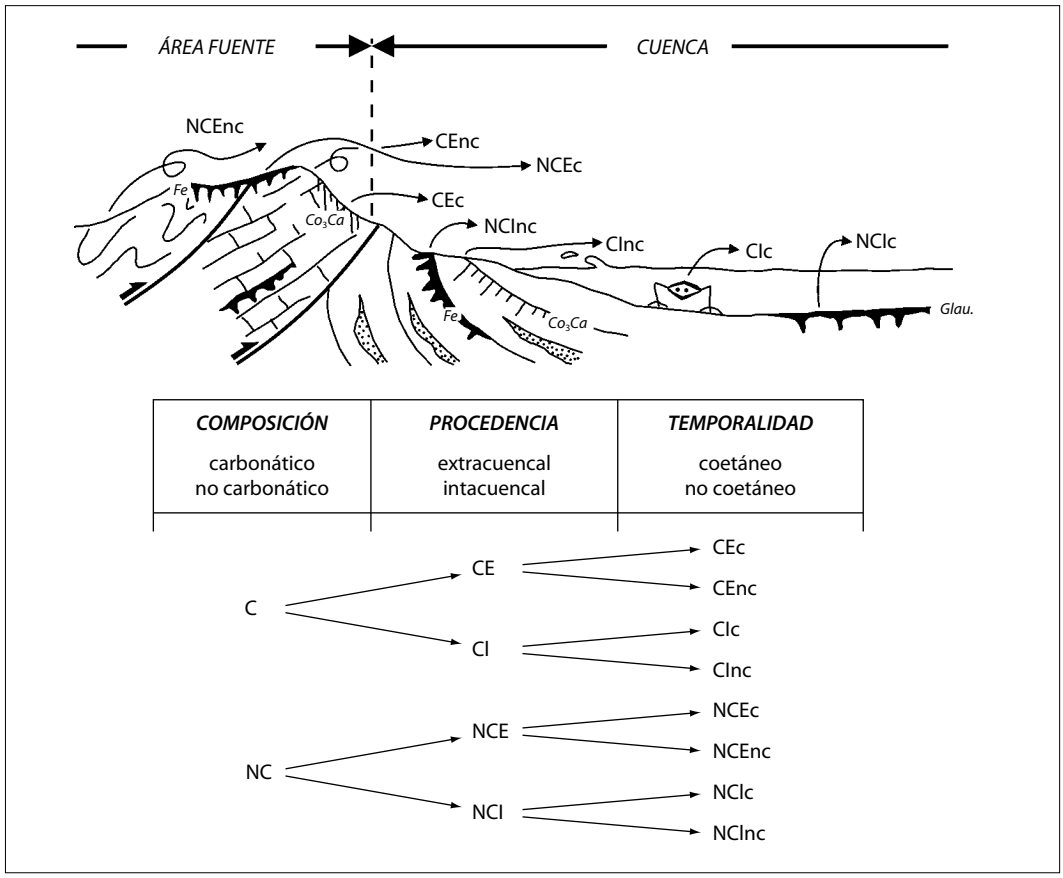


Figura 10.21. Representación esquemática de los ocho tipos de granos detríticos resultantes del empleo de criterios composicionales, de procedencia y de temporalidad con respecto al momento de la sedimentación (coetáneo-no coetáneo). Elaborado a partir de criterios de Zuffa (1980 y 1991).

el uso de criterios basados en aspectos texturales y mineralógicos. De este modo se emplean tres criterios básicos: 1) mineralógico (mono o polimineral), 2) fábrica cristalina (mono y policristalino) y 3) dimensiones de los elementos de la fábrica (gruesa si supera las 62 μm y fina si es inferior a 62 μm). En la figura 10.22 se muestra el uso de estos criterios y los distintos tipos petrográficos de granos resultantes.

Métodos de contaje

La composición global del esqueleto de los depósitos arenosos debe analizarse bajo un punto de vista poblacional de sus constituyentes detríticos y, por tanto, empleándose métodos estadísticos apropiados. El primer paso es la elaboración de una base de datos (parámetros primarios) que exprese la información sobre la distribución de los distintos tipos elementales de clastos. Mediante el empleo de carros micrométricos se realiza un contaje de puntos sobre la lámina delgada, y de esta forma se recaba la información petrográfica básica. Previamente, hay que definir los criterios de contaje. Básicamente existen dos métodos de contaje, denominados como «método tradicional» y de «Gazzi-Dickinson», que difieren drásticamente entre sí.

El método tradicional, o también llamado genético o de la escuela de Indiana, considera todas las unidades clásticas que constituyen el esqueleto del depósito, tanto clastos monominerales como fragmentos de roca (poliminerales). Este método ha sido empleado clásicamente para describir y definir la composición del depósito arenoso. Sin embargo, presenta el gran

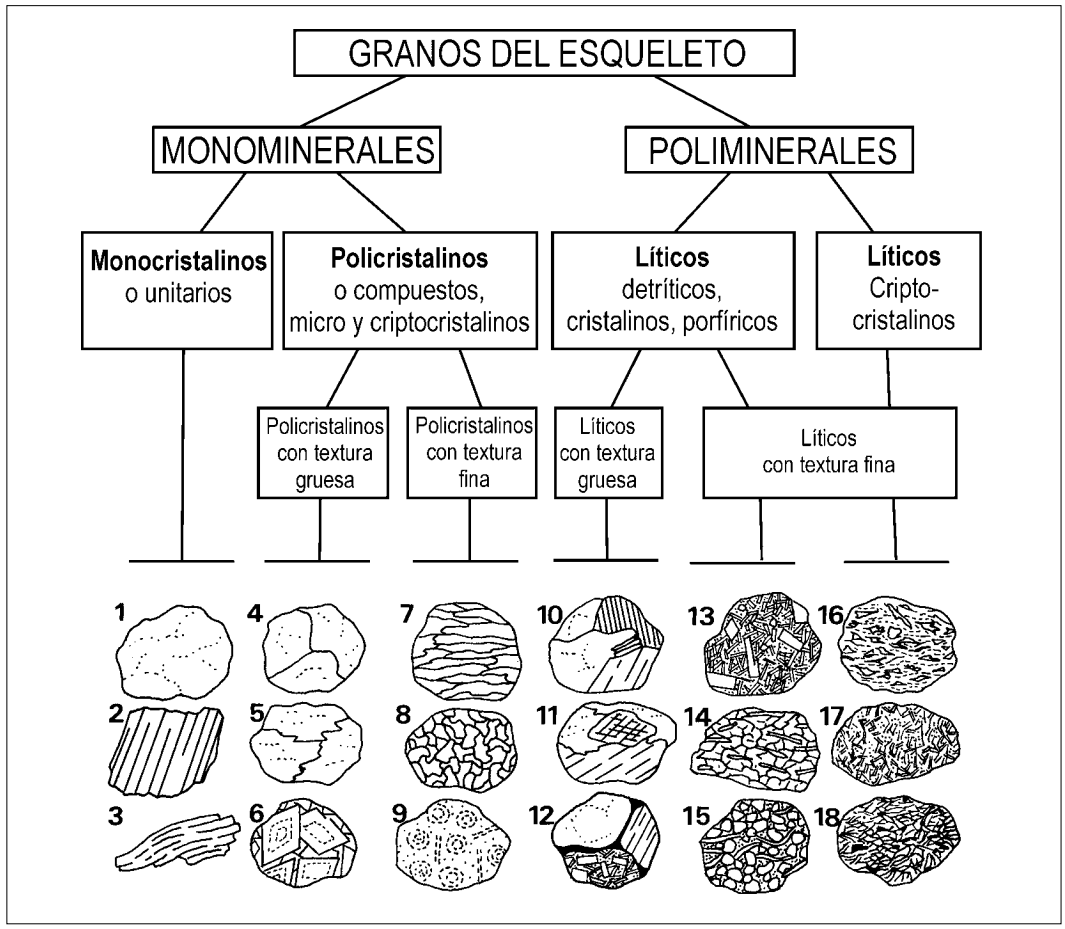


Figura 10.22. Esquema simplificado para la caracterización textural de los tipos de granos detríticos del esqueleto de arenitas, con sus correspondientes ejemplos. Ejemplos 1, 2, 3: granos monocristalinos de cuarzo, plagioclasa, y mica; 4, 5, 6: cuarzo policristalino con textura granuda, cuarzo policristalino metamórfico, y dolomía mesocristalina; 7, 8: cuarzo microcristalino; 9: radiolarita (chert); 10, 11, 12: fragmento de granito, gneiss, y arcosa; 13, 14, 15: fragmento de vulcanita, micaesquisto y lutita aleurítica; 16, 17, 18: fragmento de roca vítreo, félsico y clorítico. Modificado de Di Giulio y Valloni (1992).

inconveniente de depender el resultado del contaje, en gran medida, del tamaño de los clastos analizados. Como ya se ha comentado en el apartado 2.3.2 (figura 10.12) el tamaño influye sobre la composición de los clastos, siendo frecuente encontrar elevadas concentraciones de fragmentos de roca y granos policristalinos en las fracciones arenosas más gruesas. Este hecho hace inviable la comparación de la composición entre depósitos arenosos con distinto tamaño de grano.

El método de Gazzi-Dickinson (G-D) o moderno fue desarrollado por el primer autor en 1966, y posteriormente re-introducido en 1970 por Dickinson. En primer lugar, este método verifica el tamaño cristalino del componente que forma parte en su totalidad o parcialmente del grano arenoso (figura 10.23). Si el tamaño es superior a 62 μm se considera como el mineral que representa, independientemente de la presencia en la misma sección del grano de otros minerales. Si por el contrario su tamaño es inferior al límite arenoso (<62 μm) y aparece en asociación con otros componentes de dimensiones equivalentes en la sección del clasto, se considera como un fragmento de roca lítico (abreviadamente, L). Así, este método no considera los fragmentos de roca faneríticos, sino sus constituyentes minerales por separado. Este hecho provoca una pérdida de información fundamental sobre la procedencia del depósito arenoso, aunque garantiza en mayor medida la minimización de los efectos del tamaño de los clastos

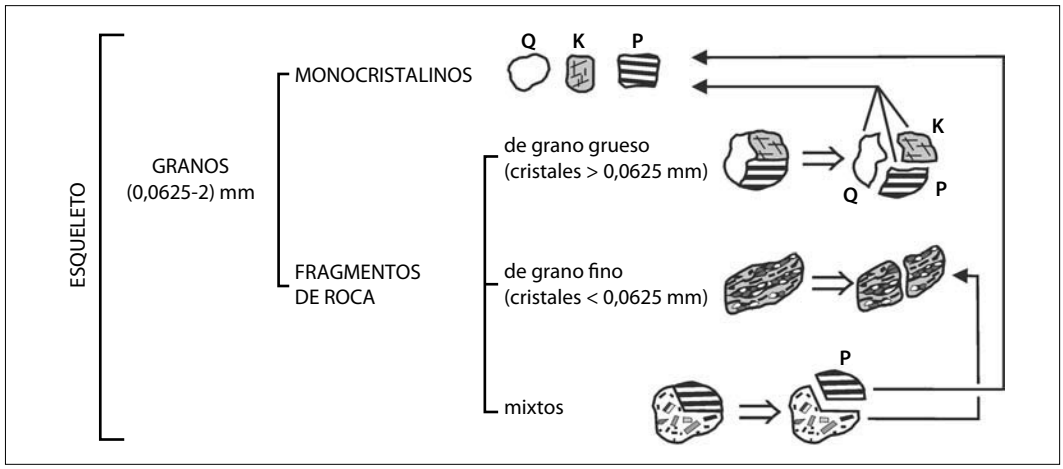


Figura 10.23. Representación esquemática de los criterios de contaje del método G-D (Gazzi-Dickinson, 1966-1970). Modificado de Zuffa (1980).

sobre la composición del depósito; permitiendo la comparación de los mismos con diverso tamaño de grano. En definitiva, el método G-D considera todas las unidades minerales que son, o pueden llegar a generar por rotura, granos de arena monominerales (> 62 μm). Tiene en cuenta sólo a los fragmentos de roca afaníticos (L), es decir, a aquellos fragmentos que no llegan a perder su identidad en el intervalo arenoso, con la disminución del tamaño de grano.

Las diferencias conceptuales entre estos dos métodos pueden llegar a reconciliarse mediante un único método de contaje denominado ambivalente, e introducido por Zuffa (1985). En concreto este método permite considerar las entradas de un único contaje según los métodos tradicional y G-D, facilitando el tratamiento de los datos de una única base de datos según los criterios y diagramas propuestos para cada caso.

La gran diferencia conceptual entre el método tradicional y el de G-D estriba en cómo se tratan los fragmentos de roca faneríticos. El método ambivalente considera las entradas correspondientes a cada mineral constitutivo de los mismos (según G-D), pero haciendo mención de que se han contabilizado sobre un fragmento de roca determinado (según el método tradicional). En la tabla 10.1 se reproducen las entradas contabilizadas en un estadillo de contaje según el método ambivalente. Nótese cómo se contabilizan los elementos constitutivos de fragmentos de roca faneríticos (graníticos y gneísicos). Además, el estadillo recoge todas las entradas del medio rocoso, tanto detríticas como diagenéticas (cementos y reemplazamientos), así como los tipos de porosidad.

Gráficos composicionales

Los resultados numéricos de la base de datos composicional, obtenida mediante el contaje de puntos, se expresan gráficamente en diversos diagramas, en función de los componentes o parámetros considerados. El análisis de la composición debe realizarse a distintos niveles, desde un estadio general (con la participación del mayor número de clases petrográficas), a un estadio con el mayor detalle posible (análisis de tipos específicos de clases petrográficas).

Siguiendo los criterios de Di Giulio y Valloni (1992), se pueden distinguir hasta cinco niveles de descripción composicional, que desde un menor a un mayor detalle, serían:

a) *Composición modal del total*. Se consideran todos los componentes de la roca, tanto componentes del esqueleto (extra e intracuencales), como diagenéticos (cementos). Son diagramas que describen la composición global, pero son muy poco determinan-

ESQUELETO	NCE (Extracuencales No-Carbonáticos)	Qt	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta (<5º)
			Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción ondulante (>5º)
			Qp2-3	Cuarzo policristalino de 2 a 3 individuos cristalinos
			Qp>3c	Cuarzo policristalino de >3 individuos cristalinos con tamaños > 0,062 mm
			Qp>3f	Cuarzo policristalino de >3 individuos cristalinos con tamaños entre 0,030 y 0,062 mm
			Qfrm	Cuarzo en fragmento de roca metamórfica de bajo y medio grado
			Qfrg	Cuarzo en fragmento de roca granitico-gneissica
			Qfrs	Cuarzo en fragmento de roca sedimentario
			Cq	Cuarzo reemplazado/corroido por carbonato
		K	Ks	Feldespato potásico monocristalino
			Kfrg	Feldespato potásico en fragmento de roca granitico-gneissica
			Kfi	Feldespato potásico reemplazado por minerales de arcilla
			Ck	Feldespato potásico reemplazado por carbonatos
		P	Ps	Plagioclasa, cristal simple o maclado
			Pfrg	Plagioclasa en fragmento de roca granitico-gneissica
			Pfi	Plagioclasa reemplazada por minerales de arcilla
			Cp	Plagioclasa reemplazada por carbonatos
		L	Ch	Chert (>3 subgrains <0.030 mm)
			Lm	Pizarra o esquisto
		M	Ms	Moscovita
			Bi	Biotita
			Mfrm	Mica en fragmento de roca metamórfica
			HM	Minerales densos
	CE (Carbonatos Extracuencales)	Ls	Ml	Caliza micrítica
			Sc	Caliza esparítica
			Md	Dolomicrita
			Sd	Doloesparita
			Fo	Fósil
			Css	Cemento carbonático en fragmento de arenisca
	NCI (Intracuencales No-Carbonáticos)			Canto blando arcilloso
	CI (Carbonatos Intracuencales)		In	Fragmento micrítico
			Bi	Bioclasto
ESP. INTERGR.	Cm (Cementos)		Cm1	Cemento carbonático
			Cm2	Cemento sintaxial de cuarzo y feldespato potásico
			Cm3	Cementos arcillosos de kaolinita e illita
			Cm4	Cemento ferruginoso
	Po (Porosidad)		Po1	Porosidad primaria
			Po2	Porosidad secundaria intergranular
			Po3	Porosidad secundaria de disolución de feldespatos

Parámetros

Q	Qmr + Qmo + Qp2-3 + Qp > 3c Qp > 3f + Cq + Ch
F	Ks + Kfi + Ck + Ps + Pfi + Cp +Po3
R	Qfrm + Qfrg + Qfrs + Kfrg + Pfrg + Lm + Mfrm + CE
Qm	Qmr + Qmo + Qp2-3 + Qp>3c + Qfrm + Qfrg + Qfrs + Cq
F	Ks + Kfrg + Kfi + Ck + Ps + Pfrg + Pfi + Cp + Po3
Lt	Qp>3f + Ch + Lm + Ml + Sc + Md + Sd + Fo + Css
Qm	Qmr + Qmo + Qp2-3 + Qp > 3c + Qfrm + Qfrg + Qfrs + Cq
K	Ks + Kfrg + Kfi + Ck
P	Ps + Pfrg + Pfi + Cp
Qmr	Qmr
Qmo	Qmo
Qp	Qp2-3 + Qp > 3c + Qp > 3f
Lm	Lm
Lsm	Ml + Md
Lse	Sc + Sd + Fo + Css
Rg	Qfrg + Kfrg + Pfrg
Rs	Qfrs + CE
Rm	Qfrm + Lm + Mfrm
P/F	(Ps + Pfrg + Pfi + Cp)/(Ks + Kfrg + Kfi + Ck + Ps + Pfrg + Pfi + Cp)
V.I.	Volumen intergranular: (Cm + Po) – Po3

Tabla 10.1. Tipos de componentes (granos detríticos, cementos y porosidad) reagrupados en distintas clases petrográficas, empleados para su cuantificación en areniscas, según el método ambivalente. Asimismo, se definen los parámetros petrográficos más frecuentes empleados en distintos diagramas composicionales. Modificado de Arribas *et al.* (2002-2005).

tes de la procedencia del depósito. Como ya vimos anteriormente, Folk (1968) emplea estos criterios para describir rocas carbonáticas en representaciones triangulares (figura 10.19).

b) *Composición modal del esqueleto*. Se consideran todos los clastos del esqueleto del depósito detrítico. En este nivel de descripción petrográfica se encontraría el diagrama tetraédrico de Zuffa (1980) y el modificado de Di Giulio y Valloni (1992) (figura 10.20). Son los gráficos iniciales de descripción del esqueleto, muy útiles en determinados depósitos arenosos generados en parte con la participación de la propia cuenca de sedimentación (por ejemplo, areniscas híbridas generadas en plataformas mixtas).

c) *Composición modal principal*. Se consideran los componentes esenciales del esqueleto, desechando los minerales accesorios e intraclastos. Según el método de contaje, formarían parte de este nivel descriptivo los diagramas QFR de clasificación de areniscas de Pettijohn *et al.* (1973) (figura 10.24) y de otros autores como Pettijohn (1957), McBride (1963), Folk (1968). Estos diagramas consideran los tres tipos principales de componentes arenosos (Q, cuarzo; F, feldespatos y R, fragmentos de roca), y en alguno de ellos el contenido en matriz (fracción inferior a 30 μm). Dentro de este mismo nivel descriptivo, y empleando el método G-D de contaje, se encontrarían los diagramas QFL o QmFLt de Dikinson (1970). Todos estos diagramas describen la composición mineralógica principal del depósito y dan una información genética marginal. Así, la propia clasificación de areniscas de Pettijhon *et al.* (1973) lleva implícita una cierta información sobre la génesis de las mismas; mientras que los diagramas QFL y QmFLt consiguen campos discriminantes de ambientes geotectónicos a escala crustal.

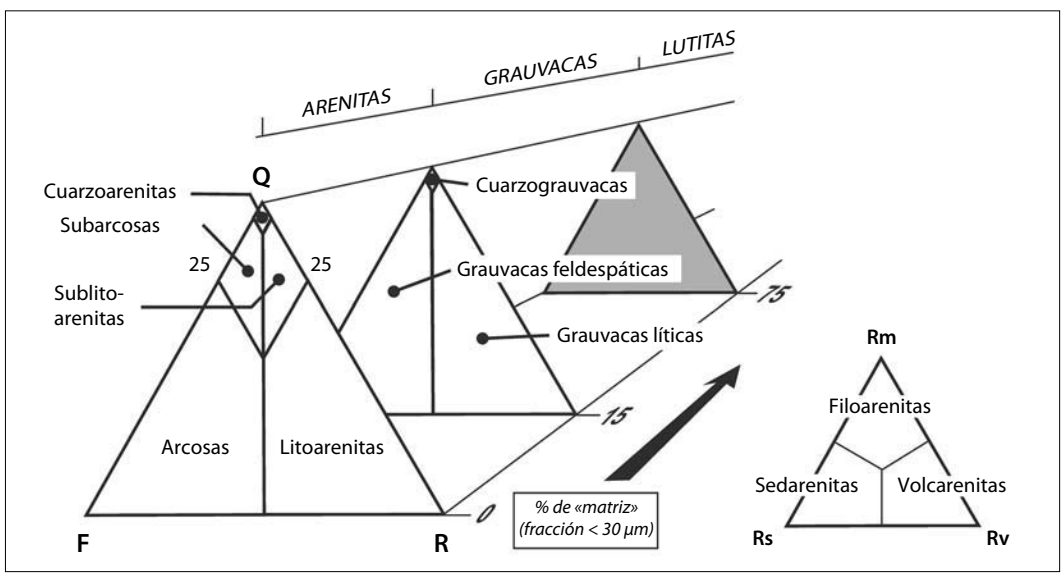


Figura 10.24. Clasificación de areniscas extracuencales, basada en el contenido de granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca del esqueleto, y en el contenido en matriz. El diagrama triangular adicional RmRsRv hace referencia a la nomenclatura de las litoarenitas según sea el dominio de uno de los fragmentos de roca sobre la población lítica total. Modificado de Pettijohn *et al.* (1973).

Dentro de este mismo nivel, es frecuente el empleo de índices petrográficos (o *grain ratios*) entre distintos parámetros petrográficos primarios (Q, F, R, L) o secundarios (parte de los primarios, como: P, plagioclasa; K, feldespato potásico; Qm, cuarzo monocristalino). Son de destacar los índices de madurez (Q/F + R; Blatt *et al.,*

1980); índice de procedencia (F/R; Blatt *et al.,* 1980); índice de policristalinidad (Qp/Qm; Graham *et al.,* 1976); índice de feldespatos (P/F; Dickinson, 1970); índice de vulcanicidad (Lv/L ; Ingersoll, 1978).

d) *Intermedio entre principal y fracción del esqueleto*. Se utilizan parámetros secundarios y responden fundamentalmente a gráficos con información adicional para la descripción de ambientes geotectónicos. Entre ellos cabe destacar los diagramas QmKP (Qm, cuarzo monocristalino; K, feldespato potásico; P, plagioclasa) (Dickinson, 1985) y QpLvmLsm (Qp, cuarzo policristalino; Lvm, fragmentos líticos metavolcánicos; Lsm, fragmentos líticos metasedimentarios) de Ingersoll y Suczek (1979).

e) *Composición modal de la fracción del esqueleto*. Se analizan las tipologías de determinados componentes de la fracción principal. El diagrama romboidal de las proporciones relativas de las cuatro tipologías de granos de cuarzo definidas por Basu *et al.* (1975), diagramas que describan la distribución entre los fragmentos de roca (RgRmRs) o fragmentos líticos afaníticos (LmLsLv), así como diagramas de distribución de minerales densos o grupos de minerales densos, proporcionan una información muy valiosa relacionada con las litologías en el área fuente.

No hay que olvidar que los gráficos composicionales que acabamos de comentar involucran a poblaciones de clastos progresivamente menos numerosas, por lo que la representatividad de los datos puede ir disminuyendo drásticamente. En ocasiones, deben hacerse contajes adicionales o específicos, incluso sobre concentrados de fracciones, como es el caso del análisis de la fracción densa.

Tamaño de grano y composición

Como ya se ha mencionado en apartados anteriores, la composición del depósito arenoso varía con el tamaño de los clastos. Este hecho es debido a que existen clastos que por su composición mineralógica, pueden romperse indefinidamente por la presencia de planos de debilidad relacionados con la propia estructura cristalina. Un ejemplo son los planos de exfoliación de los feldespatos que facilitan su rotura y concentración en las fracciones de tamaño muy fino. Por el contrario, existen otros minerales que, en medios naturales, no se rompen indefinidamente, ya que la ausencia de planos de debilidad estructural y su dureza lo impiden. Es el caso del cuarzo detrítico, cuya concentración disminuye drásticamente para tamaños inferiores a 40 μm. Además, hay clastos poliminerales y policristalinos (R, Qp) que obviamente se concentran en fracciones de tamaño grueso.

Fuchtbauer (1967) comprobó cómo en capas arenosas turbidíticas gradadas la composición QFR variaba considerablemente desde la base al techo de los niveles arenosos. Esto ocurría aún suponiéndose que todo el depósito provenía del mismo área fuente y después de haber sufrido el mismo transporte y los mismos procesos sedimentarios.

Las variaciones de la composición atribuibles a los efectos del tamaño de grano son más evidentes si se utiliza el método tradicional de contaje. Por esta razón, se tiende a analizar sistemáticamente fracciones de un tamaño arenoso determinado (0,5-0,25 mm) cuando se emplea este método de contaje. Por el contrario, el método G-D puede analizar toda la fracción de tamaño arena, ya que como vimos anteriormente, la no consideración de los fragmentos de roca faneríticos minimizan los efectos del tamaño de grano sobre la composición. No obstante, Arribas y Tortosa (2003) han verificado que, aún empleando este método de contaje, el incremento en el contenido en feldespatos es claramente visible con la disminución del tamaño de grano. En consecuencia, generalmente es aconsejable el uso de la fracción arenosa de tamaño medio (0,5-0,25 mm) para cualquier tipo de contaje.

Mallas, representatividad, valores estadísticos

El contaje de puntos suele realizarse mediante el empleo de un carro mecánico situado sobre la platina del microscopio y que mueve la preparación a intervalos equivalentes o saltos, según dos direcciones del espacio. Por cada salto se contabiliza el componente que queda en la intersección de los hilos del ocular. De este modo se construye una malla virtual donde es posible extrapolar los datos obtenidos en una sección de roca a porcentajes de representación de cada uno de los constituyentes considerados en superficie y, por tanto, en volumen. Las dimensiones que definen la «celda unidad» deben ser equivalentes y de un tamaño siempre superior al tamaño medio de grano de la arenisca, con el fin de evitar posibles repeticiones de clastos ya contabilizados. La dirección del contaje deberá ser siempre perpendicular al plano de la laminación para evitar posibles láminas de concentración de determinados minerales (micas, minerales densos).

Si el contaje se realiza sobre una arena consolidada artificialmente, pueden contabilizarse los granos que son interceptados por los hilos en trayectorias continuas sin saltos (método lineal; Galehouse, 1971). De este modo se agiliza el proceso de contaje al no ser relevante la existencia de una malla para el cálculo de la representación de componentes basada en el número de clastos. Para un análisis más detallado sobre los métodos de contaje, aconsejamos la consulta de Galehouse (1971).

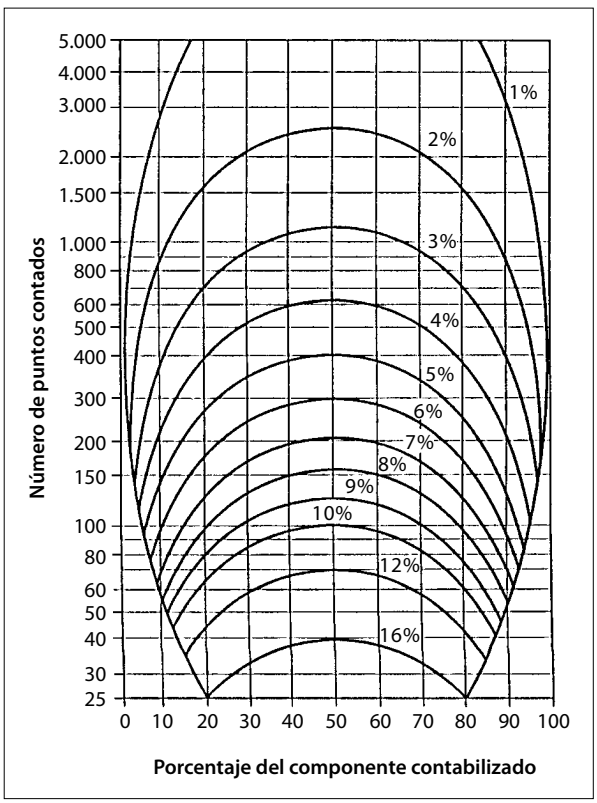


Figura 10.25. Ábaco para el cálculo del error cometido en el proceso de contaje en función del número de puntos contabilizados y del porcentaje del componente analizado. El porcentaje que figura en cada curva es 2σ. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965).

Para que los datos obtenidos en el contaje de puntos tengan una representatividad consistente, es necesario concretar el número de puntos totalizados. Un contaje con un elevado número de puntos sugiere precisión de los datos, pero con un gran consumo de tiempo. Por el contrario, contajes de un número escaso de puntos proporcionan datos con valores de error muy altos. Según el ábaco de Van Der Plas y Tobi (1965) (figura 10.25), un contaje de 600 puntos puede ser suficiente para el estudio de una arenisca, donde se analizan tanto componentes clásticos, diagenéticos y porosidad. Los porcentajes de representación de los componentes detríticos de una arena pueden obtenerse con un contaje de 400 puntos, que arroja un valor máximo de error del 5%.

Como cualquier método de análisis poblacional, es necesario el empleo de técnicas estadísticas. Remitimos al lector a los tratados, de Atkinson (1986), Borradaile (2003), Davis (2002) o von Eynatten *et al.* (2003), donde se pasa revista a los métodos estadísticos más usuales para el tratamiento de la composición, sus limitaciones y aplicabilidad. Recientemente, Weltje (2002) ha realizado con sumo acierto un análisis de la representatividad de determinados parámetros e índices estadísticos, comúnmente empleados en diagramas triangulares cuando se analizan poblaciones de muestras.

Clasificación vs. procedencia

El análisis modal nos permite describir la composición de los depósitos detríticos. Dicha información sirve directamente para clasificar el depósito, bien sea siguiendo los criterios de Zuffa (1980), o los de Pettijohn *et al.* (1973). De éstas clasificaciones se deduce una cierta

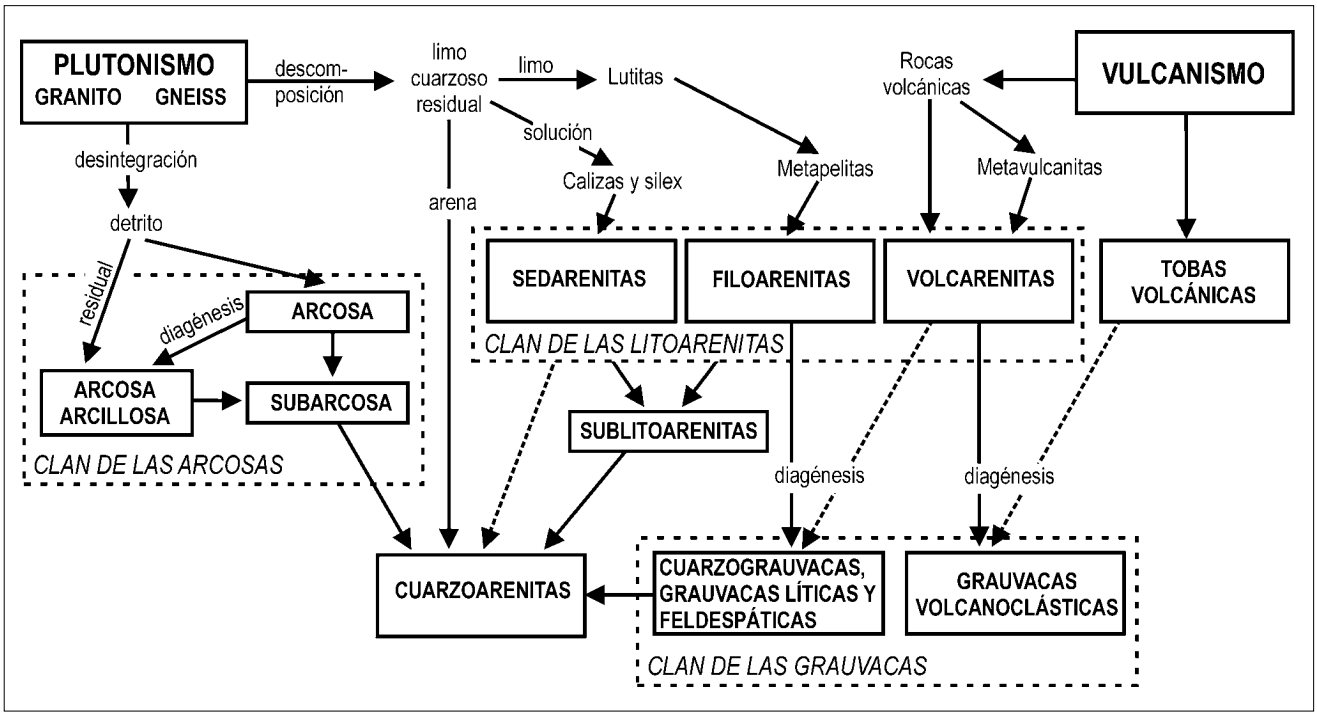


Figura 10.26. Procedencia de las principales familias deareniscas extracuencales. Modificado de Pettijohn *et al.* (1973).

información relativa a la procedencia, pero sin dejar de ser meros instrumentos descriptivos de la composición. Así, Pettijohn *et al.* (1973) generalizan en un diagrama, en parte ambiguo, las relaciones de las distintas familias de areniscas con sus rocas madre (figura 10.26). Además, los diagramas triangulares son un importante espacio de análisis de la evolución de la composición.

La clasificación de Dickinson *et al.* (1983) hace referencia directamente a la procedencia, es decir, clasifica los depósitos detríticos, en los distintos ambientes geotectónicos en los que se generan, en función de sus petrofacies. Por esta razón, estos diagramas pueden considerarse como «diagnósticos» de la procedencia.

Tipo de procedencia	Ambiente geotectónico asociado	Composición de las arenas generadas
Cratones estables	Interior continental o plataformas pasivas	Arenas cuarzosas (ricas en Qt) con altos valores de Qm/Qp y K/P
Basamentos elevados	Hombrera de rift o falla transformante	Arenas cuarzofeldespáticas (Qm – F) con bajo contenido en Lt y relaciones Qm/F y K/P similares a la roca original.
Arcos magnéticos	Arco isla o arco continental	Arenas feldespatolíticas (F – L), volcanoclásticas con altos valores de P/K y Lv/Ls. Composiciones intermedias con arenas cuarzofeldespáticas (Qm – F) procedentes de batolitos.
Orógenos reciclados	Complejo de subducción o cadena montañosa *(fold & thrust belt)*	Arenas cuarzolíticas (Qt – Lt), con bajo contenido en F y Lv y relaciones variables de Qm/Qp y Qp/Ls.

Tabla 10.2. Principales tipos de procedencia y características composicionales de las arenas asociadas. Modificado de Dickinson, 1985.

Empleando el método de contaje G-D, estos autores distinguen cuatro tipos principales de procedencia que denominan como: *a*) cratones estables, *b*) basamentos elevados, *c*) arcos magmáticos y *d*) orógenos reciclados. En la tabla 10.2 se han resumido las características principales de los depósitos arenosos generados, así como los ambientes geotectónicos discriminados. En el diagrama triangular QmFLt de la figura 10.27 se observan los campos de proyección de los tipos de procedencia definidos. Otros diagramas triangulares adicionales, elaborados con parámetros secundarios, como QmKP, QpLvmLsm (figura 10.28), permiten detallar las características composicionales de los tipos de procedencia mencionados.

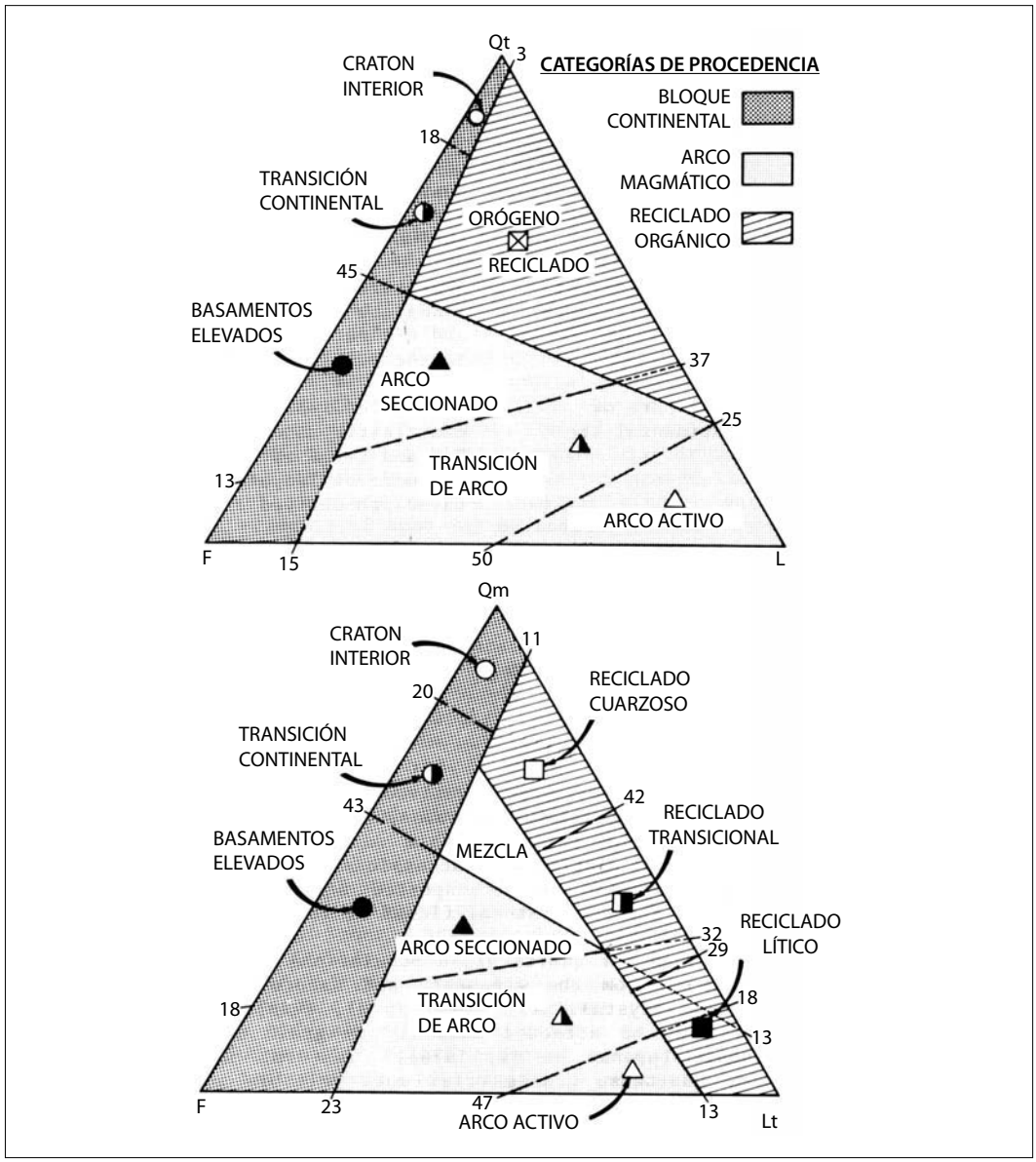


Figura 10.27. Campos composicionales diagnósticos de los distintos tipos de procedencia de arenas en diagramas triangulares QtFL (cuarzo total-Feldespatos-Fragmentos de roca lábiles) y QmFLt (cuarzo monocristalino-Feldespatos-Total de granos lábiles). Modificado de Dickinson *et al.* (1983).

Si bien la diagnosis de la procedencia de Dickinson *et al.* (1983) puede en ocasiones ser muy generalista y obvia, puede aportar una visión sobre ambientes geotectónicos en depósitos arenosos muy antiguos, sin olvidar la importancia del análisis de la evolución de la composición en registros arenosos que contemplen cambios paleotectónicos. Como siempre, los diagramas triangulares ofrecen un campo de análisis espacial y temporal de la evolución de la composición de los depósitos detríticos.

Los minerales detríticos como indicadores de la procedencia en areniscas

Clásicamente se han empleado métodos de análisis específicos sobre determinados componentes del esqueleto con el fin de afinar el factor principal condicionante de la composición de los depósitos detríticos, como es la naturaleza del área fuente. Durante gran parte del siglo

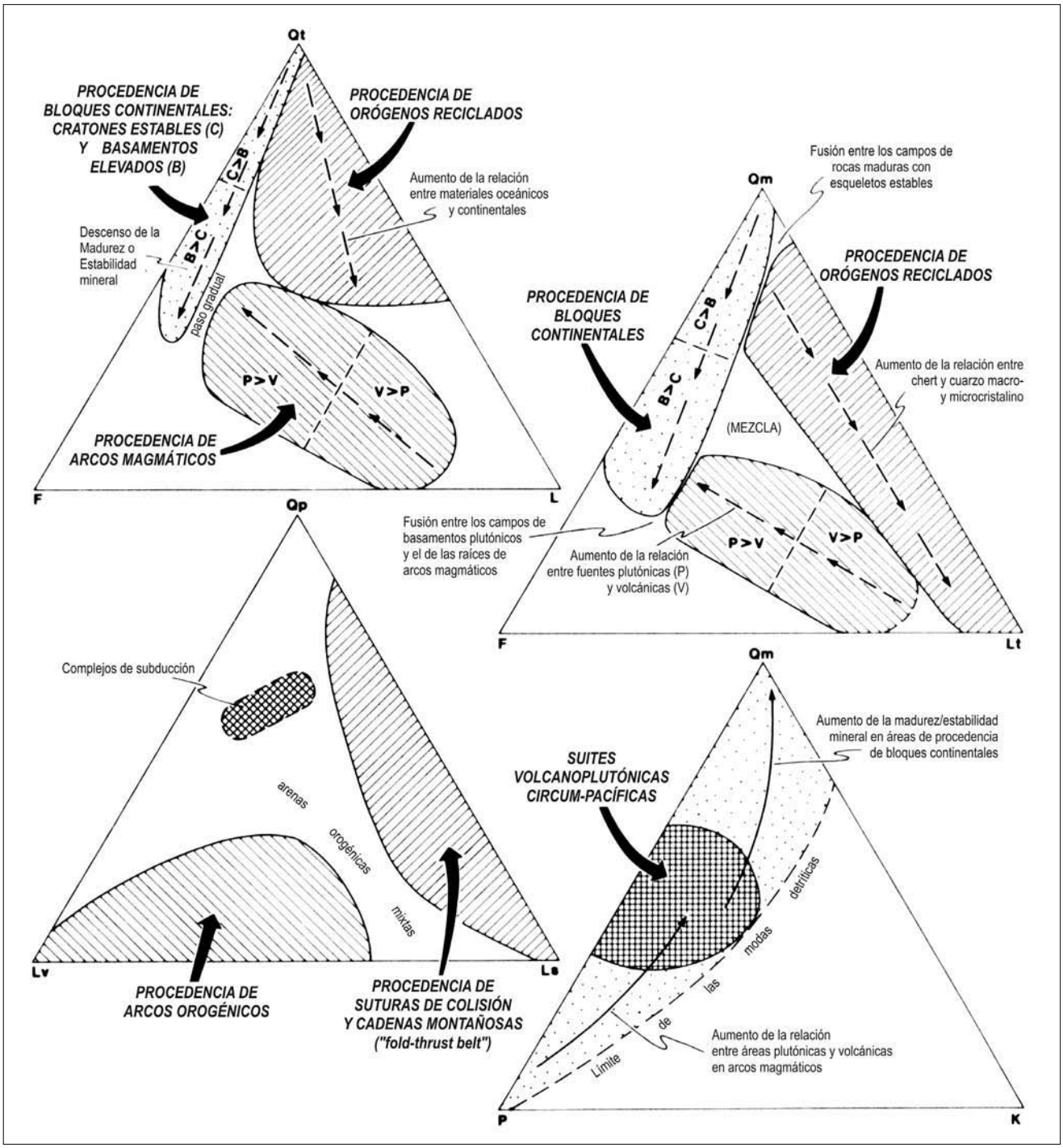


Figura 10.28. Distribución media de las modas detríticas arenosas actuales, según los tipos de procedencia, en distintos diagramas triangulares composicionales. Ver la tabla 10.1 para las siglas de los distintos parámetros considerados. Modificado de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985).

pasado, estos estudios quedaban prácticamente relegados al análisis petrográfico de las asociaciones de minerales densos. No obstante, y debido al gran desarrollo de las técnicas analíticas, a finales del siglo xx se establecieron nuevos métodos basados no tanto en aspectos petrográficos, sino también involucrando la composición mineral, elemental e isotópica sobre determinados componentes.

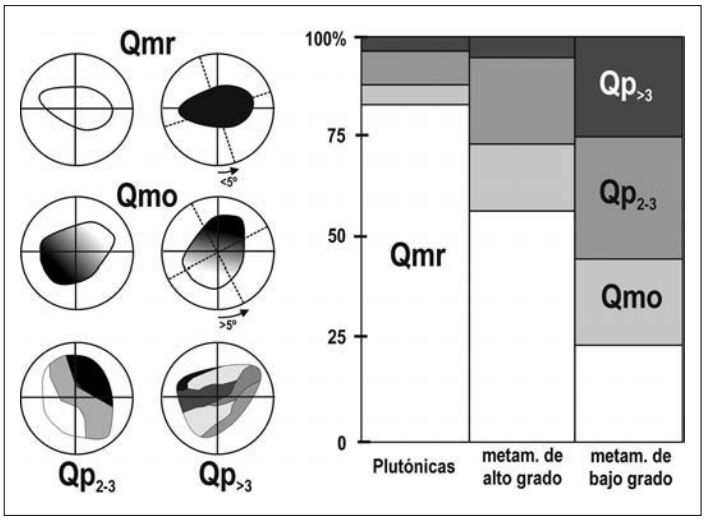
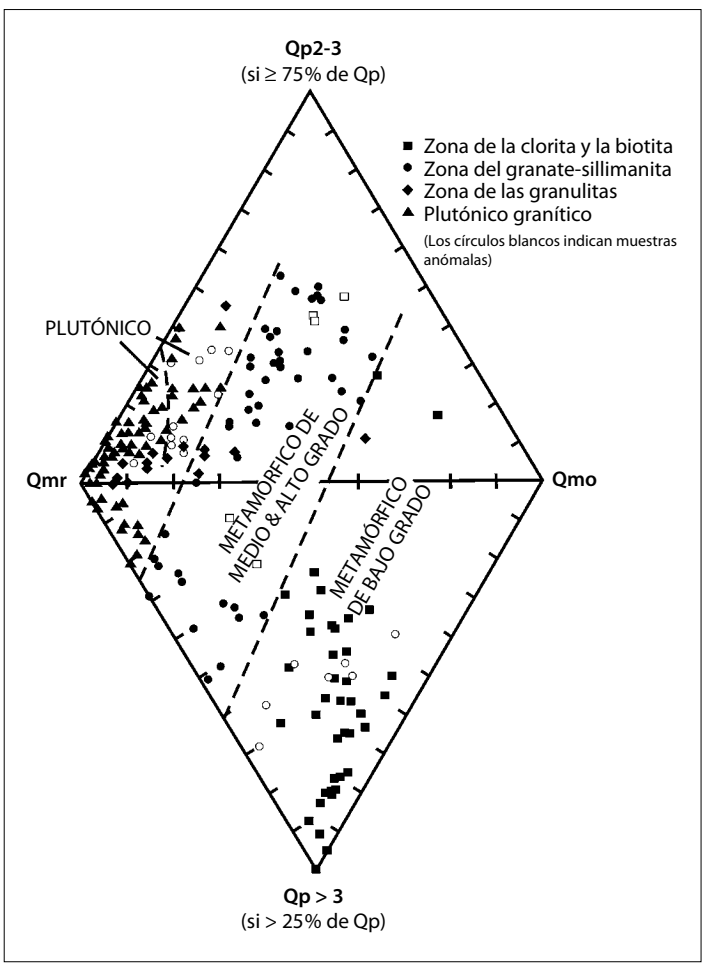


Figura 10.29. Tipología de los granos de cuarzo y su representación en arenas generadas por la erosión de rocas plutónicas y metamórficas de alto y bajo grado. Qmr, cuarzo monocristalino no ondulante; Qmo, cuarzo monocristalino ondulante; Qp2-3, cuarzo policristalino de 2 o 3 unidades cristalinas; Qp3, cuarzo policristalino de más de 3 unidades cristalinas. Basado en criterios y datos de Basu *et al.* (1975).



El cuarzo

Los análisis de la procedencia basados sobre los granos de cuarzo utilizan métodos eminentemente petrográficos. Desde mediados del siglo pasado, se ha pretendido describir las clases petrográficas de los granos de cuarzo con la intención de buscar una utilidad relacionada con la caracterización de sus litologías de partida. En este sentido, las clasificaciones de Krynine (1945) y Folk (1968) son muy minuciosas, empleándose una gran cantidad de criterios, en parte subjetivos, haciéndolas poco operativas para el análisis de la procedencia.

Basu *et al.* (1975) emplean exclusivamente dos criterios (extinción y policristalinidad) para definir cuatro clases petrográficas de granos de cuarzo: Cuarzo monocristalino con extinción no-ondulante (la sombra de la extinción recorre la sección del grano en un giro de platina inferior a 5°); cuarzo monocristalino con extinción ondulante (la sombra de la extinción recorre la sección del grano en un giro de platina superior a 5°); cuarzo policristalino de dos o tres unidades cristalinas; y cuarzo policristalino de más de tres unidades cristalinas. Analizando arenas actuales procedentes de distintas áreas fuentes, estos autores observan que existe una gran diferencia en cuanto a la representatividad de cada uno de los tipos petrográficos definidos (figura 10.29). La elección de 5° de giro de platina para establecer una extinción rápida o lenta que sirva para separar dos grupos de cuarzos monocristalinos, y de tres unidades cristalinas para las clases policristalinas, es puramente funcional. Los datos de la representatividad de estas clases pueden representarse en un diagrama diagnóstico triangular doble (figura 10.30)

Hay que tener en cuenta que el diagrama construido por Basu *et al.* (1975) es empírico y obedece a condicionantes de determinadas litologías regionales, por lo que sus campos pueden llegar a variar en otros ámbitos geológicos (Tortosa *et al.,* 1991). Asimismo, no hay que olvidar que este método se basa en el análisis poblacional de los tipos de cuarzo, sin que se pueda deducir un origen litológico concreto en relación con la simple presencia de una tipología determinada de cuarzo. Además existen

Figura 10.30. Abundancia relativa de las cuatro tipologías de cuarzo en arenas holocenas generadas a partir de litologías conocidas (ver símbolos). Modificado de Basu *et al.* (1975).

limitaciones importantes en el empleo de este método en areniscas donde se sospechen procesos de reciclado, ya que dichos procesos podrían aumentar la población de las tipologías más estables (ejem., monocristalinos con extinción no-ondulante). También los intensos procesos de compactación durante la diagénesis podrían producir un incremento en el grado de extinción de las clases monocristalinas (Arribas *et al.,* 1985).

Otro método petrográfico del análisis de la procedencia sobre los cuarzos detríticos es la catodoluminiscencia. Éste método se basa en la interpretación de la luminiscencia que emiten los granos detríticos de cuarzo cuando sus estructuras cristalinas son excitadas mediante un flujo de electrones. Para producir esta excitación es necesario el empleo de unidades catódicas de alto voltaje (catodoluminiscencia «caliente»). Zinkernagel (1978) distingue tres tipos de cuarzo en función de los colores de luminiscencia que atribuye directamente a su génesis: I) violeta (rojizo-azulado) de origen igneo; II) marrón de origen metamórfico; y III) no luminiscente de origen sedimentario. La diferencia cromática se considera relacionada con el grado de orden/desorden de su estructura cristalina y de la temperatura de cristalización. Además, otros autores (Matter y Ramseyer, 1985) han encontrado que la presencia de cationes como Al^{+3}, Ti^{+4}, Li^{+}, H^{+}, activan la luminiscencia del cuarzo. El uso de esta técnica para análisis de la procedencia ha sido puesto en tela de juicio recientemente (Boggs *et al.,* 2002).

Aunque el tratamiento que se sigue en este apartado es puramente petrográfico, en los últimos años, y gracias al desarrollo de técnicas analíticas fisicoquímicas, es posible obtener datos sobre el contenido de elementos traza y REE a escala de grano, aportando una información muy valiosa sobre la procedencia de los mismos (McLennan *et al.,* 1993).

Los feldespatos

Clásicamente, los métodos petrográficos de análisis de la procedencia sobre los feldespatos se han centrado sobre el zonado, las maclas y su composición mineralógica. El zonado de las plagioclasas, si bien no es un rasgo definitivo en cuanto a su desarrollo en determinadas litologías, sí se observa que su aparición se limita a rocas de origen ígneo (Pitman, 1963). Además, en plagioclasas de origen volcánico o subvolcánico suele ser frecuente el tipo de zonado oscilatorio. Sobre el maclado de los feldespatos calcoalcalinos, existe una abundante bibliografía donde se asocian los distintos tipos de macla a las condiciones de cristalización y, por tanto, a las distintas litologías originales. En este sentido, Gorai (1951) llega a reconocer pautas generales de desarrollo de las maclas, siendo de utilidad para la caracterización de la roca original, siempre que se analice su distribución a nivel poblacional. Sin embargo, el análisis de la distribución y tipo de maclas en feldespatos detríticos tiene el gran inconveniente de que los propios planos de macla, son superficies de debilidad, por lo que cabría esperar poblaciones importantes de clastos sin maclar en depósitos que hayan sufrido un transporte considerable. Asimismo, el zonado implica debilidad del clasto al estar constituido por fases cristalinas diversas, lo que confiere a estos componentes una escasa resistencia frente al transporte (Helmold, 1985).

El estado estructural del feldespato potásico también ha sido objeto de análisis en relación a la roca de procedencia. El grado de orden de la estructura cristalina de dicho feldespato se relaciona con las posiciones de los Al en la red cristalina, que depende a su vez de las condiciones de formación (temperatura de equilibrio, velocidad de enfriamiento, actividad del H_2O). De este modo, las rocas de origen volcánico presentan feldespatos potásicos con mucho desorden estructural (sanidina), mientras que los feldespatos de rocas metamórficas presentan un orden máximo (microclina). Las rocas de origen plutónico contienen feldespatos potásicos con estructuras cristalinas ordenadas o intermedias (ortosa). En este sentido, Suttner y Basu (1977) llegan a discriminar litologías originales diversas a partir del grado de orden de la red cristalina de los feldespatos potásicos mediante el análisis de difractogramas de rayos X. No

obstante, conviene señalar que este método es muy laborioso, con un gran consumo de tiempo y con una información sobre la procedencia muy limitada.

Con el desarrollo de las técnicas microanalíticas (microsonda electrónica), la composición química de los feldespatos ha proporcionado una fuente de información cómoda, rápida y muy valiosa sobre las rocas originales de procedencia. Trevena y Nash (1981) elaboran un diagrama triangular (Ab-An-Or) (figura 10.31) con 8 campos diagnósticos de la procedencia (plutónica, volcánica o metamórfica) en función de las proporciones de los cationes principales (Na_2O, CaO y K_2O). El análisis es individual, por lo que pueden discriminarse diversos orígenes en el mismo depósito detrítico.

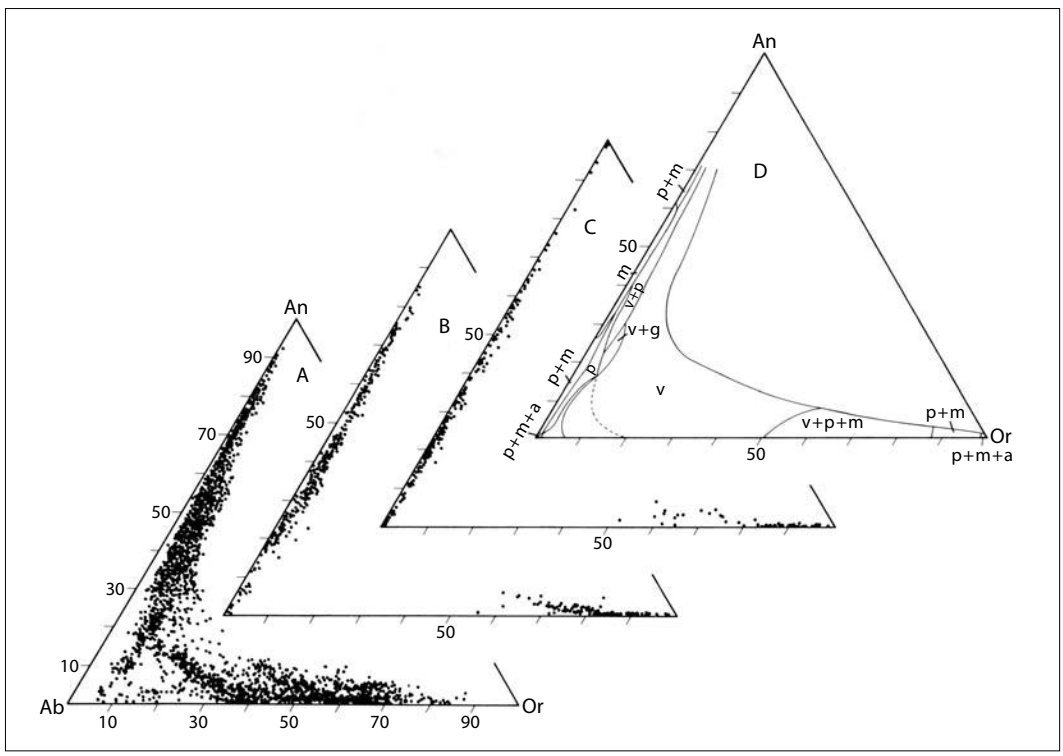


Figura 10.31. Diagramas triangulares (AnAbOr) en los que se representa la composición de feldespatos en rocas ígneas (A, volcánicas; B, plutónicas) y metamórficas (C). En el diagrama D se representan los campos discriminantes de ocho grupos de procedencia (v, exclusivamente volcánicos; p, exclusivamente plutónicos; m, exclusivamente metamórficos; v+g, volcánicos o granófiros; v+p, volcánico o plutónico; p+m, plutónico o metamórfico; v+p+m, volcánico, plutónico o metamórfico; p+m+a, plutónico, metamórfico o autigénico). An, anortita; Ab, albita; Or, ortosa. Modificado de Trevena y Nash (1981).

Por último, en ambiente sedimentario los feldespatos son minerales muy inestables tanto química como mecánicamente, por lo que conviene tener presente sus limitaciones en cuanto a su preservación, ya no exclusivamente durante el transporte o alteración superficial (en función del clima), sino además durante la diagénesis, donde pueden sufrir procesos de disolución o reemplazamiento (McBride, 1985). Estos procesos deberán tenerse en cuenta para poder elaborar un correcto análisis de la procedencia, mediante la restauración del esqueleto.

Los fragmentos de roca

Estos componentes detríticos llevan explícitamente la información sobre su procedencia, por lo que su aparición en el depósito arenoso relaciona directamente la procedencia con un tipo litológico determinado. En la fracción arenosa, los fragmentos de roca más frecuentes son

los afaníticos, ya que el tamaño cristalino de sus componentes permite mantener su polimineralidad en dicha fracción. Los más frecuentes son los procedentes de litologías volcánicas, sedimentarias (fundamentalmente carbonatos) y metamórficas. Por el contrario, los fragmentos de roca faneríticos (litologías granudas plutónicas) tienen un escaso grado de preservación en los depósitos arenosos y por esta misma razón, su aparición puede ser muy significativa.

El análisis de la población de fragmentos de roca suele realizarse mediante diagramas triangulares donde se contrasta el porcentaje relativo entre tres clases litológicas (RsRgRm, Arribas *et al.,* 1990; Critelli y Le Pera, 1994). Evidentemente, las interpretaciones sobre los resultados de este análisis deberán realizarse teniendo en cuenta el grado de generación de dichos componentes en el área fuente y su preservación con el transporte (ver figura 10.6). Para una correcta identificación de los fragmentos líticos es necesario el conocimiento de las texturas de las rocas originales. Publicaciones como Vernon (2004), o Garzanti y Vezzoli (2003) sobre fragmentos de roca de origen metasedimentario son de gran ayuda para su correcta identificación.

Los componentes intracuencales

Muy frecuentes en el esqueleto de los depósitos arenosos, aparecen componentes intracuencales, como clastos mono y poliminerales. Su presencia informa de las condiciones reinantes en la cuenca de sedimentación, siendo especialmente importante su presencia en depósitos arenosos híbridos (figura 10.20) generados en cuencas marinas.

El término «intracuencal» puede resultar un tanto equívoco si observamos situaciones como las que se reflejan en la figura 10.21, ya que es un término que se refiere a las relaciones espaciales en el momento de la sedimentación. Las variaciones de la configuración de la propia cuenca con el tiempo, obliga a introducir los términos «coetáneo» y «no coetáneo» con la sedimentación (Zuffa, 1991). Algunos autores (Cavazza *et al.,* 1993; Arribas y Arribas, 2007) han considerado el término «penecontemporáneo» para distinguir a clastos generados en cursos fluviales actuales.

El método de análisis de estos componentes es equivalente al de los fragmentos de roca: diagramas triangulares donde se representa el porcentaje relativo de cada uno de los componentes intracuencales. Generalmente, son granos de tamaño superior al de los componentes siliciclásticos extracuencales asociados, por ser menos densos que ellos. La menor densidad es debida a su propia naturaleza, ya que no han sufrido procesos previos de diagénesis de enterramiento intensos. Por la misma razón, suelen ser granos dúctiles, apareciendo con un grado de deformación considerable. Un especial cuidado debe tenerse con los componentes intracuencales poliminerales, ya que pueden llegar a confundirse con fragmentos de roca. En las publicaciones de Zuffa (1985 y 1991), Garzanti (1991), así como de Arribas y Arribas (2007), pueden encontrarse abundantes criterios de identificación e información gráfica de dichos componentes, originados tanto en ambientes marinos como continentales.

Las especies minerales densas

Este grupo de clastos lo forman especies minerales con densidades superiores a la del cuarzo (2,6), si bien, en la práctica, se consideran densidades superiores a 2,85. Por su elevada densidad se presentan en intervalos de tamaño inferior al de los clastos «ligeros» (cuarzo, feldespatos, etc.) con los que se asocian. Constituyen un grupo mineralógicamente muy variado, pero con una escasa representación en los depósitos arenosos (normalmente inferior al 2%). Este hecho obliga a concentrarlos mediante técnicas de flotación en líquidos densos (bromoformo, ioduro de metilo, politugstato sódico, etc.) y clasificarlos según su susceptibilidad

magnética para una correcta identificación petrográfica «en grano». Se suele utilizar el intervalo de tamaño (0,25-0,125 mm), ya que en él se concentran preferentemente, ofreciendo, además, un tamaño «cómodo» para su análisis petrográfico. Al analizarse la representación de los distintos individuos en grano montados sobre portaobjetos, los métodos de contaje utilizados son los de *Fleet*, de banda o lineal (Galehouse, 1971). En Parfenoff *et al.* (1970) y en Mange y Maurer (1992), puede encontrarse información muy útil para la identificación petrográfica en grano de estas especies.

El estudio de los «minerales pesados» para deducciones de la procedencia tuvo su máximo auge durante la primera mitad del siglo xx. En concreto, y mediante estudios actualísticos, el análisis de las asociaciones de minerales densos proporciona una paragénesis característica relacionada con determinadas litologías en origen. En la tabla 10.3 se reproducen las asociaciones más significativas de determinados tipos de rocas, propuestas por Feo-Codecido (1956). Asociaciones equivalentes han sido descritas por otros autores (Krumbein y Pettijohn, 1938; Milner, 1926).

Asociación	Área fuente
Apatito, biotita, brokita, hornblenda, monzonita, rutilo titanita, turmalina (rosa), circón	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, moscovita, topacio, turmalina (azul), wolframita, xenotima	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diopsido, hiperstena, ilmenita, magnetita, olivino, picotita, pleonasta	Rocas ígneas básicas
Andalucita, condrotita, corindón, granate, flogopita, estaurolita, topacio, vesuvianita, wolastonita, zoisita	Rocas de metamorfismo de contacto
Andalucita, cloritoide, epidota, granate, glaucofana, cianita, silimanita, estaurolita, titanita, zoisita-clinozoisita	Rocas de metamorfismo dinamotérmico
Barita, óxidos-hidróxidos de hierro, leucoxeno, rutilo, turmalina (granos redondeados), circón (granos redondeados)	Sedimentos reciclados

Tabla 10.3. Asociaciones de minerales densos relacionadas con determinados tipos de rocas de procedencia. Modificado de Pettijohn *et al.,* 1973.

Existen abundantes factores que pueden influir sobre la conservación de la asociación original de minerales densos en areniscas. Morton (1985) considera que el comportamiento diferencial de los distintos minerales de una asociación frente a: 1) la alteración química, 2) abrasión mecánica, 3) selección hidráulica, 4) estabilidad durante el enterramiento diagenético —disolución intraestratal—; puede modificar considerablemente dicha asociación y, por tanto, su interpretación sobre las litologías en el área fuente puede ser totalmente errónea.

Para resolver estos inconvenientes, Morton (1985) aboga por los análisis varietales sobre una única especie. Estos análisis pueden ser petrográficos como el color de turmalinas o las tipologías de circones (Loi y Dabard, 1997). Asimismo, análisis químicos de determinadas especies minerales mediante microsonda electrónica pueden llegar a discriminar distintos aportes detríticos (Morton y Hallsworth, 1994) (figura 10.32). Estos mismos autores definen diversos índices petrográficos (tabla 10.4) considerando especies de minerales con densidades semejantes y que son sensibles a cambios en la procedencia de los depósitos (figura 10.33). Por último, y siguiendo un paralelismo con los diagramas diagnósticos de ambientes geotectónicos de Dickinson y Suczek (1979), las especies o grupos de especies de minerales densos han sido utilizadas para deducciones de ambientes geotectónicos (Nechaev y Isphording, 1993) (figura 10.34).

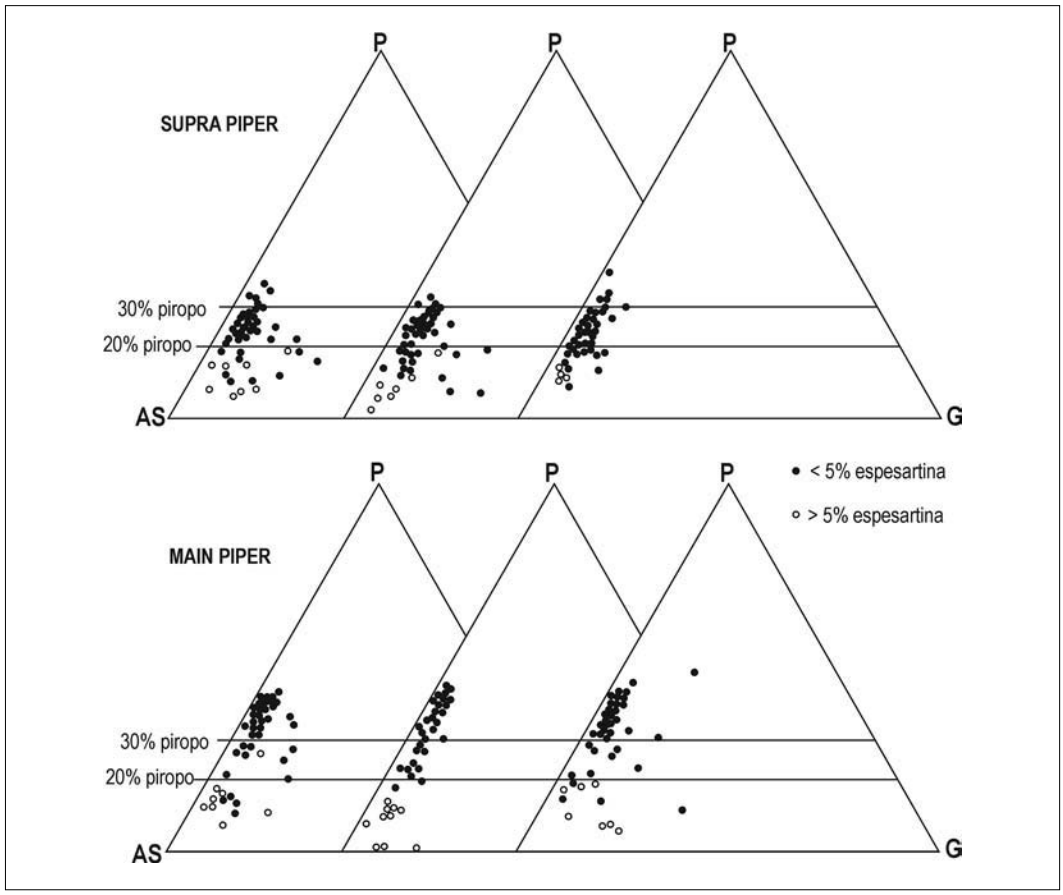


Figura 10.32. Composición de granates detríticos en arenas de Main Piper y Supra Piper (well 15/21a-23 del área Ivanhoe/Rob Roy, sector UK, mar del Norte) expresada en la abundancia relativa de los términos finales almandino más espesartina (As), piropo (P) y glosularia (G). Cada diagrama triangular representa una única población de 50 granates analizados mediante microsonda electrónica. La mayoría de granates en las arenas de Supra Piper tienen entre el 20 y el 30% de piropo, mientras que la mayoría de las arenas de Main Piper tienen un porcentaje de piropo superior al 30%. Modificado de Morton y Hallsworth (1994).

Índice	Par mineral	Determinación del índice
ATi	Apatito, turmalina	100 × apatitos/(apatitos + turmalinas)
GZi	Granate, circón	100 × granates/(granates + turmalinas)
RZi	Grupo de TiO_2, circón	100 × Grupo de TiO_2/(Grupo de TiO_2 + circón)
CZi	Cr-espinela, circón	100 × Cr-espinela/(Cr-espinela + circón)
MZi	Monacita, circón	100 × monacita/(monacita + circón)

Tabla 10.4. Índices de minerales densos sensibles a los cambios de procedencia. Modificado de Morton y Hallsworth, 1994.

Métodos y modelos geoquímicos

Aunque en los capítulos anteriores el planteamiento del estudio de la procedencia se ha enfocado a través de la petrografía de los depósitos arenosos, es necesario realizar, al menos, una breve reseña sobre los métodos geoquímicos, cuyo desarrollo se encuentran en estos momentos en pleno auge. La puesta a punto de técnicas microanalíticas cada vez más precisas, rápidas y de gran accesibilidad, ofrecen al campo del análisis de la procedencia una vía muy

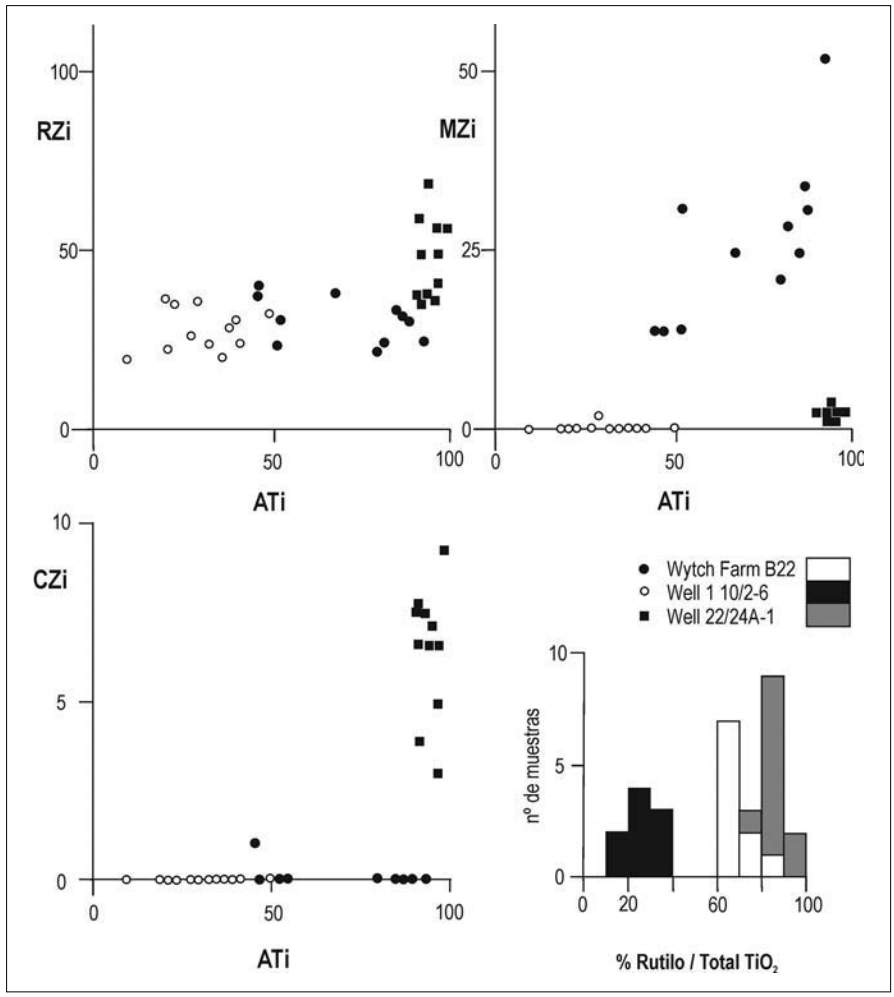


Figura 10.33. Contraste de valores de los índices petrográficos ATi, RZi, MZi, CZi y las variaciones en el contenido de los polimorfos de TiO_2 para documentar las diferencias en cuanto a la procedencia de las areniscas triásicas de la cuenca de Wessex (Wytrh Farm B22), la cuenca oriental del mar de Irlanda (well 110/2-6), y la zona central del mar del Norte. Modificado de Morton y Hallsworth (1994).

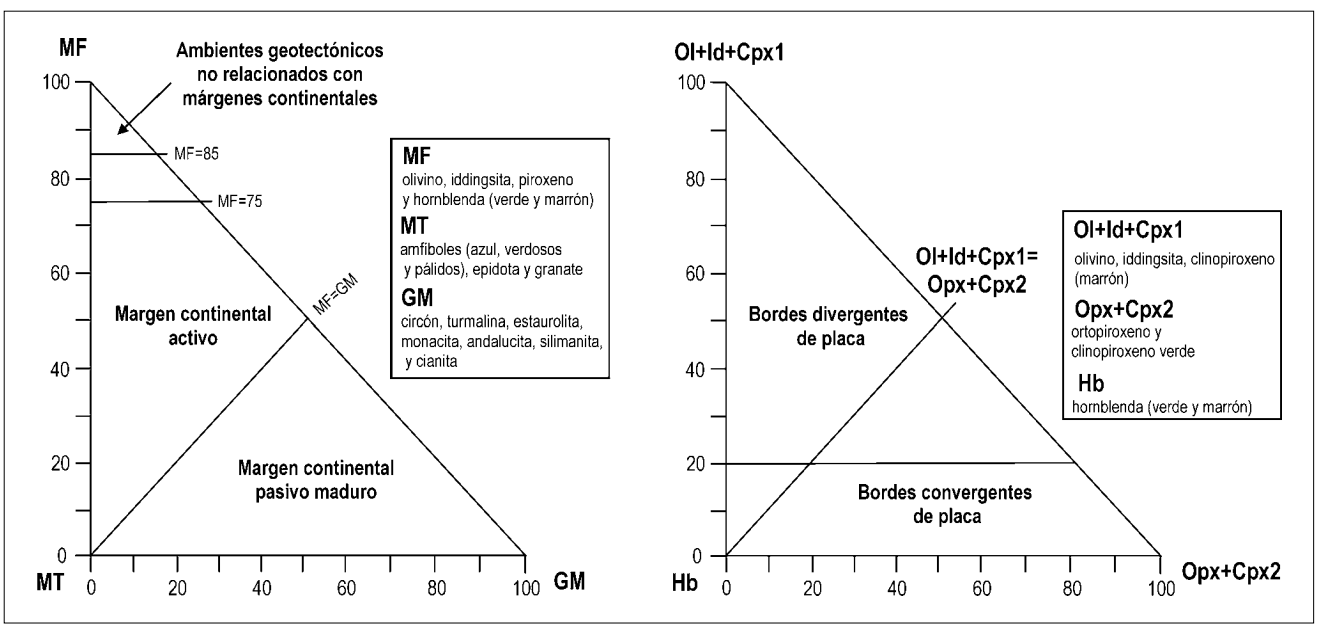


Figura 10.34. Diagrama MF-MT-GM y (Ol+Id+Cpx)–Hb–(Opx+Cpx2) discriminantes de ambientes geotectónicos y márgenes continentales (convergentes y divergentes), respectivamente. Modificado de Nechaev e Isphording (1993).

ágil para abordar problemas muy concretos relacionados con la génesis de los depósitos detríticos.

En principio, podemos diferenciar dos tipos de análisis químicos: 1) los que se realizan sobre el total del sedimento y 2) los que se restringen a fases minerales individualizadas. Hoy en día, y en ambos casos, las técnicas analíticas permiten obtener la distribución de elementos mayores y trazas, incluyendo las tierras raras (REE).

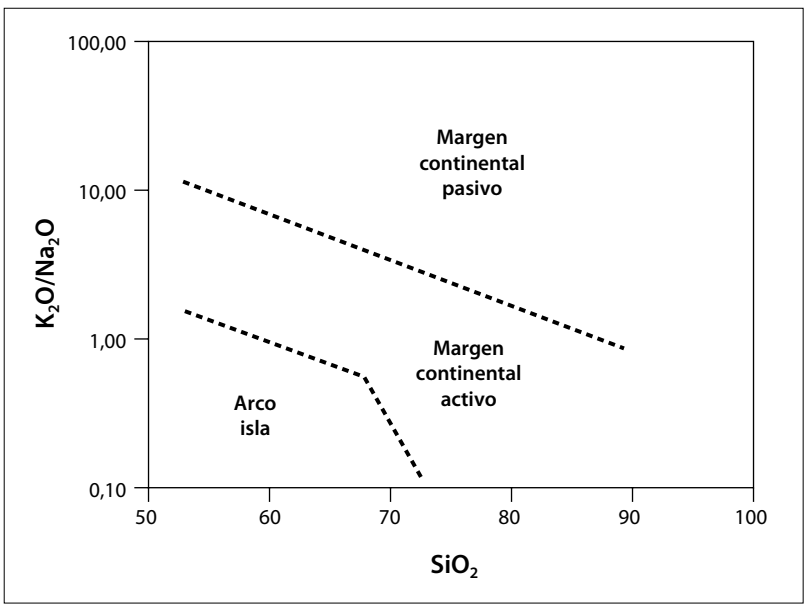


Figura 10.35. Diagrama discriminante de ambientes geotectónicos basado en parámetros geoquímicos (modificado de Roser y Korsch 1986).

Por lo que se refiere a los análisis sobre la muestra total, la relación de elementos mayores proporciona información sobre los procesos de alteración química sufridos (Feng y Kerrich, 1990; Nesbitt y Young, 1989) (figura 10.10), así como una información muy somera sobre los ambientes geotectónicos asociados (Bathia, 1983; Roser y Korsch, 1986) (figura 10.35). Asimismo, se han desarrollado abundantes diagramas donde se expresan las relaciones entre elementos menores y entre elementos traza enfocados a la valoración del grado de madurez, reciclado o alteración (McLennan *et al.,* 1993) así como para la discriminación de aportes en función del ambiente geotectónico (Bathia y Crook, 1986), de las litologías ígneas del área fuente (Cullers y Berendsen, 1998; Floyd y Leveridge, 1987) o del tipo cortical de procedencia (Taylor y McLennan, 1985). Información sobre la geocronología de las áreas fuentes ígneas originales puede obtenerse mediante análisis isotópicos de Sm-Nd sobre la muestra total (McLennan *et al.,* 1993).

Los análisis químicos realizados sobre determinadas fases minerales detríticas permiten conocer en detalle su composición mineral (como en los feldespatos, figura 10.31) y las diferencias en el contenido de determinados cationes, permitiendo los estudios varietales de especies minerales (figura 10.32). Los avances recientes de las técnicas micro-analíticas mediante ablación laser (LA-ICP-MS) permiten determinar los contenidos de los elementos traza (REE incluisive) en granos detríticos individuales. Este hecho abre una vía de caracterización mineral sumamente precisa (Morton y Yaxley, 2007) con aplicaciones muy valiosas en el terreno de la procedencia de los depósitos detríticos. Además, los métodos de geocronología basados en las relaciones isotópicas U-Th-Pb (en circones, cuarzos), Rb-Sr y K-Ar (en feldespatos, micas) pueden aplicarse sobre granos individuales, pudiéndose establecer edades de cristalización de dichos minerales, y por tanto edades de las áreas de procedencia (Gaudette *et al.,* 1981; Harrison y Be, 1983; Hemming *et al.,* 1991).

BIBLIOGRAFÍA GENERAL

El bagaje bibliográfico de los estudios de la procedencia es muy extenso, ocupado en parte por un gran volumen de *case histories* en los que se aplican determinados métodos.

A parte de las referencias citadas en este capítulo, se han recogido en un apartado final las recopilaciones de trabajos en volúmenes específicos, ya que suponen una importante puesta al día sobre la materia.

BIBLIOGRAFÍA

Arribas, M. E. y Arribas, J. (2007): Interpreting carbonate particles in modern continental sands: An example from fluvial sands (Iberian Range, Spain). En J. Arribas, S. Critelli y M. Johnsson (eds.), *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 420, 167-179.

Arribas, J. y Tortosa, A. (2003): Detrital modes in sedimentoclastic sands from low-order streams in the Iberian Range, Spain: The potential for sand generation by different sedimentary rocks. *Sediment. Geol.,* 159, 275-303.

Arribas, J.; Marfil, R. y de la Peña, J. A. (1985): Provenance of Triassic Feldespathic sandstones in the Iberian Range (Spain): Significance of Quartz types. *J. Sediment. Petrol.,* 55, 864-868.

Arribas, J.; Gómez-Gras, D.; Rosell, J. y Tortosa, A. (1990): Estudio comparativo entre las areniscas Paleozoicas y Triásicas de la Isla de Menorca: evidencias de procesos de reciclado. *Rev. Soc. Geol. Esp.,* 3, 105-116.

Arribas, J.; Critelli, S.; Le Pera, E. y Tortosa, A. (2000): Composition of modern stream sand derived from a mixture of sedimentary and metamorphic source rocks (Henares River, Central Spain). *Sediment. Geol.,* 133, 27-48.

Arribas, J.; Alonso, A.; Mas, R.; Tortosa, A.; Rodas, M.; Barrenechea, J. F.; Alonso-Azcárate, J. y Artigas, R. (2003): Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). *J. Sediment. Res.,* 73, 309-327.

Arribas, J.; Ochoa, M. y Mas, R. (2002-2005): Composición y diagénesis del registro detrítico en el borde suroccidental de la Cuenca de Cameros. *Zubía,* 14, 99-119.

Arribas, J.; Ochoa, M.; Mas, R.; Arribas, M. E. y González-Acebrón, L. (2007): Sandstone petrofacies in the northwestern sector of the Iberian Basin. *J. Iber. Geol.,* 33, 191-206.

Atkinson, J. (1986): *The statistical analysis of compositional data*. Chapman-Hall, London.

Basu A., (1981): Weathering before the advent of land plants: evidence from unaltered detrital K-feldspars in Cambrian-Ordovician arenites. *Geology*, 9, 132-133.

— (1985): Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites,* NATO ASI Series, C-148, 1-18.

Basu, A.; Young, S. W.; Suttner, L. J.; James, W. C. y Mack, G. H. (1975): Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *J. Sediment. Petrol.,* 45, 873-882

Bhatia, M. R., (1983): Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *J. Geol.,* 91, 611-627.

Bathia, M. R. y Crook, K. (1986): Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petr.,* 92, 181-193.

Blatt, H. y Jones, R. L. (1975): Proportions of exposed igneous, metamorphic, and sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 86, 1085-1088.

Blatt, H., Middleton, G. V. y Murray, R. C. (1980): *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, New Yersey.

Boggs, S. Jr.; Kwon, Y. I.; Goles, G. G.; Rusk, B. G.; Krinsley, D. y Seyedolali, A. (2002): Is Quartz Cathodoluminescence Color a Reliable Provenance Tool? A Quantitative Examination. *J. Sediment. Res.,* 72, 408-415.

Borradaile, G. (2003): *Statistics of Earth Science Data. Their distribution in time, space and orientation*. Springer.

Cavazza, W.; Zuffa, G. G.; Camporesi, C. y Ferretti, C. (1993): Sedimentary recycling in a temperate climate drainage basin (Senio River, north-central Italy): composition of source rock, soil profiles, and fluvial deposits. En M. J. Johnsson y A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 284, 247-261.

Cleary, W. J. y Connolly, J. R., (1971): Distribution and genesis of quartz in a piedmont-coastal plain environment. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 82, 2755-2766.

Cullers, R. L. y Berendsen, P. (1998): The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-Continent Rift System, USA. *Eur. J. Mineral.,* 10, 987-1002.

Davies, D. K. y Ethridge, F. G. (1975): Sandstone Composition and Depositional Environment. *AAPG Bull.,* 59, 239-264.

Davies, J. C. (2002): *Statistic and data analysis in geology,* 3.ª ed. Wiley, New York.

Di Giulio, A. y Valloni, R. (1992): *Sabbie e areniti: Analisi ottica e classificazione*. *Acta Nat. Ateneo Parm.,* 28, 3/4.

Dickinson, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.,* 40, 695-707.

— (1985): Provenance relations from detrital modes of sandstones. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148, 333-362.

Dickinson, W. R.; Beard, L. S.; Brakenridge, G. R.; Erjavec, J. L.; Ferguson, R. C.; Inman, K. F.; Knepp, R. A.; Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 94, 222-235.

Dickinson, W. R. y Suczek, C. A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.,* 63, 2164-2182.

Feng, R. y Kerrich, R., (1990): Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Ac.,* 54, 1061-1081.

Feo-Codecido, G. (1956): Heavy-mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy. *AAPG Bull.,* 40, 984-1000.

Fillali, L.; Arribas, J. y Garzón, G. (2005): Petrografía y morfología de los cauces fluviales y del litoral atlántico de la Península de Tánger. Análisis de procedencia en relación con la Cordillera del Rif (Marruecos). *Rev. Soc. Geol. Esp.,* 18, 195-205.

Floyd, P. A. y Leveridge, B. E. (1987): Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin, South Cornwall; framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London*, 144, 531-542.

Folk, R. L. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin, Texas.

— (1980): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin, Texas.

Fontana, D.; Zuffa, G. G. y Garzanti, E. (1989): The interaction of eustacy and tectonismfrom provenance studies of the Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain): *Basin Res.,* 2, 223-237.

Franzinelli, E. y Potter, P. E. (1983): Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon river system. *Jour. Geol.,* 91, 23-39.

Füchtbauer, H. (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. *Geol. Rundsch.,* 56, 266-300.

Galehouse, J. S., (1971): Point counting. En R. E. Carver (ed.), *Procedures in sedimentary petrology*. New York, Wiley-Interscience, 385-407.

Garzanti, E., (1986): Source rocks versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, nothern Italy). *J. Sediment. Petrol.,* 56, 267-275.

— (1991): Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance, and relationship to eustatic cycles and tectonic setting. *J. Sediment. Petrol.,* 61, 959-975.

Garzanti, E. y Vezzoli, G. (2003): A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *J. Sediment. Res.,* 73, 830-837.

Gaudette, H. E.; Vitrac-Michard, A. y Allegre, C. J. (1981): North American Precambrian history recorded in a single sample: high-resolution U-Pb systematics of the Potsdam sandstone detrital zircons, New York State. *Earth Planet. Sc. Lett.,* 54, 248-260;

Gazzi, P. (1966): Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Min. Petr. Ac.,* 12, 69-97.

Gorai, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *Am. Mineral.,* 36, 884-901.

Grantham, J. H. y Velbel, M. A. (1988): The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina. *J. Sediment. Petrol.,* 58, 219-227.

Graham, S. A.; Ingersoll, R. V. y Dickinson, W. R. (1976): Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin. *J. Sediment. Petrol.,* 46, 620-632.

Harrison T. M. y Be, K. (1983): $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum analysis of detrital microclines from the southern San Joachin Basin, California: An approach to determining the thermal evolution of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.,* 64, 244-256.

Heins, W. A. (1993): Source rock texture versus climate and topography controls on the composition of modern, plutoniclastic sand. En M. J. Johnsson y A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 284, 135-146.

Helmold, K. P. (1985): Provenance of feldspathic sandstones - The effect of diagenesis on provenance interpretations: a review. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148, 139-164

Hemming, S.; McLennan, S. M.; Hanson, G. N. y Sharp, W. D. (1991): U-Pb isotope systematics in detrital quartz, feldspar and zircon; a provenance tool. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*, 23, 108.

Hutton, J. (1785): Abstract of a dissertation read in the Royal Society of Edinburgh, upon the seventh of March, and fourth of April, M,DCC,LXXXV, concerning the system of the Earth, its duration, and stability. Reprinted in G. W. White (ed.) (1973), *Contributions to the history of geology*, vol. 5, James Hutton. Hafner Press, New York.

Ingersoll, R. V. (1978): Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California. *J. Geol.,* 86, 335-352.

Ingersoll R. V.; Kretchmer, A. G. y Valles, P. (1993): The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology,* 40, 937-953.

Ingersoll, R. V. y Suczek C. A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *J. Sediment. Petrol.,* 49, 1217-1228.

Johnsson, M. J. (1993): The system controlling the composition of clastic sediments. En M. J. Johnsson and A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. *Geo. Soc. Am., Spec. Paper* 284, 1-19.

Johnsson, M. J.; Stallard, R. F. y Lundberg, N. (1991) Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *J. Geol.,* 96, 263-277.

Kairo, S.; Suttner, L. J. y Dutta, P. K. (1993): Variability in sandstone composition as a function of depositional environment in coarse-grained delta systems. En M. J. Johnsson y A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 284, 263-283.

Krumbein, W. C. y Pettijohn, F. J. (1938): *Manual of Sedimentary Petrography.* Appleton-Century, New York.

Krynine, P. D. (1946): Microscopic morphology of quartz types. *Proc. 2nd Pan-American Congress of Mining Engineers and Geology. 2nd Communication,* 2, 35-49.

Kuenen, P. (1956): Experimental abrasion of pebbles, 2. Rolling by current, *J. Geol.,* 64, 336-368.

— (1959): Experimental abrasion. 3. Fluviatile action on sand. *Am. J. Sc.,* 257, 172-190.

— (1964): Experimental abrasion. 6. Surf action. *Sedimentology*, 3, 29-43.

Le Pera, E. y Arribas, J. (2005): Sand composition in an Iberian passive-margin fluvial course: The Tajo River. *Sediment. Geol.,* 171, 261-281.

Le Pera, E.; Arribas, J.; Critelli, S. y Tortosa, A. (2001): The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand (Calabria, Italy): implications for provenance studies. *Sedimentology*, 48, 357-378.

Loi, A. y Dabard, M. P. (1997): Zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy). *Sediment. Geol.,* 112, 263-279.

Mack, G. H. (1978): The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: The Permian Citler and Cedar Mesa Formation, Moab, Utah. *Sedimentology*, 25, 587-604.

Mange, M. A. y Maurer, H. F. W. (1992): *Heavy minerals in colour*. Chapman and Hall. London.

Matter, A. y Ramseyer, K. (1985): Cathodoluminiscence micriscopy as a tool for provenance studies of sandstones. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148, 192-212.

Mial, A. D. (1984): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag.

Milner, H. B. (1926): *Supplement to introduction to sedimentary petrography*. Murby, London.

McBride, E. F. (1963): A classification of common sandstones. *J. Sediment. Petrol.,* 33, 664-669.

— (1985): Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstones. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148, 95-114.

McLennan, S. M.; Hemming, S.; McDaniel, D. K. y Hanson, G. N. (1993): Geochemical approaches to sedimentation, procenance and tectonics. En M. J. Johnsson y A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 284, 21-40.

Morton, A. C. (1985): Heavy minerals in provenance studies. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148, 249-278

Morton, A. C. y Hallsworth, C. (1994): Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.,* 90, 241-256.

— (1997): Processes controlling the composition of heavy minerals assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.,* 124, 3-29.

Morton A. y Yaxley G. (2007): Detrital apatite geochemistry and its application in provenance studies. En J. Arribas, S. Critelli y M. Johnsson (eds.), *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 420, 319-344.

Nechaev, V. P. y Isphording, W. C. (1993): Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments. *J. Sediment. Res.,* 63, 1110-1117.

Nesbitt, H. W. y Young, G. W., (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.

— (1989): Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.,* 97, 129-147.

Nesbitt, H. W.; Fedo, C. M. y Young, G. M. (1997): Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *J. Geol.,* 105, 173-191.

Palomares, M. y Arribas, J. (1993): Modern stream sands from compound crystalline sources: composition and sand generation index. En M. J. Johnsson y A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 284, 313-322.

Parfenoff, A.; Pomerol, C. y Tourenq, J. (1970): *Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination.* Masson et Cie., Paris.

Pettijohn, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks*, 2.ª ed., New York, Harper.

Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. y Siever, R. (1973): *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag, Berlin.

Pitman, E. D. (1963): Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. *J. Sediment. Res.,* 33, 380-386.

Roser, B. P. y Korsch, R. J. (1988): Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.,* 67, 119-139.

Schwab, F. L. (1986): Sedimentary signatures of foreland basin assemblages: real or counterfeit? En P. A. Allen y P. Homewood (eds.), *Foreland Basins*. *IAS, Spec. Publ.,* 8, 395-410.

Shanmugan, G. (1985): Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148, 115-137.

Suttner, L. J. y Basu, A. (1977): Structural state of detrital alkali feldspars. *Sedimentology*, 24, 63-74.

Suttner, L. J.; Basu, A. y Mack, G. H. (1981): Climate and the origin of quartz arenites. *J. Sediment. Petrol.,* 51, 1235-1246.

Taylor, S. R. y McLennan, S. M. (1985): *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell Scientific Publication.

Tortosa, A. y Arribas, J. (1998): Evolution of sandstone composition in a continental foreland basin. Loranca Basin. Spain. *15th Int. Sedim. Congress*, 769-770.

Tortosa, A.; Palomares, M. y Arribas, J. (1991): Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. En A. C. Morton, S. P. Todd y P. D. W. Haughton (eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.,* 57, 47-54.

Trevena, A. S. y Nash, W. P. (1981): An electron micropobe study of detrital feldspar. *J. Sediment. Petrol.,* 51, 137-150.

Van Der Plas, L. y Tobi, A. C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. *Am. J. Sc.,* 263, 87-90

Vernon, R. H. (2004): *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press.

Von Eynatten, H.; Barceló-Vidal, C. y Pawlowsky-Glah, V. (2003): Composition and Discrimination of Sandstones: A Statistical Evaluation of Different Analytical Methods. *J. Sediment. Res.,* 73, 47-57.

Weltje, G. J. (1994): *Provenance and dispersal of sand-size sediments*. *Geologica Ultraiectina,* 121.

— (2002): Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth Sci. Rev.,* 57, 211-253.

Zinkernagel, U. (1978): Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, 8, 1-69.

Zuffa, G. G. (1980): Hybrid arenites: their composition and classification. *J. Sediment. Petrol.,* 50, 21-29.

— (1985): Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. En G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148, 165-190.

— (1987): Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. En J. K. Legget y G. G. Zuffa (eds.), *Marine clastic sedimentology*. Graham & Trotman, London, 39-61.

— (1991): On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks. En A. C. Morton, S. P. Todd y P. D. W. Haughton (eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.,* 57, 23-29.

Zuffa, G. G.; Cibin, U. y Di Giulio, A. (1995): Arenite petrography in sequence stratigraphy. *J. Geol.,* 103, 451-459.

Volúmenes temáticos específicos

Arribas, J.; Critelli, S. y Johnsson, M. J. (eds.) (2007): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 420.

Basu, A. y Valloni R. (eds.) (2002): *Quantitative provenance studies in Italy*. Memorie Descrittive della Carta Geologica D'Italia, Special Issue.

Johnsson, M. J. y Basu, A. (eds.) (1993): Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 284.

Morton, A. C., Todd, S. P. y Haughton, P. D. W. (eds.) (1991): Developments in Sedimentary Provenance Studies. *Geol. Soc. London Spec. Publ.,* 57.

Zuffa, G. G. (ed.) (1985): *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, C-148.

Bahlburg, H. y Floyd, P. A. (1999): Advanced Techniques in Provenance Analysis of Sedimentary Rocks. *Sediment. Geol., Spec. Issue,* 124.

Weltje, G. J. y von Eynatten, H. (2004). Quantitative Provenance Analysis of Sediments. *Sediment. Geol., Spec. Issue,* 171.

XI

Playas

por Cristino J. Dabrio*

INTRODUCCIÓN

El litoral es la zona que separa los medios marinos y continentales. En muchos lugares es una banda de límites y morfología cambiante; por eso algunos mapas antiguos no la reflejan adecuadamente.

El litoral está sujeto a la acción de diversos agentes dinámicos y es muy sensible a sus cambios. Teniendo en cuenta que más de la mitad de la población mundial vive en la costa o en su inmediata vecindad, se comprende la importancia de adquirir un adecuado conocimiento de su comportamiento geodinámico tanto desde el punto de vista de la gestión territorial como de los riesgos geológicos asociados, y sus respectivos impactos.

Delimitar la línea de costas es importantísimo para separar con claridad y precisión el Dominio Público Marítimo-terrestre, pues, por ejemplo, desde el punto de vista legal y administrativo obliga a diversas servidumbres legales. En este sentido se utiliza la línea demanial que marca al límite entre las influencias de los dominios continentales y marinos y que se materializa sobre el terreno en ciertas morfologías costeras y, en definitiva, en el mapa topográfico de detalle (véase una discusión en Flor, 2007).

En un terreno más científico, los estudios de costas actuales suelen prestar mucha atención a la geomorfología de la costa porque es principal criterio para clasificarla, pero sin olvidar sus características sedimentológicas, tectónicas, oceanográficas y de energía ambiental, esta última relacionada en buena parte con el régimen climático (figura 11.1). De acuerdo con esto, se habla, por ejemplo, de costas acantiladas, costas bajas, costas de emersión o de hundimiento, costas controladas por fracturas, etc.

En todas ellas es muy importante llegar a establecer lo mejor posible los agentes dinámicos implicados y los procesos sedimentarios que actúan, pues de ellos depende la organización general y la evolución del sistema. Como se discutirá luego, esta es la base para deducir la tendencia natural de la costa y su previsible evolución si se pretende minimizar las consecuencias de las actuaciones humanas. Ello servirá también para realimentar los modelos aplicados al estudio de los sedimentos costeros fósiles (figura 11.1).

Los estudios de sedimentos costeros fósiles se centran en el análisis de facies y en la asociación con los depósitos colindantes, con especial atención a la evolución se tamaños de grano, estructuras sedimentarias, y superficies erosivas.

Este capítulo se dedica al estudio de las playas y de los sistemas de isla barrera y *lagoon*, con especial énfasis en los modelos fósiles, por lo que se presta poca atención a los aspectos geomorfológicos e ingenieriles, esenciales para las costas actuales, pero que no suelen aportar demasiado al estudio de las secuencias antiguas.

* Departamento de Estratigrafía e Instituto de Geología Económica-CSIC, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid (Grupo de Investigación UCM 910198 - Paleoclimatología y Cambio Global). E-mail: dabrio@geo.ucm.es.

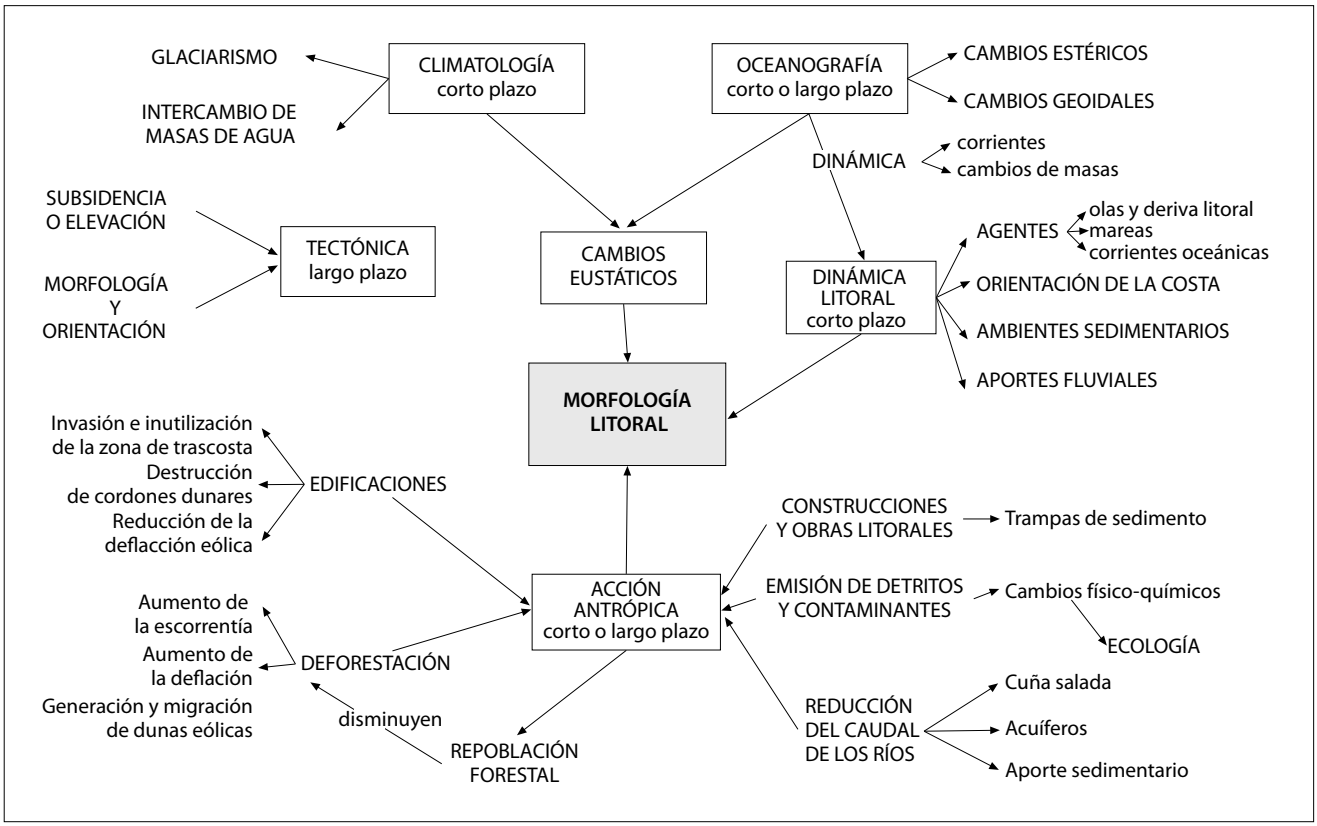


Figura 11.1. Factores que influyen en la morfología del litoral.

Las playas son acumulaciones relativamente estrechas, pero muy largas, de arena o grava que jalonan la costa de mares lagos, deltas e islas, en condiciones hidrodinámicas y regímenes de oleaje muy diversas. La pervivencia de las playas requiere un aporte continuado de sedimento. Normalmente esta tarea la realizan los ríos, aunque parte procede de la erosión de acantilados y otras acumulaciones arenosas. El sedimento se mueve a lo largo de la playa gracias a la deriva litoral, siempre que no haya accidentes naturales (cabos, salientes rocosos, desembocaduras de ríos...) o artificiales (espigones, obras costeras...) que la interrumpan.

Las playas se adosan a tierra firme. Pero también se encuentran playas jalonando la cara hacia de el mar de islas, generalmente arenosas, que se extienden más o menos paralelamente a la costa de tierra firme aunque separadas de ella por un brazo de mar, con agua salada que suele denominarse con su nombre en inglés *(lagoon)* para distinguirlo de las lagunas de agua dulce. En este caso se habla de sistemas de isla barrera y *lagoon*, o más coloquialmente, de islas barrera.

Desde el punto de vista sedimentológico, hay una estrecha relación entre la morfología costera y el rango o amplitud de las mareas (figura 11.2). Las costas en las que la amplitud mareal no supera los dos metros se denominan micromareales. Si se forman islas barrera, éstas son largas, con pocas interrupciones o pasos entre ellas. Las costas cuyo rango mareal se sitúa entre dos y cuatro metros se denominan mesomareales y en ellas las islas barrera tienden a ser más cortas, aumentando, en consecuencia, el número de canales o bocanas entre ellas. Las costas en las que la amplitud de mareas supera los cuatro metros se denominan macromareales y suelen ser lugares donde se asientan llanuras de marea *(tidal flats)* y estuarios, en los que los cuerpos arenosos o barras tienden a disponerse perpendicularmente a la dirección general de la costa.

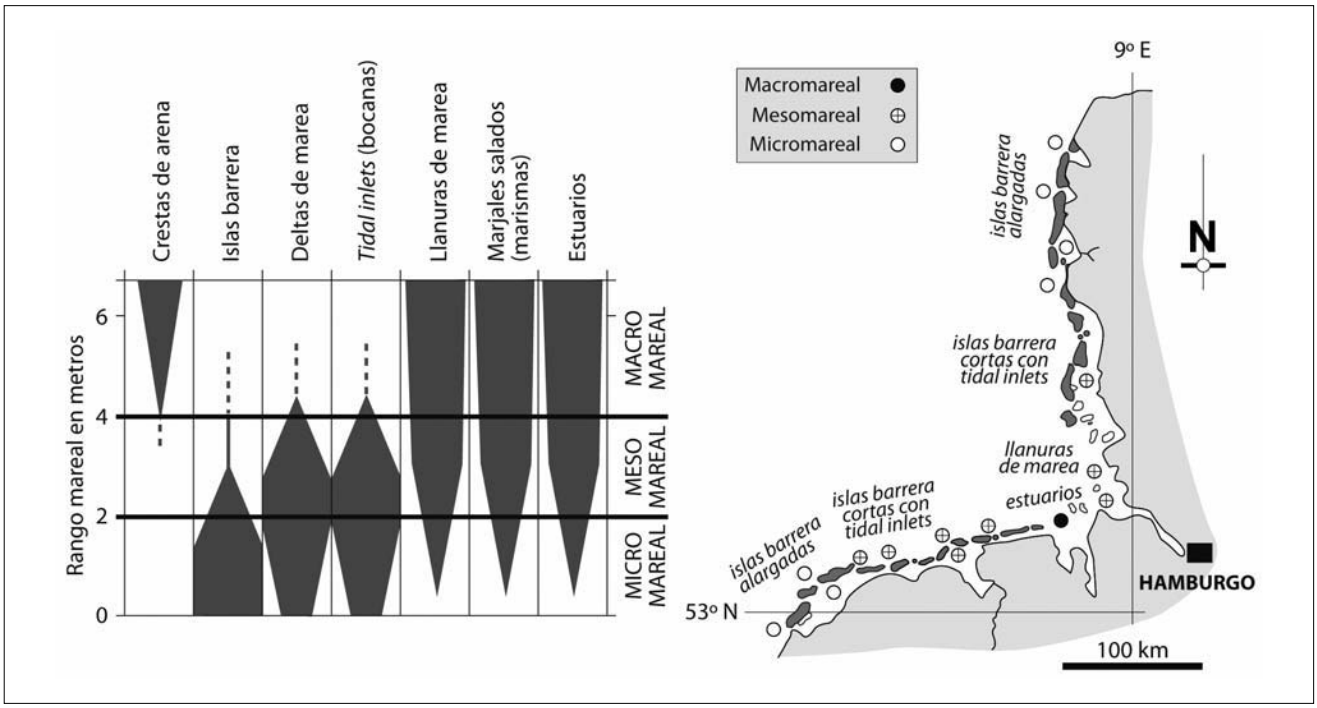


Figura 11.2. Relación entre la amplitud de las mareas y la morfología costera y ejemplo de la costa noroeste de Europa. Modificado de Hayes, 1976.

Otro factor a tener en cuenta es la inclinación de la plataforma sublitoral aneja a la playa. Cuando la pendiente es baja la energía del oleaje que incide en la costa se va amortiguando progresivamente por rozamiento contra el fondo, es decir se va disipando, y por eso a esas playas se les denomina *dissipative* (disipativas, disipadoras o disipantes). Son playas de arena, amplias y con poca pendiente hacia el mar (pendiente mayor de 3,5%, aproximadamente 1,6°). Por el contrario, cuando la pendiente de la zona sublitoral es más, alta las olas llegan a la playa sin obstáculos. En este caso, aunque la energía del oleaje no sea demasiado alta, se aplica casi toda sobre la playa; son las playas *reflective* (reflectivas, reflectoras o reflejantes), formadas por cordones litorales estrechos y empinados (pendiente mayor del 8,75%, aproximadamente 4°) en la parte más interna. Pertenecen a este grupo la mayoría de las playas de grava mediterráneas peninsulares al pie de relieves montañosos drenados por ríos que aportan el sedimento grueso. Normalmente las islas barrera se desarrollan en costas arenosas disipativas, pero también las hay en costas de grano grueso reflectivas.

FACTORES DE LA DINÁMICA COSTERA Y PROCESOS SEDIMENTARIOS

Dos de los más importantes a corto plazo son las olas y las mareas, cuya acción está condicionada, en gran medida, por factores ajenos tales como la orientación de la costa y las condiciones oceanográficas, en especial la anchura, y la pendiente de la plataforma situada frente a la costa (figura 11.1). Estos factores son los responsables del tipo de secuencia sedimentaria.

El tercer factor es la disponibilidad de sedimento, es decir, el aporte, sus fluctuaciones y vicisitudes que dan lugar a la acumulación o eliminación (erosión) de sedimento en determinadas zonas. Esto ocurre, normalmente, a gran velocidad, de modo que del aporte dependen, en buena medida, la dinámica y el modelado costero y también los riesgos geológicos asociados. Influye en la secuencia sedimentaria, sobre todo en forma de tendencias regresivas o

transgresivas y en superficies erosivas. El tamaño de grano influye en la pendiente de la playa: las de grano grueso son más empinadas que las de grano fino y en ellas la zona de traslación es muy reducida o inexistente, de modo que los rompientes conectan directamente con la zona de batida.

El cuarto factor, importante a largo plazo, es el contexto tectónico, que suele simplificarse en la subsidencia, es decir, en la tasa de elevación o hundimiento de la costa.

En quinto lugar, los cambios relativos del nivel del mar (cambios eustáticos) determinan qué zonas quedan cubiertas por el mar o expuestas al aire. También tiene un papel esencial en el tipo de secuencia sedimentaria.

Finalmente, sin pretender agotar el tema, la acción antrópica, que en los últimos milenios ha sido un agente desestabilizador de primer orden. La intervención humana suele acelerar los procesos y, en general, incide negativamente en el sistema natural porque modifica el suministro y el transporte de sedimento.

Olas

El proceso fundamental que actúa en las playas es el oleaje, o sea el conjunto de olas que se estrellan contra la playa y disipan su energía cinética por rozamiento con el fondo. Una ola es un movimiento circular de las partículas de agua que, al menos teóricamente, no implica un desplazamiento horizontal (lateral) de la masa de agua. Las olas se generan en alta mar por la fricción del viento sobre la superficie del agua. La producción de olas es particularmente intensa durante los temporales o en zonas donde los vientos soplan sin obstáculos sobre grandes extensiones del mar, como ocurre con los fuertes vientos del oeste (los llamados «rugientes cuarentas») en las latitudes medias del Hemisferio Sur.

Las olas de temporal no están organizadas y se desplazan con distintas velocidades y longitudes de onda. No obstante, tras viajar cierta distancia, los diversos movimientos ondulatorios se van anulando o reforzando hasta organizarse en trenes de onda que se extienden a grandes distancias con una determinada longitud de onda (λ) y período (T). Se deduce, pues, que la generación de trenes de olas significativos y bien definidos requiere una cierta extensión de agua sobre la que sopla el viento; esta zona de arrastre recibe el nombre de *fetch*.

El movimiento circular, o sea el diámetro de las órbitas que describen las partículas de agua al paso de una ola o un tren de ondas sobre un punto cualquiera, decrece progresivamente hacia abajo hasta anularse a cierta profundidad que es la mitad de la longitud de onda y que recibe el nombre de *nivel de base del oleaje.* Por debajo de esa profundidad las olas no mueven ni agua ni sedimento y no ejercen ninguna acción sobre el fondo (figura 11.3). Una conclusión chocante es que las olas que ejercen más acción sobre el fondo no son las más altas sino las de mayor período (mayor longitud de onda). Y también es evidente que la profundidad a la que se encuentra el nivel de base del oleaje será mayor durante los temporales.

En mar abierto, este fenómeno no tiene mayor trascendencia sobre la sedimentación pero, cuando el oleaje se acerca a la costa, entra en juego un segundo factor: la profundidad decrece y llega un momento en que se hace menor que $\lambda/2$. Entonces el movimiento circular del agua tropieza con el fondo, que actúa como elemento rígido, y las órbitas se deforman haciéndose elipsoidales y aplanándose progresivamente hasta convertirse finalmente en un movimiento de vaivén sobre el fondo (figura 11.3). Este proceso tiene dos consecuencias: la primera es que la ola se levanta porque ya no cabe en el espacio ocupado por el agua, que va reduciéndose inexorablemente, y la segunda es que la parte superior avanza más deprisa que la cercana al fondo, porque allí la frena el rozamiento (figura 11.4A). En cierto sentido es como si el fondo le pusiera la zancadilla a la ola que, finalmente, se desequilibra y cae hacia adelante (o sea hacia la orilla) rompiendo. Cuando la ola rompe produce unos remolinos de eje ver-

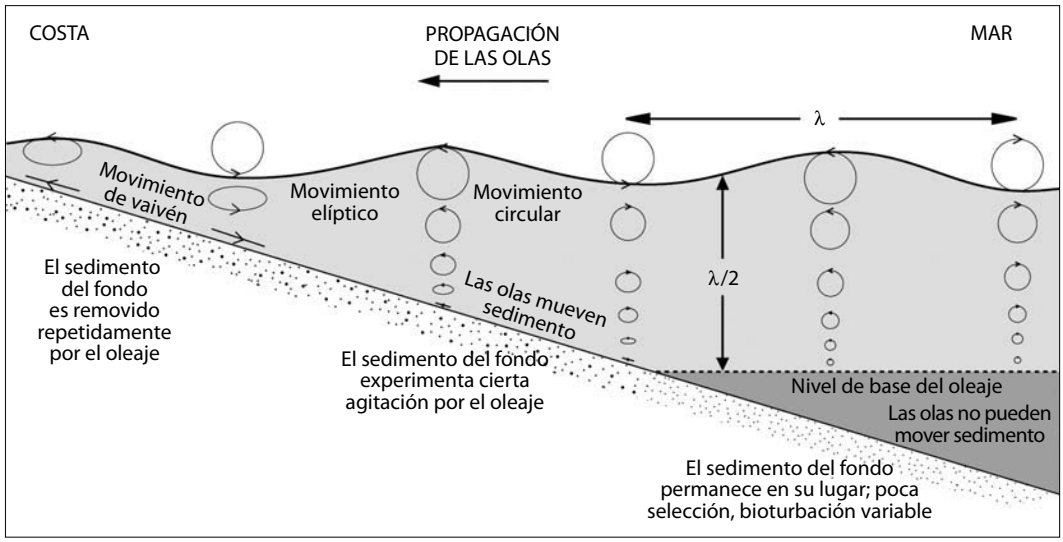


Figura 11.3. Movimientos de las partículas de agua al paso de las olas, amortiguación y acción sobre el fondo al disminuir la profundidad. Inspirada en Harvey, 1976.

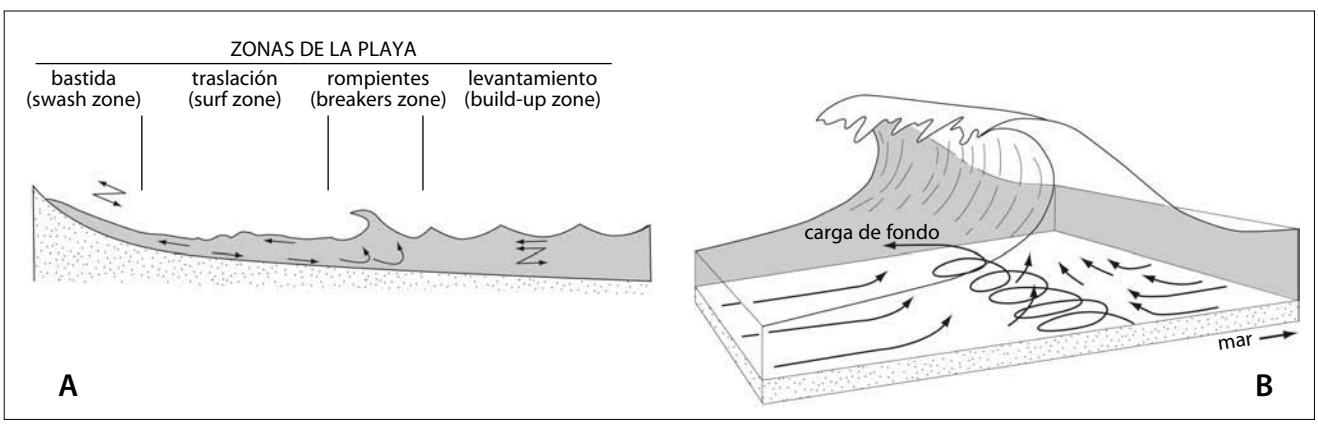


Figura 11.4. A: Zonas de transformación de las olas en las playas y B: transporte de sedimento por una ola que rompe. Modificado de Ingle, 1966.

tical que remueven el sedimento del fondo y pone en suspensión la fracción fina (figura 11.4 B) que es arrastrada fácilmente mar adentro. La zona de la playa donde rompen las olas se llama rompiente *(breakers)*. En algunas playas hay más de una rompiente, lo cual indica que hay barras u obstáculos submarinos donde la profundidad es menor y el movimiento ondulatorio se ve modificado por la cercanía del fondo antes de llegar a la orilla.

Hacia tierra de las rompientes se extiende la zona de resaca o traslación *(surf zone)* donde la masa de agua turbulenta que queda tras la rotura de las olas se mueve hacia tierra a una velocidad relativamente alta, arrastrando consigo la carga de fondo y el sedimento en suspensión. Tras el paso de cada una de estas masas de agua se produce un movimiento de agua hacia el mar que se conoce con el nombre de resaca. En algunas playas la resaca se concentra en ciertas zonas formando corrientes de resaca *(rip currents)* (figura 11.5A) que, en unos casos, son continuas y en otros fluyen episódicamente porque las olas las frenan o retardan.

Finalmente, lo que queda de la ola alcanza la zona de batida del oleaje *(swash zone)* extendiéndose pendiente arriba como una lámina fina que se mueve a una velocidad relativamente alta, hasta que agota su energía cinética y se detiene depositando el sedimento que arrastraba.

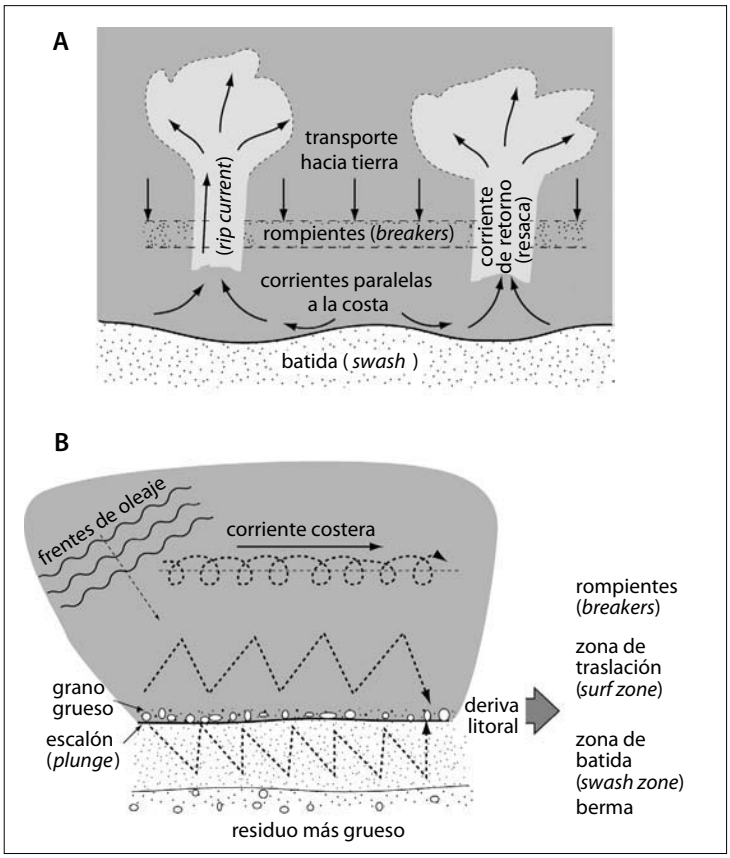


Figura 11.5. A. modelo de circulación costera y B. componentes de la deriva litoral (según Dabrio, 1984).

Vuelve entonces hacia el mar acelerando según baja la pendiente, removiendo parte del sedimento, pero deja arriba las fracciones más gruesas (valvas de moluscos, clastos y cualquier material arrastrado) porque al principio del recorrido aún no tiene competencia bastante para moverlo. Cuando la masa de agua que desciende llega a la parte baja de la zona de batida, choca con las olas que llegan y se detiene bruscamente, depositando el sedimento. Es, precisamente, en esa zona donde se acumula el sedimento más grueso disponible en la playa, porque es donde se pone en juego más energía. En definitiva, en la zona de batida se producen dos acumulaciones de sedimento grueso: una en la parte alta, que forma la berma de playa, y la otra al pie de aquella, que da lugar a un escalón *(plunge step)* cuyo borde superior está cinco o diez centímetros por debajo del nivel medio del mar. Este hecho es muy interesante porque el escalón puede usarse en sedimentos fósiles para deducir con bastante precisión el nivel del mar en el momento del depósito.

Otro factor que tiene gran influencia en el sistema de circulación costera gobernada por el oleaje es el ángulo de incidencia de los frentes de oleaje (figura 11.5B). Cuando éstos no inciden perpendicularmente a la costa, sino oblicuos a ella, el movimiento de los granos en las zonas de *surf* y de batida no es simplemente hacia tierra y hacia el mar, sino que adquiere una componente lateral que acaba por dar lugar a un transporte a lo largo de la costa que se conoce como deriva litoral. Este proceso explica la formación de flechas litorales *(spits)* e islas barrera, porque el sedimento que las constituye es arrastrado hasta ellas por la deriva litoral. La dirección en que se aproximan las olas a la costa, y el ángulo con que inciden, dependen de su orientación respecto a los vientos dominantes y a los sistemas de borrasca (figura 11.6). Como las condiciones locales varían a lo largo del año, las playas pueden experimentar derivas litorales opuestas, incluso en el lapso de unos pocos

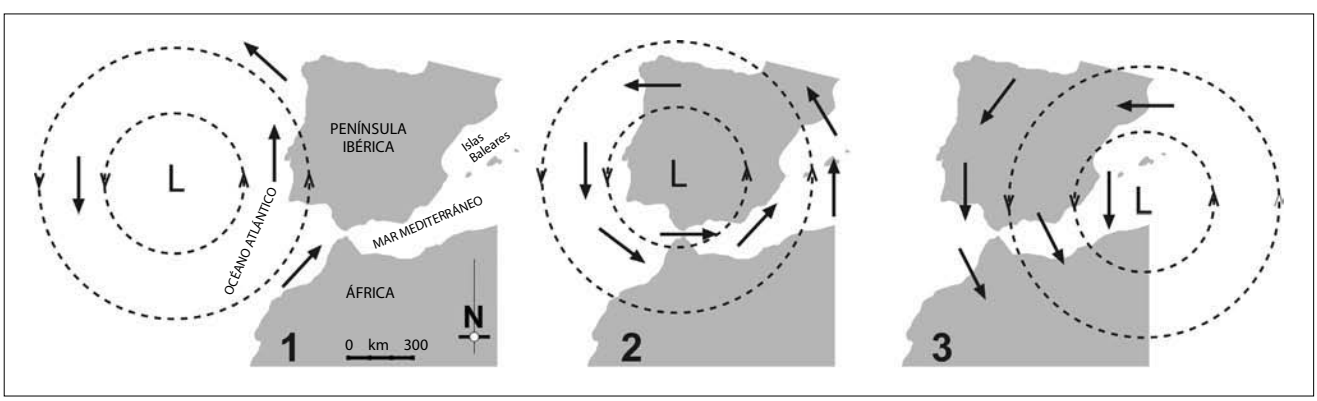


Figura 11.6. Modificaciones del sistema de vientos y las derivas litorales resultantes si cruzase la Península Ibérica una borrasca ideal (teórica) que no se deforma ni degenera al pasar sobre tierra firme.

días. Si las dos componentes del transporte litoral se compensan, la playa está en equilibrio dinámico y conserva una forma más o menos constante. Si, por el contrario, prevalece una de ellas, la deriva litoral erosiona continuamente la playa, cuya pervivencia queda supeditada a la llegada de nuevo sedimento que compense el que se va perdiendo.

En condiciones normales, se pueden reconocer las distintas zonas de la playa tanto en costas con mareas como sin ellas (figura 11.7, números 1, 3 y 5). Por supuesto, las costas expuestas a oleajes generados a gran distancia, con olas de gran longitud de onda (período) son las que experimentan una mayor agitación del fondo y están sometidas a una dinámica más activa. Un efecto parecido, pero generalmente más catastrófico, tiene el oleaje de *temporal* cuyo largo período hace descender el nivel de base del oleaje y agita el fondo de las zonas someras de la plataforma. Si a ello se une que el descenso de presión barométrica propicia una subida apreciable del nivel del mar y que viento empuja el agua contra la costa, se produce un apilamiento de agua que pone al alcance del oleaje las zonas más altas de la playa y la erosionan parcialmente (figura 11.7, números 2 y 4).

Cuando se van recobrando las condiciones meteorológicas normales después del temporal, el agua tiende a volver a su nivel medio normal y parte de ella se mueve hacia el mar formando intensas corrientes de resaca de tormenta *(storm surge ebb)* que arrastran hacia el mar el sedimento en suspensión. Igualmente, al desvanecerse la tempestad, vuelven las olas de período corto propias del buen tiempo que arrastran otra vez el sedimento hacia tierra y devuelven a la playa su perfil convexo porque apilan nuevo sedimento sobre la superficie erosiva tallada por las olas de temporal (figura 11.8).

Así pues, el sedimento en las playas se mueve según dos direcciones aproximadamente perpendiculares, con doble sentido de circulación en cada una de ellas. Una, más o menos normal a la costa, se debe a las olas que llegan (movimiento dominante hacia tierra) y la resaca (movimiento hacia el mar) y otra, paralela a la costa, a las corrientes inducidas por el

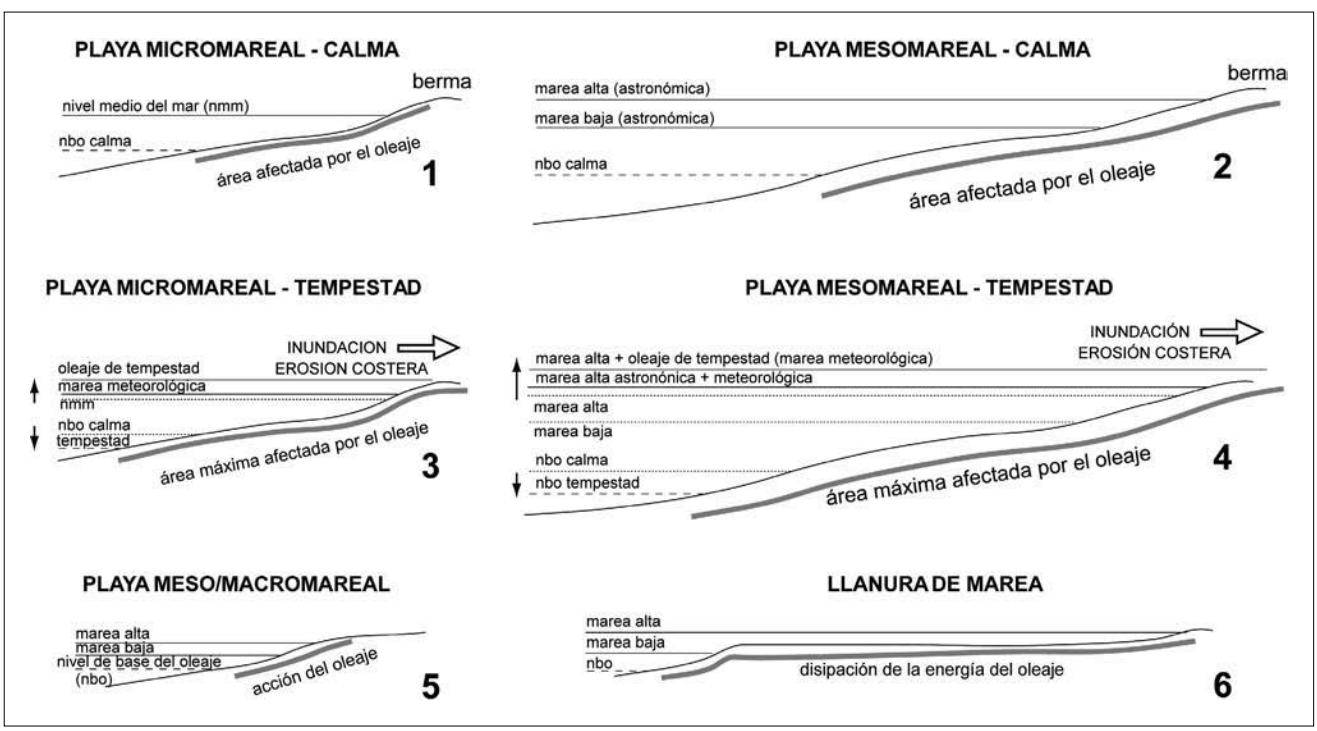


Figura 11.7. Niveles del mar en diferentes tipos de costa y variaciones periódicas en respuesta a causas astronómicas o meteorológicas. Modificado de Dabrio *et al.*, 1992.

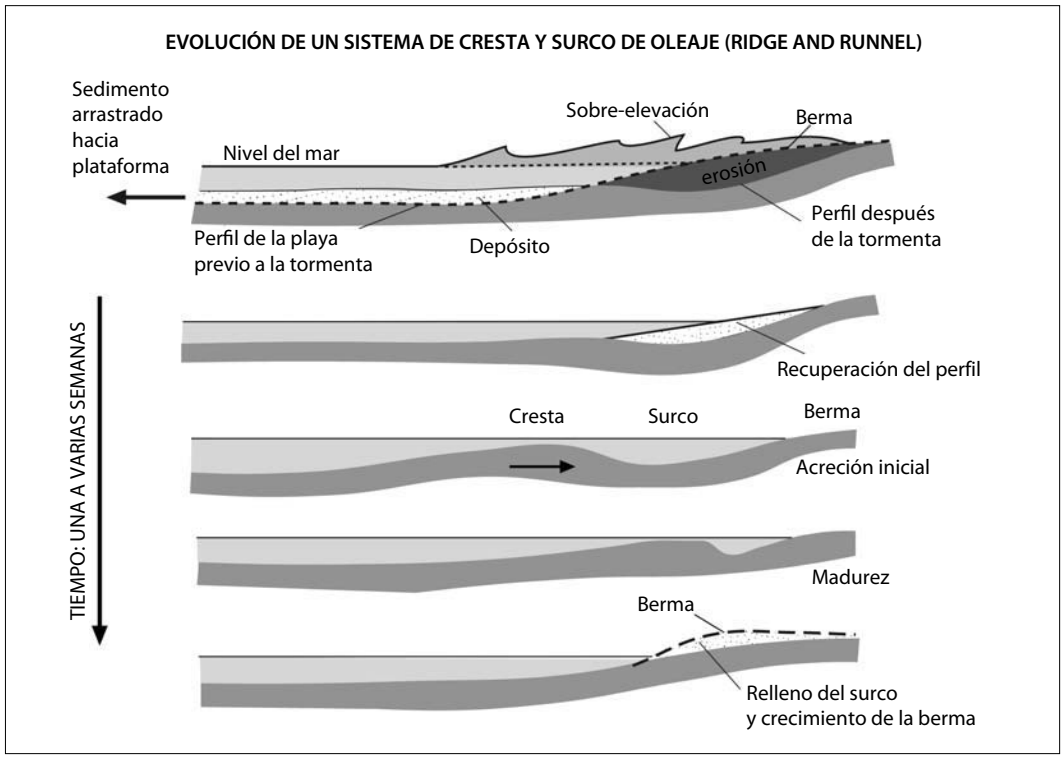


Figura 11.8. Cambios morfológicos en las playas debidos a la erosión del *foreshore* por las olas de tormenta y su posterior reconstrucción por sistemas de crestas de oleaje y surcos *(ridge and runnel)*. Modificado de Dabrio (1982).

oleaje cuyo sentido varía a lo largo del año. Un dato importante es que la posición del sistema cambia con el estado de la marea: durante el flujo se desplaza hacia tierra y durante el reflujo lo hace hacia el mar. Ello permite al oleaje actuar sobre una zona más amplia y modifica continuamente la configuración de la playa.

Mareas

Son variaciones periódicas del nivel del mar producidas por diversas causas. La más conocida, la atracción del sol y de la luna sobre la hidrosfera y la litosfera, genera la marea astronómica. Para que se produzca, la cuenca debe ser relativamente grande y albergar mucho volumen de agua. La acción de las mareas es inapreciable en alta mar, pero en los lugares donde la morfología local del fondo restringe de alguna manera los movimientos del agua, produce corrientes con velocidades relativamente altas (varios nudos en superficie) y cuyo sentido de movimiento se invierte a diario o cada pocas horas.

En muchas costas del mundo no se forman mareas astronómicas porque la cuenca no alcanza las dimensiones mínimas requeridas pero, aun así, el nivel del mar oscila diaria o semanalmente porque el viento empuja el agua y la apila contra la costa. Se producen así unas mareas que duran días o semanas que se llaman mareas meteorológicas. Es cierto que suelen pasar inadvertidas en las costas mesomareales y macromareales, pero revisten mucha importancia en las costas micromareales ya que permiten el desarrollo de zonas de batida del oleaje relativamente amplias, como sucede en el litoral mediterráneo español bajo el efecto de los vientos de levante y poniente.

En las zonas dominadas por las mareas se deposita mucha arcilla, sobre todo en las zonas intermareal alta y supramareal, mientras que hacia el mar aumenta el contenido en arena. La

gran anchura (hasta varios kilómetros) y la escasa pendiente de la zona intermareal acaban por inhibir la acción del oleaje y, durante la parada de la marea alta, decanta sedimento arcilloso laminar que, una vez depositado, resulta difícil de remover por el pequeño relieve de las partículas y porque las fuerzas de atracción interparticulares se oponen a ello. Este efecto es aún más notable en los ambientes mareales de los estuarios porque están resguardados del oleaje de mar abierto.

Las llanuras de marea se diferencian de las playas en el modo en que se disipa la energía del oleaje: la pendiente relativamente elevada de las playas facilita que las olas puedan actuar sobre toda su superficie, mientras que la suave pendiente de las llanuras de marea hace que la energía se disipe por rozamiento sobre el fondo cuando todavía se encuentran a gran distancia de la orilla (figura 11.7, números 5 y 6), minimizando su acción sobre la mayor parte de la superficie y dejando el campo libre a otros procesos que no pueden darse, o bien quedan enmascarados, en las playas. La distribución de tamaños de grano es opuesta en ambos casos: decrece hacia tierra en las llanuras de marea y aumenta en las playas. Así pues, las diferencias esenciales entre playas y llanuras de marea se refieren a la inclinación, la procedencia del sedimento y el dominio del oleaje o la marea (figura 11.9).

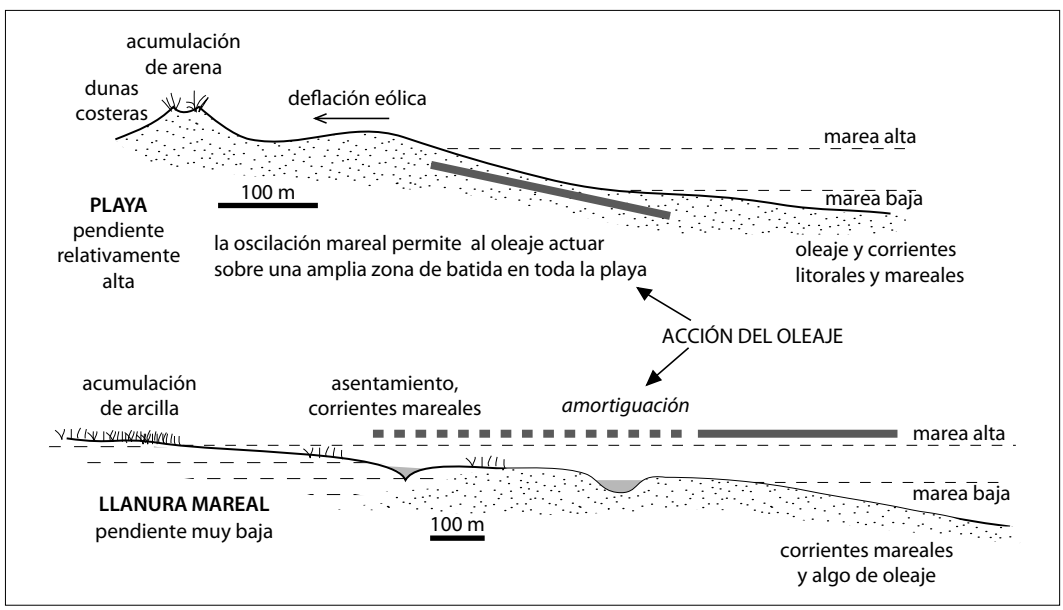


Figura 11.9. Diferencias entre los procesos actuantes en las playas y en las llanuras de marea en relación con la pendiente de la costa.

Disponibilidad de sedimento

El sedimento de la costa procede en su mayor parte del aporte fluvial y, en menor medida, de la erosión de los acantilados costeros. Un caso típico del primer tipo en la Península Ibérica es el aporte esporádico, y a menudo catastrófico, de las ramblas de las costas levantinas y meridionales (figura 11.10). Los ríos y ramblas tienden a rellenar los estuarios donde desembocan formando, posteriormente, deltas influenciados por el oleaje. Estos deltas progradan súbitamente durante las avenidas (hasta una treintena de metros en Albuñol, Granada, en 1972), pero luego permanecen inactivos durante varios años, durante los cuales el oleaje va removiendo poco a poco parte del aporte y lo redistribuye por medio de la deriva litoral. El proceso queda registrado en la progresiva disminución del tamaño de grano y de la pendiente de las playas al alejarse de los puntos de suministro.

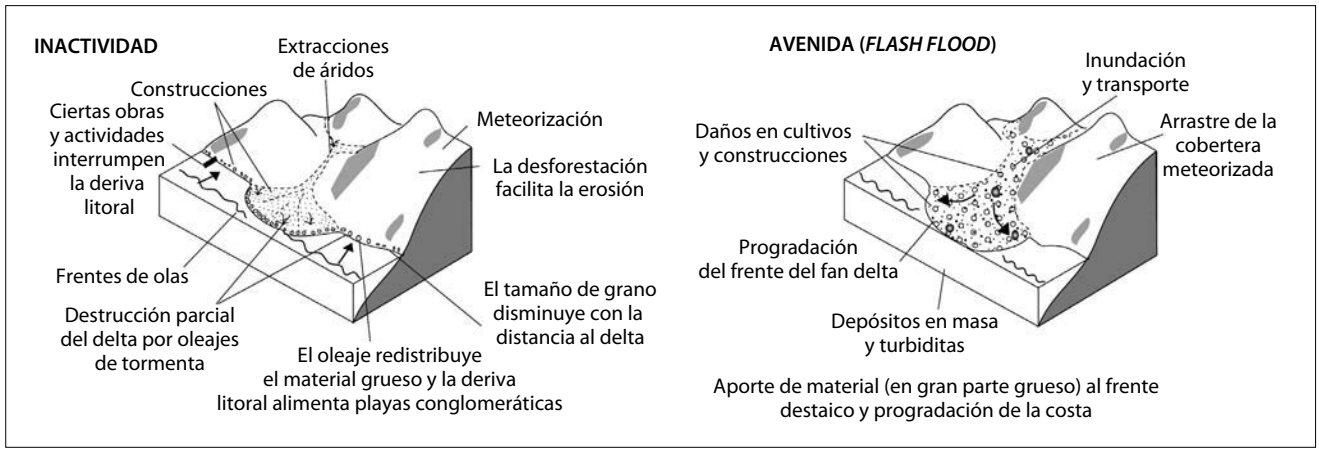


Figura 11.10. Sucesión de acontecimientos ligados al funcionamiento esporádico y catastrófico de los deltas en el sureste peninsular: acumulación rápida de sedimento grueso en la costa y removilización posterior por la deriva litoral. Modificada de Bardají *et al.,* 1990.

Como ejemplo del segundo tipo puede citarse la erosión de los acantilados arenosos de la costa del golfo de Cádiz. El oleaje remueve la arena de los pequeños abanicos arenosos que forma la lluvia en la parte alta de la playa, al pie de los escarpes, y después socava su base y los derrumba. Con ello, los cantiles de arenisca retroceden y sus materiales se incorporan a la playa.

Otra fuente de sedimento es el acumulado en la propia playa y en los sistemas dunares eólicos asociados. La destrucción y regeneración natural de ambos es normal en el equilibrio dinámico en que se encuentran las playas. En otras palabras, el perfil de una playa es el resultado del equilibrio dinámico entre el aporte, la erosión durante los temporales, la deriva litoral y la reconstrucción del perfil durante el buen tiempo. Ese equilibrio puede mantenerse incluso años, pero el aspecto, esencialmente el perfil, de la playa irá cambiando constantemente según las condiciones y el momento (temporal o buen tiempo, verano o invierno, etc.).

Los obstáculos naturales o artificiales que interrumpen la deriva litoral rompen el equilibrio (figura 11.11) produciendo acumulaciones (aterramientos) aguas arriba del obstáculo y ero-

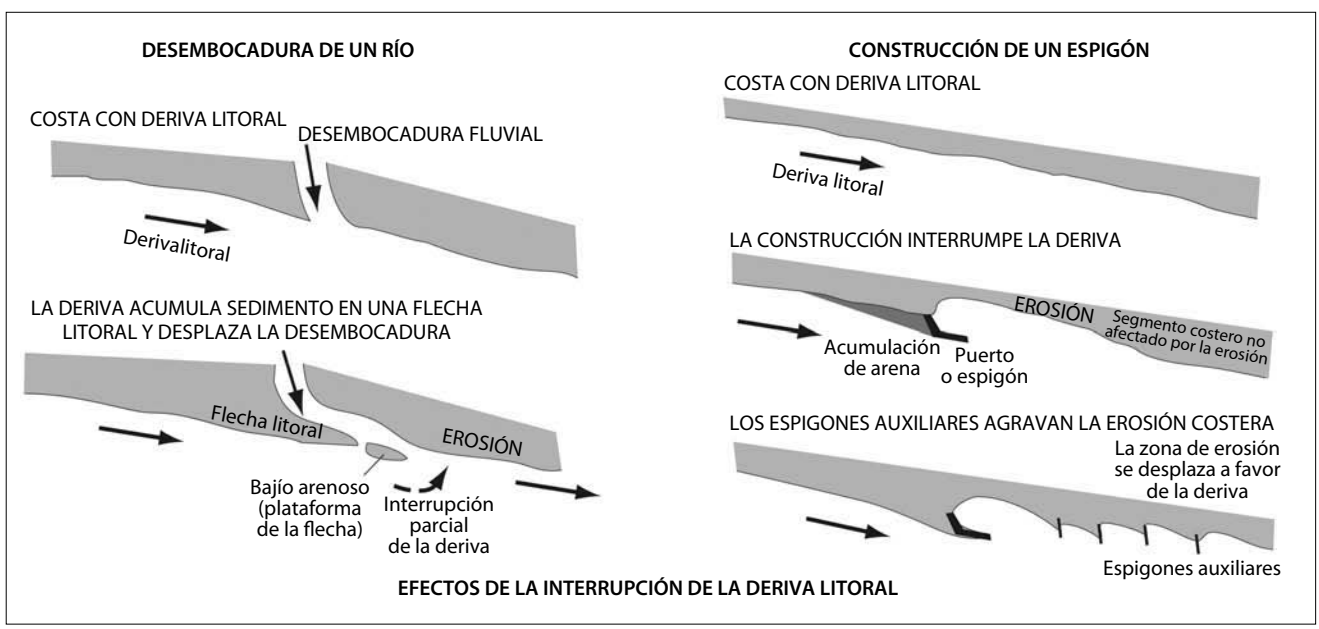


Figura 11.11. Efectos de obstáculos naturales (izquierda) y artificiales (derecha) en el transporte de arena por deriva litoral.

siones (retrocesos costeros) aguas abajo. En especial, los estuarios constituyen grandes trampas de sedimento que son particularmente activas en las costas transgresivas o durante los episodios de ascenso eustático. No obstante, el oleaje impone una barrera que resulta casi infranqueable para el sedimento removido del continente y que alcanza la costa; de hecho sólo puede atravesarla en ciertas condiciones, como se verá en el capítulo dedicado a los mares someros.

Cambios relativos del nivel del mar

Aunque ya se ha visto que hay variaciones a escala diaria o semanal, se puede establecer un nivel del mar medio que se considera «fijo» a la escala de la vida humana y sirve de referencia para los levantamientos topográficos. Este nivel medio de referencia es teórico, ya que cambia a lo largo del año: en el Hemisferio Boreal, al menos en la zona extratropical, el nivel es más alto en otoño que en los primeros meses del año y en el Hemisferio Austral ocurre al contrario. Las fluctuaciones se deben a cambios de la presión atmosférica, de la evaporación, de las variaciones de la densidad del agua del mar en función de la temperatura y la salinidad, y del caudal de las corrientes oceánicas. En Marsella, donde Francia tiene establecido el nivel teórico cero, la diferencia entre noviembre y marzo es de 20 a 30 cm.

Así pues, el nivel del mar está en continuo cambio y, de hecho, experimenta desplazamientos horizontales y verticales a diversas escalas debido a los cambios en la litosfera sólida y la hidrosfera y a las diferentes velocidades de respuesta entre ellos.

Como es natural, las oscilaciones del nivel del mar producen cambios aparatosos en los sistemas morfo-sedimentarios costeros y en los depósitos resultantes, como se estudia con más detalle en otra parte de esta obra.

SUBAMBIENTES Y DINÁMICA

En el sistema de isla barrera y *lagoon,* el más complejo dentro de las costas, se distinguen tres grandes conjuntos geomorfológicos: la isla barrera, o cuerpo arenoso alargado que se extiende bordeando la costa, el lagoon o cuerpo de agua confinado tras la barrera y las bocanas y deltas de marea asociados que cortan la isla barrera y comunican el *lagoon* con el mar abierto. Cada uno de ellos se compone de varios subambientes con procesos sedimentarios propios (figura 11.12).

Shoreface o zona sublitoral

Es la parte más distal y profunda de la playa y pasa gradualmente a la plataforma interna *(offshore)*. El límite entre ambas es el nivel de base del oleaje de buen tiempo. Como el nivel de base oscila con el estado de la mar, también lo hace el límite, de modo que en realidad el shoreface pasa gradualmente al offshore a través de una zona de transición que se ve afectada por el oleaje esporádicamente.

En la parte inferior del *shoreface* al fondo está esencialmente fuera de la acción de las olas, aunque puede ser barrido por corrientes diversas. El sedimento es arena fina a limo con laminación paralela y bioturbación variable que ocasionalmente llega a borrar la estructura interna original. Los temporales y los eventos de mar de fondo, con sus olas de período más largo, remueven parte del fondo y el sedimento se redeposita al cesar el temporal.

El oleaje de alta energía forma *laminación paralela* y *estratificación cruzada hummocky.* La estratificación cruzada *hummocky* (HCS) es un tipo de laminación de bajo ángulo, ligeramente ondulante cuyo espesor aumenta y disminuye lateralmente y muestra suaves discordancias internas (figura 11.13A). La HCS se forma por corrientes oscilatorias fuertes y relativamente

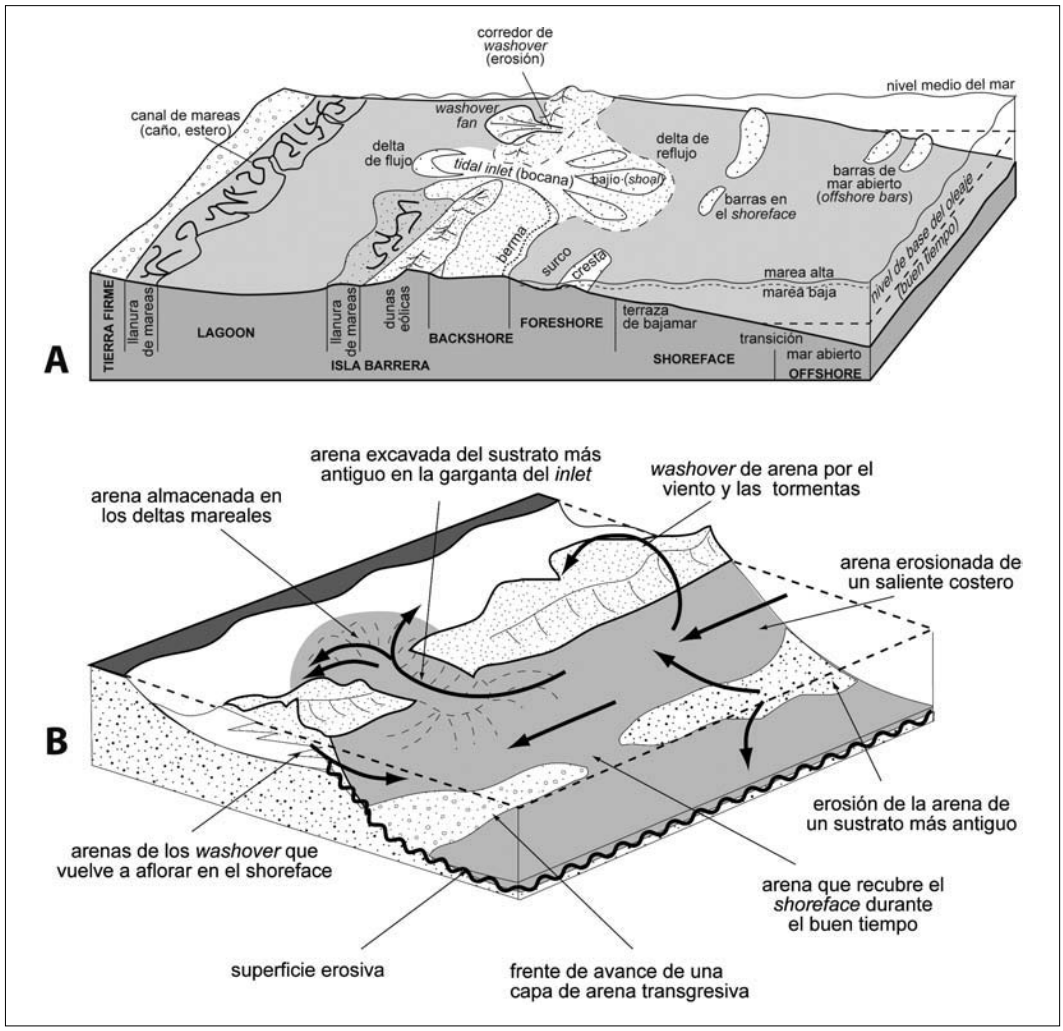


Figura 11.12. A: Ambientes y subambientes sedimentarios en una costa con islas barrera. B: Procedencia de la arena en una isla barrera. Modificado de Swift *et al.*, 1991.

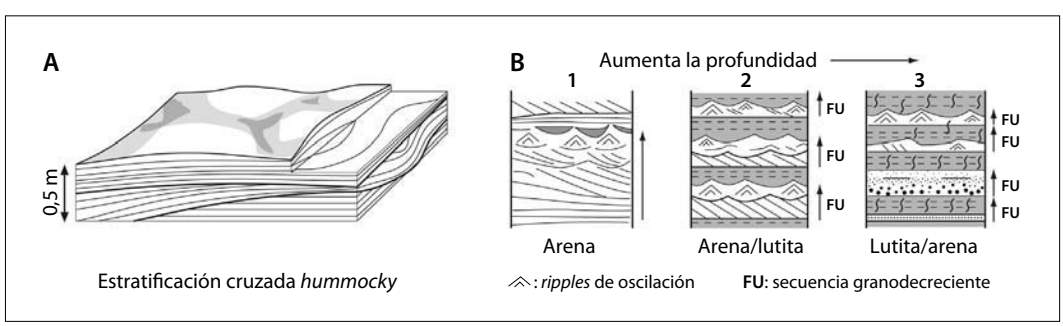


Figura 11.13. A: Estratificación cruzada *hummocky*. B: Secuencias de tamaño de grano y energía decreciente hacia el techo generadas por el oleaje de tormentas en el *shoreface*. B1: arena con laminación paralela de régimen de flujo alto, estratificación cruzada debida a *megaripples* de oscilación, laminación cruzada de *ripples* de oscilación y *flasers* de lutita que registran sucesivamente el período de máxima energía de la tormenta y su progresiva disminución y, finalmente, el asentamiento del sedimento fino tras la tempestad. B2: alternancia de arena y lutita con secuencias granodecrecientes (FU) indicativas de menor energía del oleaje que en el caso anterior. B3: lutita bioturbada y arenas con microsecuencias positivas (FU) de tamaño de grano y energía que registran una débil acción del oleaje sobre el fondo durante las tormentas.

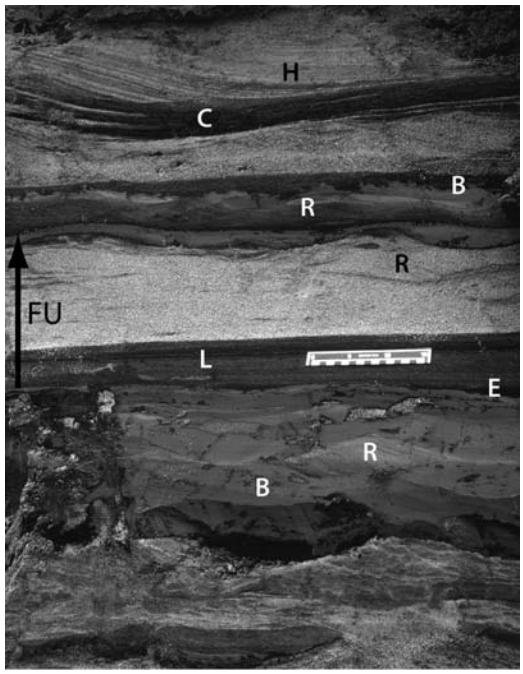


Figura 11.14. Secuencias granodecrecientes arena/arcilla negra similares a las de la figura 11.16, separadas por superficies erosivas (E). Contienen laminación paralela (L), estratificación cruzada de tipo *hummocky* (H), arenas bioturbadas (B), laminación cruzada de *ripples* de oscilación (R) y carbón (C). Arenas de Neurath, Mioceno, República Federal de Alemania.

armónicas superpuestas a una corriente suave, de poca velocidad (menos de 15 cm/seg). Si esta corriente es más intensa se forman megaripples y estratificación cruzada de alto ángulo, por eso pueden pasar de un tipo al otro. No obstante, desde el punto de vista ambiental ambas estructuras parecen excluirse mutuamente: la HCS tiende a aparecer en costas oceánicas dominadas por olas de largo período mientras que la estratificación cruzada domina en los mares epicontinentales.

Los niveles de tormenta *(storm sand layers)* son de espesor variable y consisten en secuencias granodecrecientes de tamaño de grano y de energía reflejada en las estructuras sedimentarias primarias (figuras 11.13B, 11.14 y 11.15). Estas secuencias tienen un espesor decimétrico a métrico y presentan idealmente: *lag* basal → HCS → laminación paralela o laminación cruzada (normalmente de oleaje) → lutita. La truncadura erosiva de estas secuencias y el depósito repetido de HCS generan secuencias amalgamadas más potentes que, a menudo, incluyen *cosets* intercalados de laminación cruzada de *ripples* de oscilación.

Algunos temporales particularmente intensos remodelan profundamente el fondo borrando gran parte del registro de eventos menos violentos y dejando superficies erosivas de continuidad lateral kilométrica. Durante el buen tiempo todos estos depósitos sufren bioturbación (figuras 11.14 y 11.15). En general la bioturbación es menos abundante y variada que en las zonas más profundas.

Hacia las zonas más someras, la acción del oleaje sobre el fondo es más intensa y continuada y produce estratificación cruzada en surco y laminación paralela (figura 11.16). Las olas que llegan producen formas de fondo *(ripples y megaripples)* que migran hacia tierra, mientras que la resaca y los vientos de tierra las hacen migrar hacia el mar. Por su parte las corrientes paralelas a la costa *(longshore)* generan formas de fondo paralelas a ella. Y, por si fuera poco, las mareas pueden dar lugar a un amplio abanico de corrientes perpendiculares, oblicuas o incluso paralelas a la costa, que no es fácil distinguir de las anteriores. Teóricamente, cabría esperar que las mareas produjesen estratificaciones cruzadas cuyos *sets* tendrían mayor extensión lateral, el espesor de las lámi-

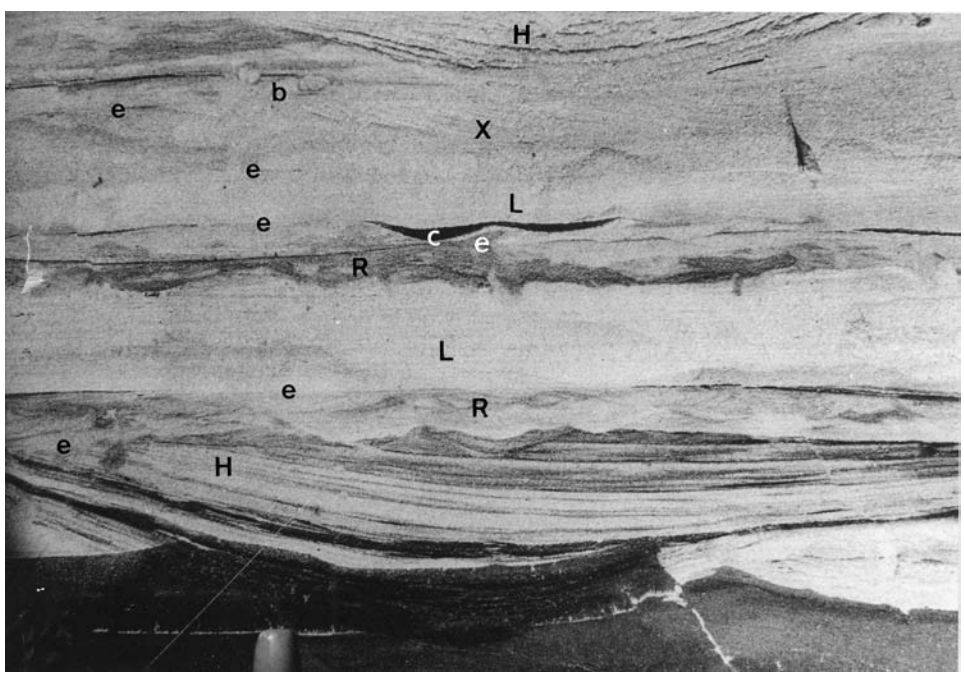


Figura 11.15. Estratificación cruzada *hummocky* en la base de una secuencia de energía decreciente generada en el shoreface. Nótense las superficies erosivas (e) que separan las secuencias y el material carbonoso (c) que por su menor peso específico se comporta como sedimento fino a techo de las secuencias. (b): bioturbación. El mango de la pala mide 3 cm de grosor. Arenas de Neurath, Mioceno, República Federal de Alemania.

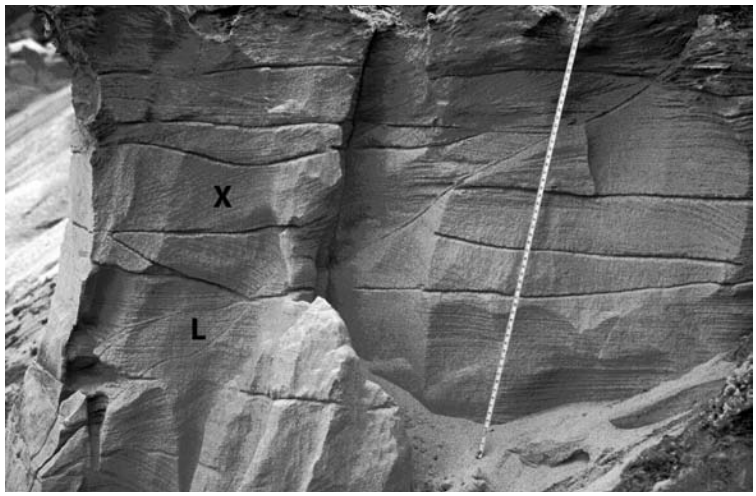


Figura 11.16. Estratificación cruzada en surco y laminación paralela de régimen de flujo alto en las facies de *shoreface* de las Arenas de Neurath, Mioceno, República Federal de Alemania.

nas de *foreset* quizá variase con cierta regularidad, indicativa de la distinta energía en las mareas vivas y muertas, y se encontrarían las típicas superficies de pausa y reactivación e, incluso, las pruebas de reversión del flujo propias de las corrientes mareales.

En definitiva, las estructuras sedimentarias y las direcciones de corriente que indican son variables, según existan, o no, barras sublitorales (figura 11.17), según la intensidad de la resaca y según haya, o no, corrientes de marea. Hacia el mar predominan las secuencias ricas en lutita, más o menos bioturbadas; hacia tierra desaparece progresivamente la arcilla y la arena muestra signos de remoción continuada (figura 11.13).

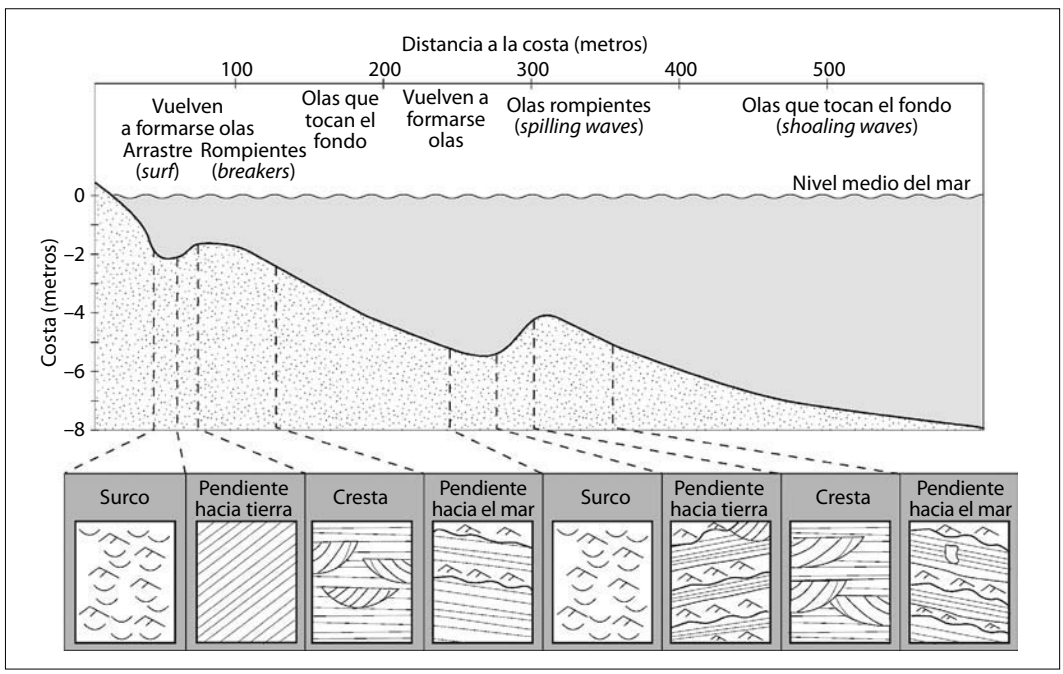


Figura 11.17. Estructura interna de las barras sublitorales de la bahía Kouchibouguac (Canadá) en relación con las zonas de transformación de las olas (según Davidson-Arnott y Greenwood, 1976).

Foreshore o zona de batida (estrán, bajamar)

Recibe este nombre la parte de la playa inclinada hacia el mar, comprendida entre los límites de las mareas alta y baja; como la amplitud mareal varia con el ciclo lunar se toman los valores extremos. En las costas sin mareas y micromareales la amplitud de la zona de batida suele ser mucho mayor que la que se aprecia en una visita casual. De hecho, es mucho más extensa pues las brisas diurnas empujan diariamente agua contra la costa y producen una pequeña sobreelevación, o marea meteorológica.

Al pie del *foreshore,* en el limite con la zona sublitoral (*shoreface* superior), la pendiente disminuye y se forma un resalte o escalón *(plunge step)* en cuya base se acumulan los tamaños

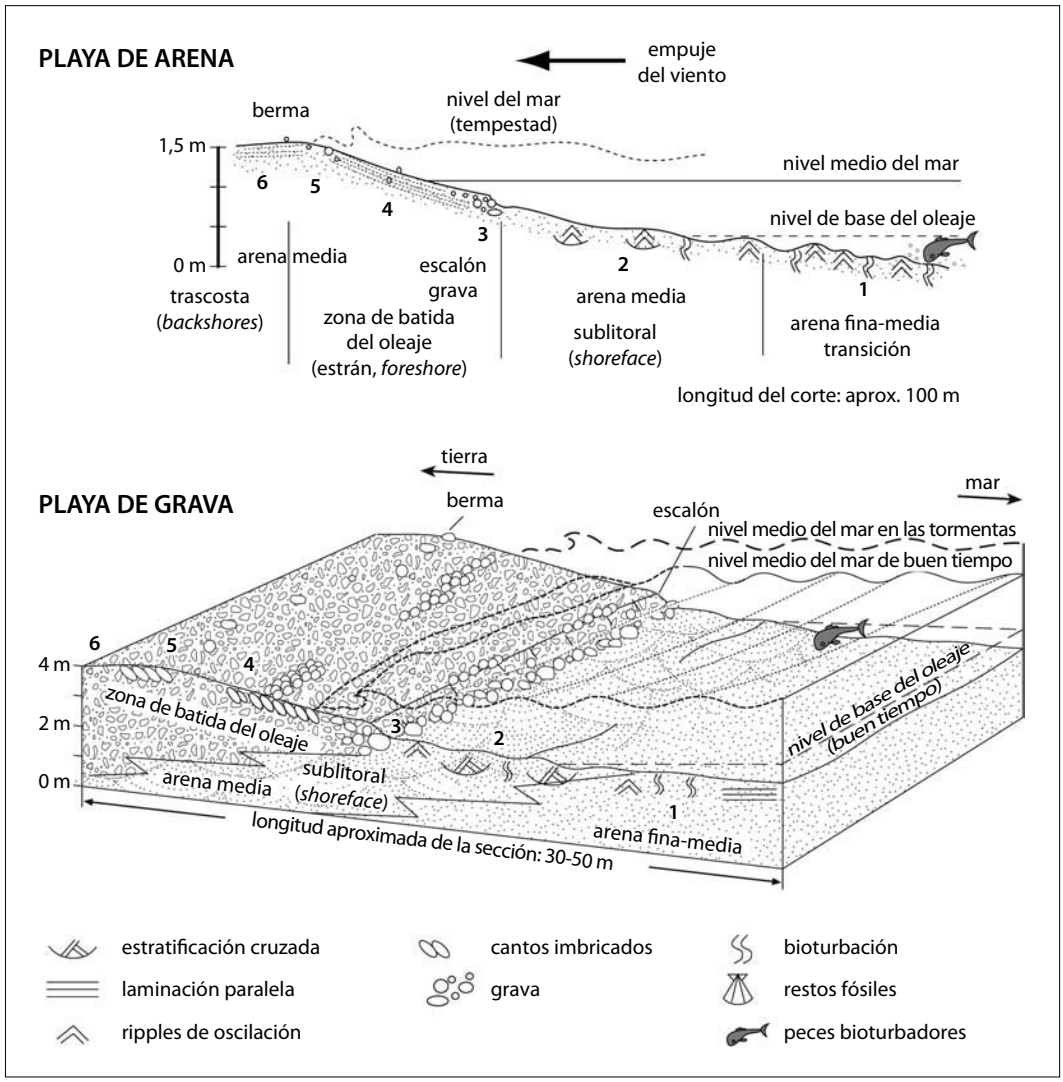


Figura 11.18. Secciones transversales de playas abiertas de arena y grava en régimen de mareas meteorológicas de tipo Mediterráneo. Modificada en parte de Dabrio y Polo, 1993.

de grano más gruesos de entre los disponibles en la playa (figura 11.18). La pendiente de la zona de batida aumenta con el tamaño de grano como se ve en las gráficas construidas con datos de observación (figura 11.19), pero no hay una fórmula general que relacione ambos parámetros.

El proceso dominante en esta zona de la playa es la batida del oleaje, que selecciona muy bien el sedimento y produce laminación paralela de régimen de flujo alto inclinada hacia el mar. Como la pendiente de la playa varía continuamente, los sucesivos grupos o *sets* de láminas forman suaves discordancias y están separados por superficies erosivas fruto de los arrasamientos periódicos (figuras 11.20 y 11.21).

Otras razones para estas discordancias y erosiones es la presencia en muchas playas de cúspides de playa *(beach cusps)* que son unas alternancias de entrantes y salientes perpendiculares a la costa, cuyo tamaño oscila entre unos centímetros y centenares de metros. Se deben a oscilaciones subarmónicas; su espaciado depende del período del oleaje incidente.

Cuando el suministro de arena es adecuado, el oleaje puede apilarla en barras y se forman sistemas de barra y surco *(ridge and runnel)* que, al migrar hacia tierra por el efecto conjunto

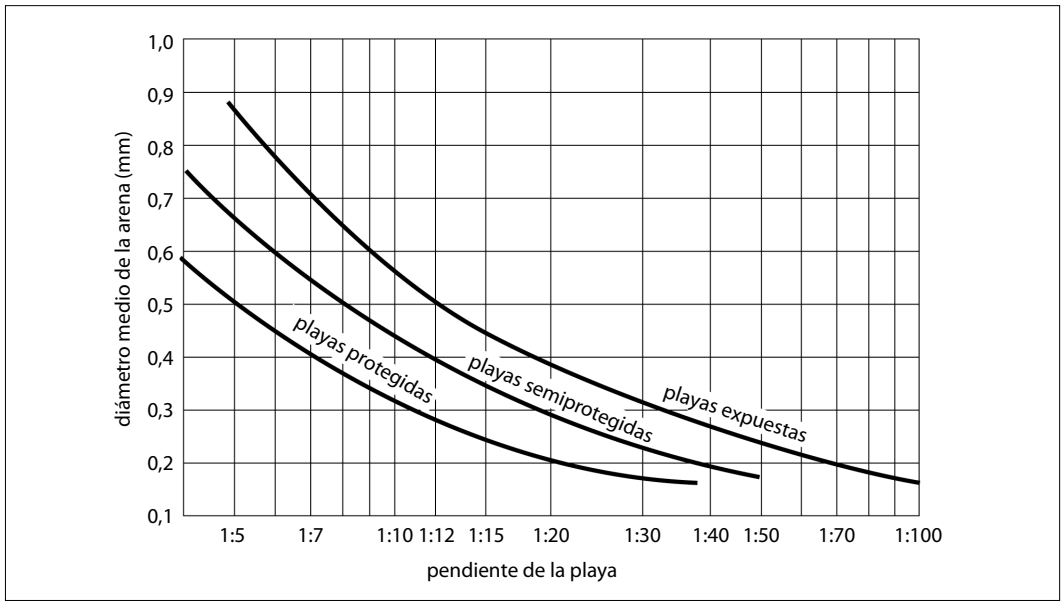


Figura 11.19. Relación entre el tamaño de grano y la pendiente de la zona de batida (foreshore) deducida a partir de playas del Pacífico. Modificada de Del Moral, 1979.

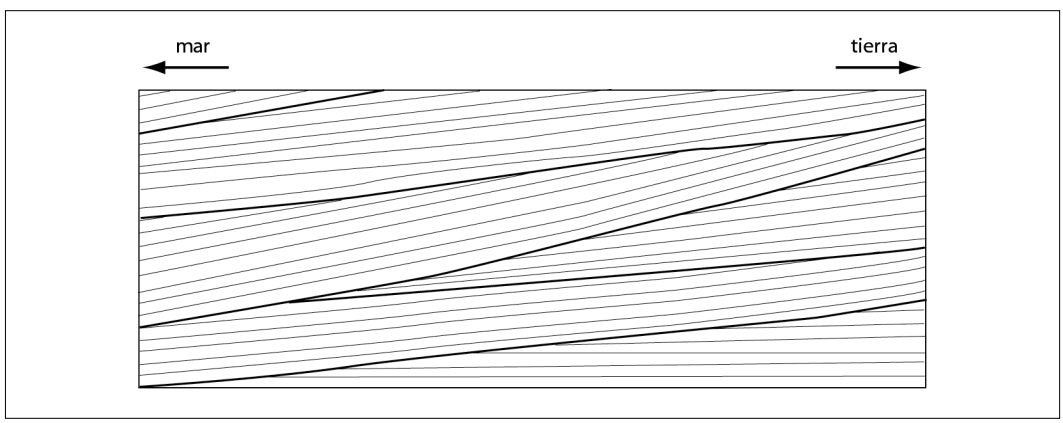


Figura 11.20. Laminación paralela típica del *foreshore* (zona de batida) con *sets* de láminas separados por superficies de discordancia. Compárese con la fotografía de la figura 11.21.

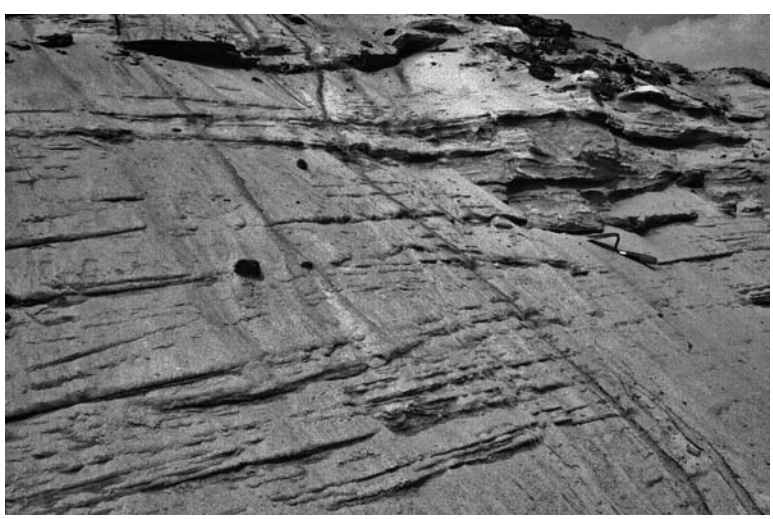


Figura 11.21. Estructura interna de las facies de *foreshore* en las Arenas de Neurath del Mioceno. Longitud de la palita: 30 cm.

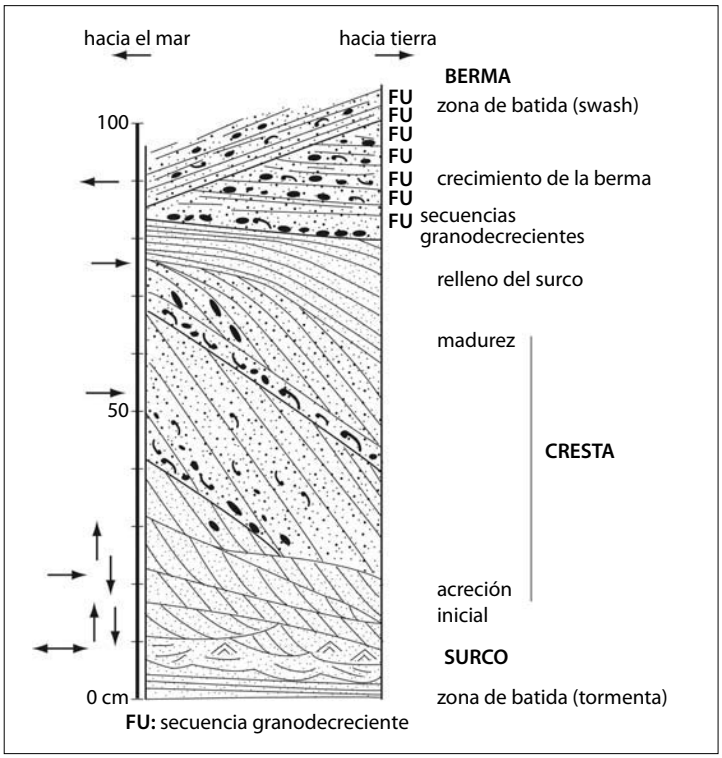


Figura 11.22. Secuencia ideal producida por la migración hacia tierra de un sistema de cresta y surco *(ridge and runnel)* en el *foreshore*. La estratificación cruzada de gran escala formada por la migración de la cresta apunta hacia tierra, pero las direcciones de corriente en el surco suelen apuntar paralelamente a la costa al igual que las crestas de los *ripples* de oscilación. Las láminas de la parte alta de la secuencia se inclinan hacia el mar. Obsérvense las secuencias FU (positivas, +) de tamaño de grano y espesor de láminas. Compárese con las figuras 23 y 24 (según Dabrio, 1982).

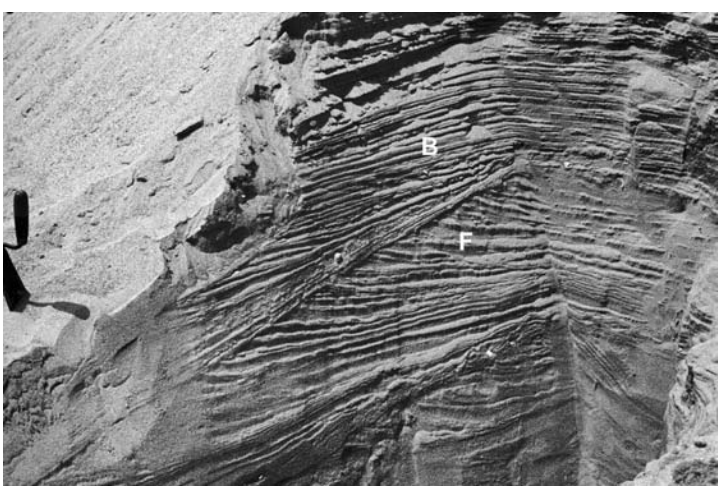


Figura 11.23. Estructura interna del *foreshore* (F) y de la berma (B) en una trinchera excavada en la flecha del Rompido (Huelva). Estratificación cruzada tabular de gran escala apuntando hacia tierra (derecha) cuyas láminas están formadas por arenas de dos tamaños de grano: la inferior, algo más gruesa, es masiva y se forma cuando el nivel del agua supera la cresta *(ridge)* y el oleaje arrastra sedimento en gran cantidad; la superior, de grano mas fino, presenta laminación cruzada de oscilación y se forma durante la marea alta, cuando el nivel del agua sobre la cresta es mas alto. Hacia arriba se encuentra laminación paralela progresivamente más horizontal de la que puede verse un detalle en la figura 11.24 tomada unos metros más hacia tierra.

del oleaje y las mareas, producen estratificación cruzada tabular de gran escala en la barra y laminación cruzada y *flaser* en el surco (figura 11.22). A veces estas estructuras pueden superponerse complicando la estructura interna del *foreshore* «típico» (figura 11.23). Las playas deficitarias en arena carecen de estos sistemas de barra y surco, o bien son muy pequeños; este es un criterio sencillo de diagnóstico del estado del aporte y del peligro potencial de erosión.

En el escalón de la parte baja del *foreshore* se acumulan los mayores tamaños tanto de granos como de restos de organismos (valvas y caparazones). Cuando el tamaño de grano es arena o grava fina, la estructura interna del escalón es estratificación cruzada apuntando hacia el mar; cuando el tamaño es muy grueso, sólo se encuentra la acumulación. Inmediatamente hacia el mar, suelen formarse además *ripples* de oscilación de cresta recta en condiciones de baja energía ambiental. Esta curiosa coincidencia que sugiere a la vez energía alta y baja se debe al frenado brusco de la lámina de agua que retorna al mar, arrastrando mucho sedimento pendiente abajo de la zona de batida *(backswash),* cuando llega al cambio de pendiente y choca con las olas que se aproximan a la orilla. En realidad, la lámina de agua del *backswash* choca con la masa de agua del mar que a estos efectos se comporta como si estuviese quieta, aunque de hecho esté moviéndose, pero no en armonía con el agua que retorna al mar.

El *foreshore* de las playas de grava es más inclinado que el de las arenosas. La estructura interna es laminación paralela inclinada hacia al mar, en la que alternan láminas de arena gruesa y grava fina con imbricación de cantos con los ejes mayores orientados paralelamente a la costa. La imbricación apunta tanto hacia tierra como hacia el mar.

La berma

La berma es la parte topográficamente más elevada de la playa y separa el *foreshore* del *backshore* o trascosta. La berma de las playas con abundante aporte está bien desarrollada, pero si el aporte es escaso o deficitario la berma es baja o, más frecuentemente, está erosionada y el límite entre el *foreshore* y el *backshore* es un pequeño acantilado.

Ahora bien, no todos los cantiles erosivos tienen este origen; de hecho, el límite erosivo es un rasgo normal del perfil de invierno, cuando los oleajes de temporal son más frecuentes y erosionan el perfil de la playa. Por ello este criterio debe usarse con mesura.

Tras la erosión de los temporales, el oleaje de buen tiempo arrastra de nuevo sedimento hacia la parte alta del *foreshore* devolviéndole el perfil convexo (figuras 11.8 y 11.23) propio del verano y acumulando material de grano grueso (aunque no tanto como el del escalón).

La estructura interna de la berma consiste en laminación paralela horizontal o inclinada hacia el mar (figura 11.23). En detalle, las láminas pueden mostrar microsecuencias de granoclasificación positiva de 1 a 5 cm espesor; cada una de ellas registra un episodio de inundación de la berma (figura 11.24). La berma crece por agradación vertical y alcanza una cota más elevada que el resto de la playa.

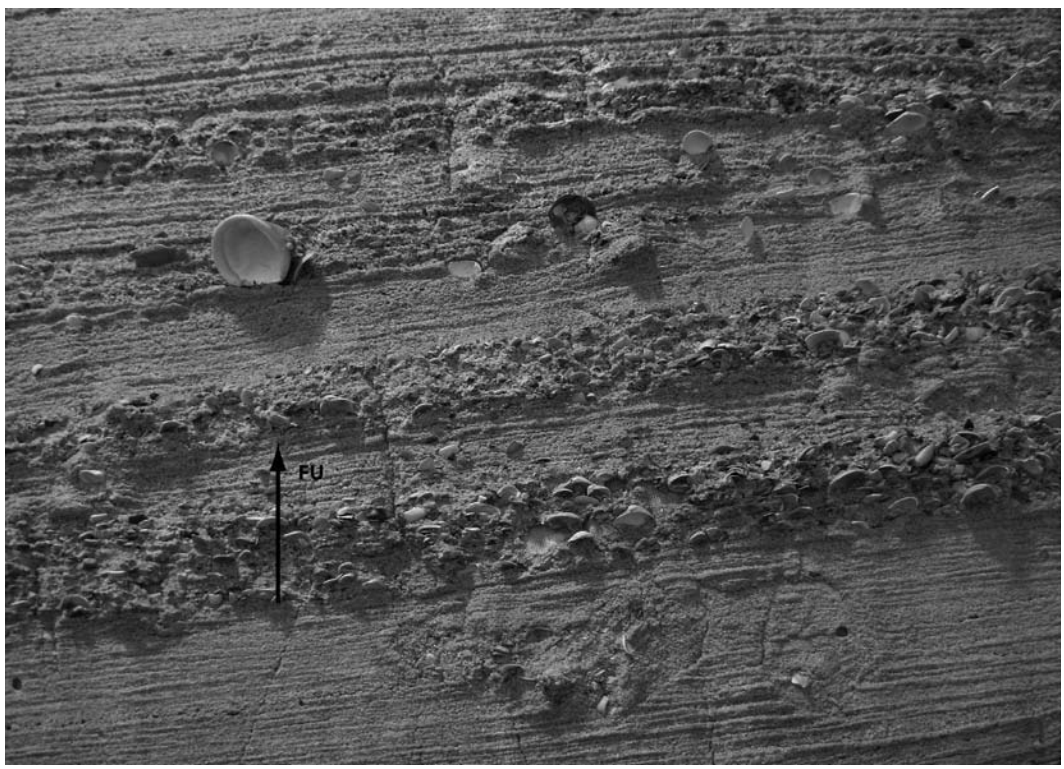


Figura 11.24. Detalle de las parejas de láminas con secuencia granodecreciente (FU) en la berma de la flecha de El Rompido, tomada de una piel de laca. El mar queda hacia la izquierda. Explicación en el texto y en la fotografía 11.23.

El agua sólo cubre la berma en marea alta o cuando el empuje del viento apila agua sobre la orilla pero, según va aumentando su altura, es cada vez más difícil cubrirla A partir de cierto momento, eso ocurrirá solo durante las mareas vivas (si las hay) y luego, al continuar creciendo, hará falta algo más: una combinación de marea viva y de apilamiento extra de agua por viento o temporales. Es fácil darse cuenta de que la agradación será cada vez más esporádica hasta que llega a un punto en el que la berma no puede cubrirse en condiciones normales de buen tiempo (porque si se producen temporales, se erosionará); finalmente, el proceso de agradación se detiene.

Un rasgo característico de las llanuras costeras es la presencia de crestas de playa *(beach ridges)* separadas por suaves depresiones *(swales)*. Las crestas corresponden a bermas más altas que las circundantes, que se forman por las olas y el *swash* en buen tiempo y cuya elevación o

altura topográfica se exagera posteriormente por acción del viento que acumula arena sobre ellas. La formación de sistemas de crestas de playa y surcos requiere que las bermas sean sucesivamente más altas y más bajas: las más altas darán lugar a las crestas de playa y las más bajas quedarán preservadas como las depresiones intermedias. Para que este hecho se produzca en condiciones de buen tiempo es necesario que las crestas de depositen en una posición topográfica alternativamente más alta (la cresta o *ridge* más elevada) y más baja (la cresta más baja, que quedará preservada como un surco o *swale*). El causante de estas diferencias en la altura original es el nivel del mar, que fluctúa periódicamente: los niveles del mar más altos producen crestas en posiciones topográficamente más altas, mientras que niveles comparativamente más bajos producirá crestas a un nivel topográfico más bajo, que se observan luego como surcos *(swales)*. En este proceso juegan un papel esencial las diferencias de recorrido de las olas en la zona de batida *(run-up)* durante las oscilaciones del nivel del mar del orden de unos pocos decímetros.

Este mecanismo explica la disposición *quasi* paralela y más o menos continua de las crestas en las llanuras costeras progradantes (figura 11.25), pero las fotografías aéreas revelan superficies erosivas que truncan ese modelo regular. En sección, las superficies erosivas son muy planas y se limitan a arrasar la parte alta del sistema de crestas y surcos, que puede reconocerse fácilmente bajo ellas (figura 11.25). La erosión se asocia a subidas del nivel del mar que tienden a destruir las crestas depositadas con nivel del mar algo más bajo. El proceso erosivo se debe a cambios en las condiciones ambientales, especialmente la intensidad de los temporales, las direcciones de aproximación del oleaje y la deriva litoral

Backshore (trascosta)

El *backshore* o trascosta es una zona relativamente plana, suavemente inclinada hacia tierra. Recibe sedimento durante los eventos de nivel del mar más alto, típicamente durante los temporales; por ello el tamaño de grano y la altura topográfica decrecen desde la berma hacia tierra. Su estructura interna es laminación paralela discontinua y cruzada, asociadas a microsecuencias granodecrecientes (figuras 11.26 y 11.27). Suele haber bioturbación por raíces de plantas, cangrejos y otros animales terrestres tales como pulgas de arena. A mayor escala muestra superficies erosivas generalmente planas que separan *sets* discordantes de laminación paralela o cruzada de ángulo bajo.

En la superficie del *backshore* se aprecian los restos de antiguas bermas y canalillos (*runnels*) que se rellenaron cuando las barras *(ridges)* se soldaron a la berma. En los canalillos se conservan *ripples* y *megaripples* que migran paralelamente a la costa o hacia el mar siguiendo las direcciones del drenaje local.

En períodos de buen tiempo el *backshore* está sujeto a deflación eólica por las brisas y vientos diurnos que remueven la arena y la acumulan en las dunas costeras o la arrastra al lagoon o el mar. La deflación forma niveles de acumulación *(lag)* de cantos, restos esqueléticos (esencialmente valvas de lamelibranquios) y minerales pesados (magnetita entre otros) que el viento es incapaz de movilizar. Otro límite a la acción eólica es el encostramiento superficial de salitre que suele dejar el agua al evaporarse. Esta débil costra protege la superficie y permite que la arena se acumule en *ripples* eólicos. Cuando se produce una nueva inundación, estas superficies suelen quedar marcadas por niveles de pequeños huecos donde estuvieron las burbujas de aire.

Dunas eólicas costeras

Las crestas de playa ofrecen asiento a la vegetación siempre que ésta sea capaz de soportar los suelos pobres y relativamente salinos (espartina, etc.) y sirven como núcleos de acumu-

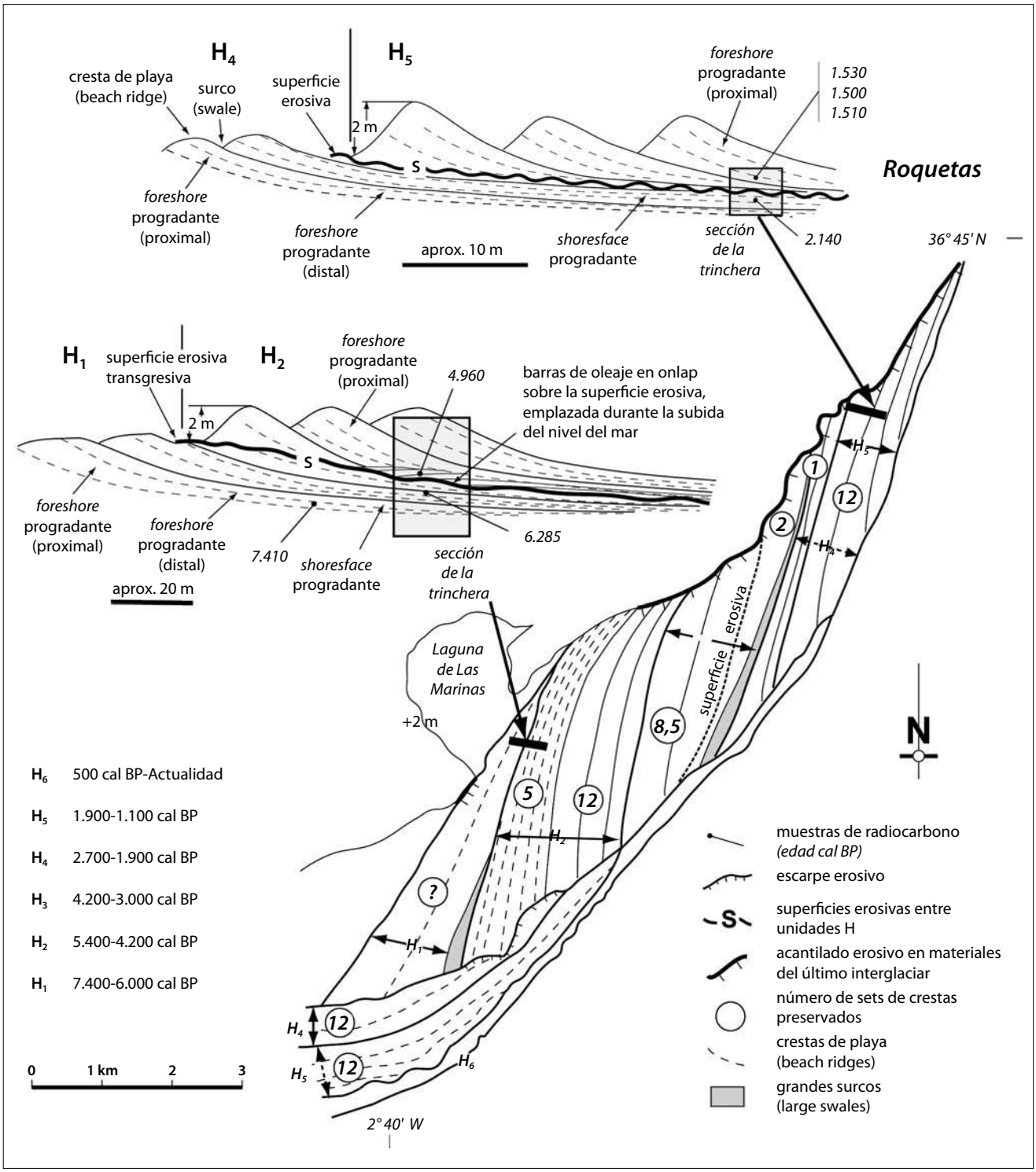


Figura 11.25. Mapa del sistema de crestas de playa de Roquetas (Almería), unidades de progradación diferenciadas y superficies que las delimitan, con dos secciones que muestran la disposición vertical de las unidades y (recuadros) las partes observadas en sendas trincheras excavadas para los cimientos de edificios, con la posición de las muestras para C14 y las edades calibradas obtenidas. Nótese que la escala vertical de los cortes está muy exagerada (simplificado de Goy *et al*., 2003).

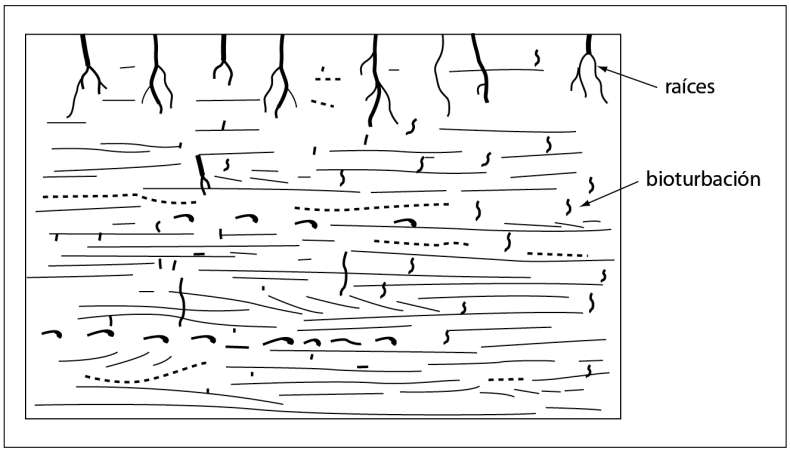


Figura 11.26. Esquema de la estructura interna de los sedimentos de *backshore* constituida por laminación paralela difusa y alguna estratificación cruzada, niveles de conchas y de acumulación de minerales pesados y bioturbación por animales y raíces.

lación de la arena arrastrada desde el *backshore*, las playas del *lagoon* y las depresiones entre las crestas.

La estructura interna es estratificación cruzada plana o en surco, de gran escala (figura 11.28), laminación paralela horizontal o inclinada, o estratificación cruzada de alto ángulo, normalmente compuesta. Las láminas del *foreset* pueden mostrar desplomes, generalmente de pequeña escala, pisadas de animales y bioturbación por raíces que, en muchos casos, favorece la cementación.

Las dunas eólicas litorales pueden formar largos cordones cuya altura puede ser de 10 a 20 metros. Están separados por depresiones o «corrales» interdunares en los que el sedimento suele aparecer bioturbado por vegetación mayormente herbácea y contener cierta cantidad de materia orgánica (restos de plantas), cenizas vegetales e incluso restos de troncos, a veces in situ. Ejemplos característicos son los de Matalascañas (Huelva) en el golfo de Cádiz, cuyas dunas alcanzan decenas de metros de altura y las del Aculadero, en la desembocadura del río Guadalete a las que corresponde la fotografía de la figura 11.28.

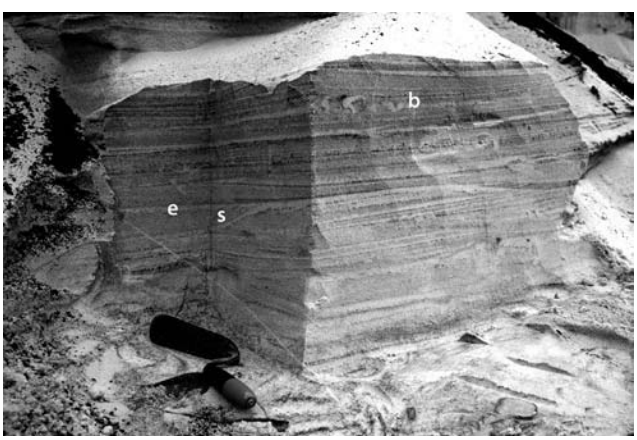


Figura 11.27. Detalle de las facies de *backshore* en las Arenas de Neurath (Mioceno).



Figura 11.28. Dunas eólicas costeras pleistocénicas en la playa del Aculadero (Cádiz) con grandes láminas de avalancha bioturbadas por raíces a cuyo favor se cementa algo la arena gruesa que forma las dunas y terminaciones en artesa. Existen dos niveles de dunas (d) separadas por superficies erosivas (e) edafizadas.

Washover fans (abanicos de sobrepaso)

Los cordones de dunas litorales constituyen la mejor defensa de la costa porque se compartan como un enorme depósito de arena susceptible de ser erosionado y repuesto. A pesar de todo, las olas de temporal pueden romperlos y el agua cargada de sedimento penetra por esas roturas o corredores y, al expandirse el flujo en el lagoon o en depresiones tras las dunas, deposita abanicos de arena *(washover fans)* de unos centenares de metros de radio.

Este proceso es frecuente en costas sin dunas o con los cordones dunares dañados, y, sobre todo, en contextos transgresivos si el aporte sedimentario no compensa la elevación relativa del nivel del mar. En este caso la isla barrera va retrocediendo y los sedimentos removidos de ella van invadiendo progresivamente el lagoon.

La estructura interna de los abanicos registra la deceleración brusca del flujo turbulento al expandirse en un ambiente tranquilo que puede estar inundado, o no, durante los temporales. Cuando al abanico se forma en zonas inundadas (por ejemplo, un *lagoon*) la estructura interna cambia de laminación paralela de alto régimen de flujo a estratificación cruzada (delta *foreset*) (figura 11.29A). Si la zona no está inundada, la estructura suele ser más simple y domina la laminación paralela (figura 11.29B).

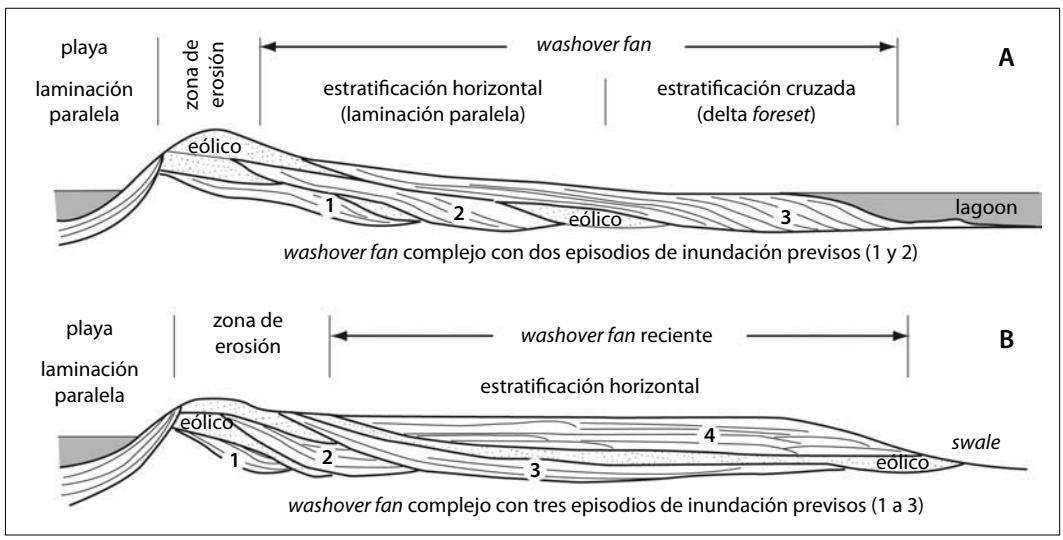


Figura 11.29. Estructura interna de *washover fans*: arriba, en áreas inundadas de lagoon con desarrollo de estratificación cruzada y abajo, en áreas deprimidas no inundadas con dominio de laminación paralela. Escala vertical muy exagerada. Modificado de Schwartz, 1975.

Normalmente el abanico de *washover* está formado por varias unidades que corresponden a sucesivas inundaciones o sobrepasos de la isla barrera; por eso se acuñan en facies de lagoon, o contienen sedimentos eólicos intercalados, niveles de raíces, pisadas de animales, o superficies de *ripples* de oscilación cuyas crestas no tienen nada que ver con la estructura del abanico sino con la distribución de los vientos y oleajes locales que retocan la superficie del abanico en las últimas fases del temporal.

En sedimentos fósiles los *washover fans* forman cuerpos plano-convexos aislados o coalescentes en cuyo caso se adaptan a las formas lenticulares dejadas por abanicos de eventos anteriores. En sección longitudinal parecen como cuñas que se interdigitan con los sedimentos de lagoon (figuras 11.30A y 11.31). Cuando la inundación es más frecuente y generalizada, como sucede en las costas sometidas a transgresión, la morfología de los abanicos se difumina y se forman mantos de sobrepaso (figura 11.30B). Si la costa es mesomareal y se forman llanuras de marea en el lagoon, los sedimentos de *washover fan* se intercalan predominantemente hacia la parte alta de las secuencias de lagoon y llanura mareal, en contraste con las de deltas mareales que suelen ocupar las partes más bajas de éstas (ver más adelante figura 11.34).

El corredor por el que penetra el agua está limitado por una superficie erosiva y suele contener en su interior otras cicatrices erosivas que corresponden a distintos episodios, cada uno de los cuales incluye varios eventos de inundación. Las cicatrices están jalonadas por *lags* de cantos y restos bioclásticos. La estructura interna es laminación paralela y estratificación cru-

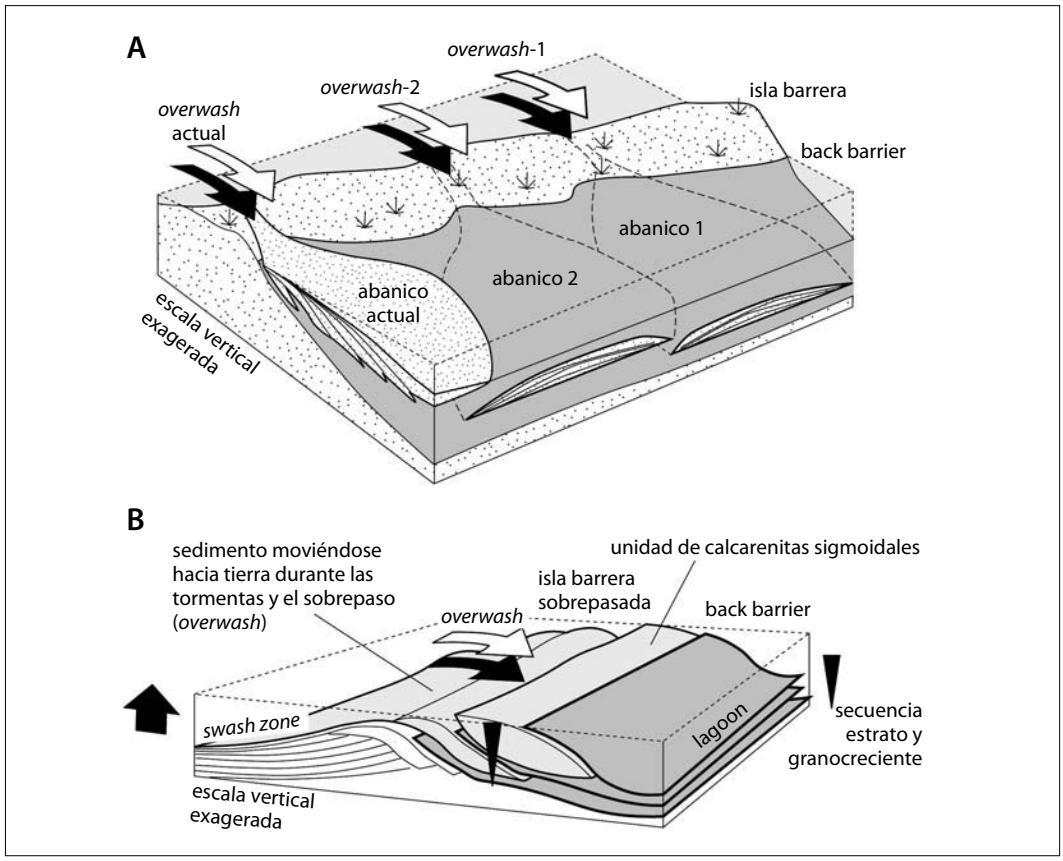


Figura 11.30. Morfología de las unidades originadas por sobrepaso *(overwash)* de islas barrera y relaciones con las facies de lagoon (en gris). A: Abanicos individualizados enraizados en corredores independientes, pero cada uno formado por diversos episodios de inundación y secciones características. B: Manto de sobrepaso cuando la inundación de la isla barrera es general. Nótese que las escalas verticales están muy exageradas y los rasgos sedimentarios muy esquemáticos para mejor comprensión.



Figura 11.31. Cuñas de sedimento generadas por la retrogradación de una isla barrera y la progresiva ocupación del lagoon (L) por los sedimentos de un *washover fan* (WF). Sorbas (Almería). Compárese con la sección longitudinal de la figura 11.30A.

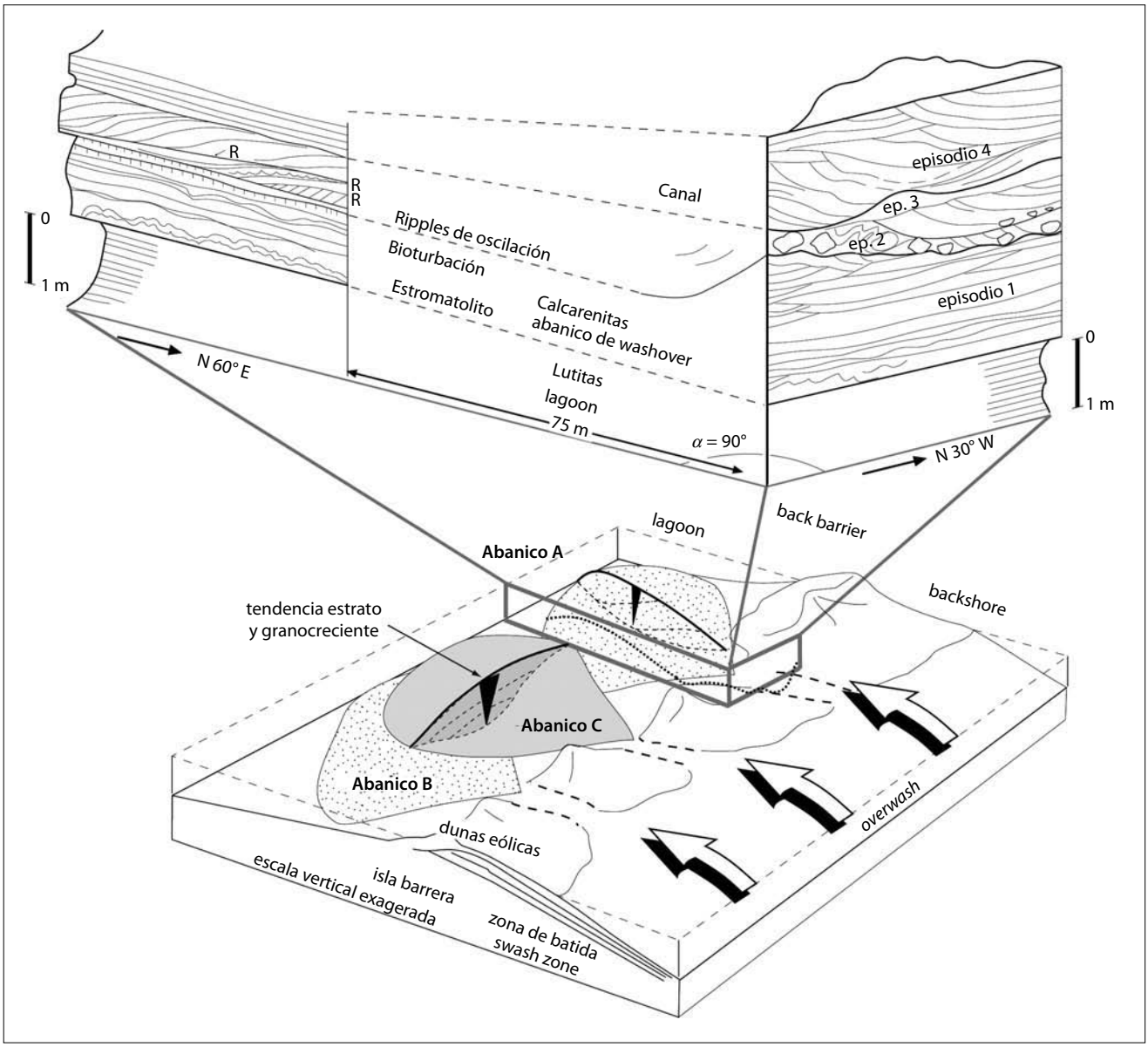


Figura 11.32. Detalles de un corredor y una sección de un abanico de arena de *washover fan* en Sorbas y modelo de desarrollo de *washover fans* durante una subida relativamente lenta del nivel del mar. Se forman varios abanicos apilados lateral y verticalmente debido a la repetición de *overwash* desconectados lateralmente (R = superficies de reactivación). Obsérvese en el modelo de la parte inferior que el abanico intermedio (C) se adapta a la topografía dejada por los dos anteriores y por eso no es perfectamente plano-convexo sino más bien cóncavo-convexo. Modificado de Roep *et al*., 1998.

zada en surco orientada hacia tierra (figura 11.32). A techo, las facies de corredor de *washover* están cubiertas por facies de *foreshore*, *backshore* o dunas eólicas que son las que forman la parte alta del perfil de la playa. El potencial de preservación de estos rasgos se acrecienta cuando hay cementación temprana porque favorece la conservación de los pequeños taludes erosivos.

Canales o bocanas *(tidal inlets)* y deltas mareales asociados

El concepto de isla barrera está ligado al de las interrupciones entre ellas: los canales a través de los cuales se comunican el *lagoon* y el mar. El continuo uso de esos canales en ambas direcciones suele conducir a la formación de acumulaciones arenosas en ambos extremos, que

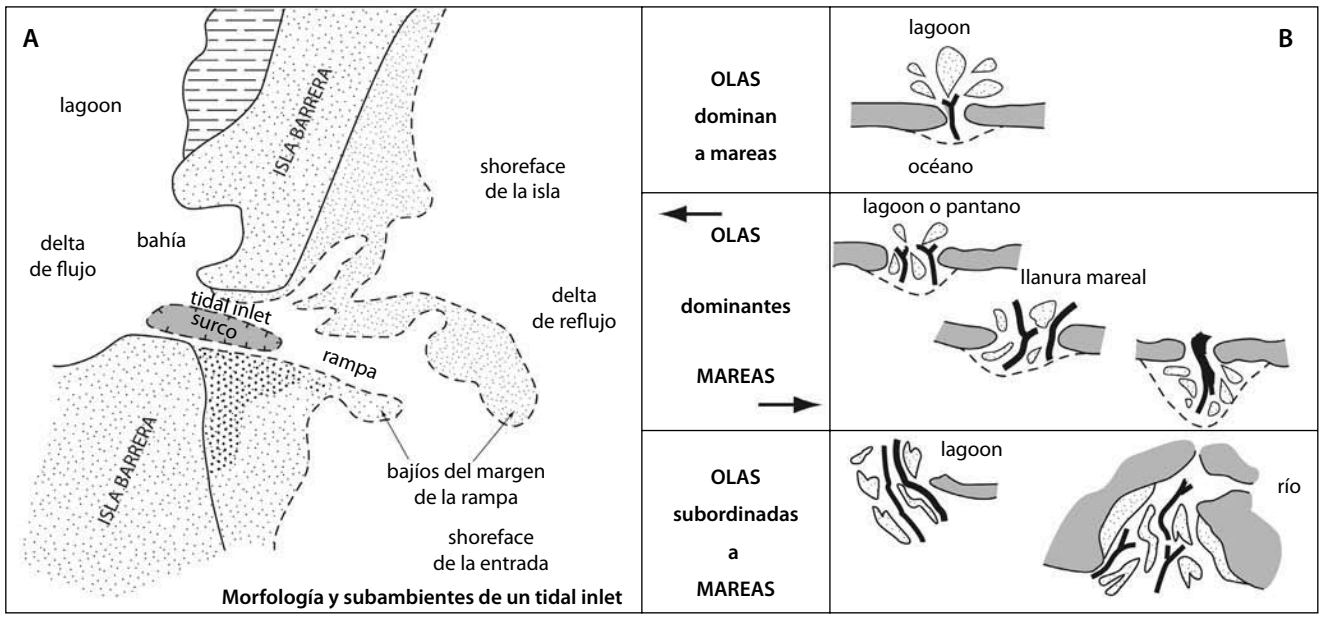


Figura 11.33. A: esquema morfológico y subambientes en un *tidal inlet* o bocana. B: modelos morfológicos de *tidal inlets* en función de las intensidades relativas del oleaje y del transporte mareal. Modificado de Nummedal, 1979.

se conocen como deltas mareales (figura 11.33A). Uno se debe a la acción de la marea llenante o flujo, que se expande hacia el lagoon y por ello se denomina delta de flujo *(flood delta);* el otro es generado por la vaciante o reflujo y se extiende hacia el mar, conociéndose como delta de reflujo *(ebb delta)*. El desarrollo preferencial de uno u otro se liga con la relación que exista entre el rango mareal y la energía del oleaje (figura 11.33B). En efecto, el delta de reflujo está influido por el oleaje y por las corrientes de deriva litoral, mientras que el de flujo está fuera del alcance de éstas por estar protegido por la barrera.

El sistema de canal y deltas no es estático, sino que se desplaza a lo largo de la costa a favor de la deriva litoral, disecando y removiendo los depósitos de la isla barrera. Esto supone que, a partir de una cierta cota bajo el nivel del mar que coincidiría más o menos con la profundidad de la base del canal, habría un cambio total de las secuencias que cabría esperar a partir de las descripciones anteriores. Una condición esencial para que se conserven las secuencias de playa tales como las expuestas es que existan pocos canales mareales y que éstos permanezcan lo más estáticos posible pues, en caso de existir, sus depósitos tienen un elevado potencial de preservación.

Es de destacar que pueden existir canales sin deltas mareales en sus extremos pero no deltas aislados, sin canales mareales que los alimenten. Este es un buen criterio para deducir la situación de los antiguos canales o *inlets* en fotografía aérea, a partir de las cuñas arenosas asociadas a los deltas de flujo, que suelen distinguirse muy bien sobre los depósitos de lagoon o llanura mareal.

Los canales o caños (pasos) mareales se disponen transversalmente a la isla barrera y se desplazan lateralmente, erosionando en un margen y depositando en el otro, de modo parecido a los meandros fluviales. La morfología del sistema de crestas de playa refleja claramente esta situación en fotografía aérea (figura 11.34), pero en ejemplos fósiles en los que sólo se cuente con secciones hay que recurrir al análisis de facies con especial atención a la distribución de las paleocorrientes. Cuando migran las bocanas producen secuencias (figura 11.34) cuyas características generales son parecidas a las de los deltas mareales. En ellas se distinguen dos partes: la inferior con base canalizada y depósitos groseros de abandono *(lag),* una facies de

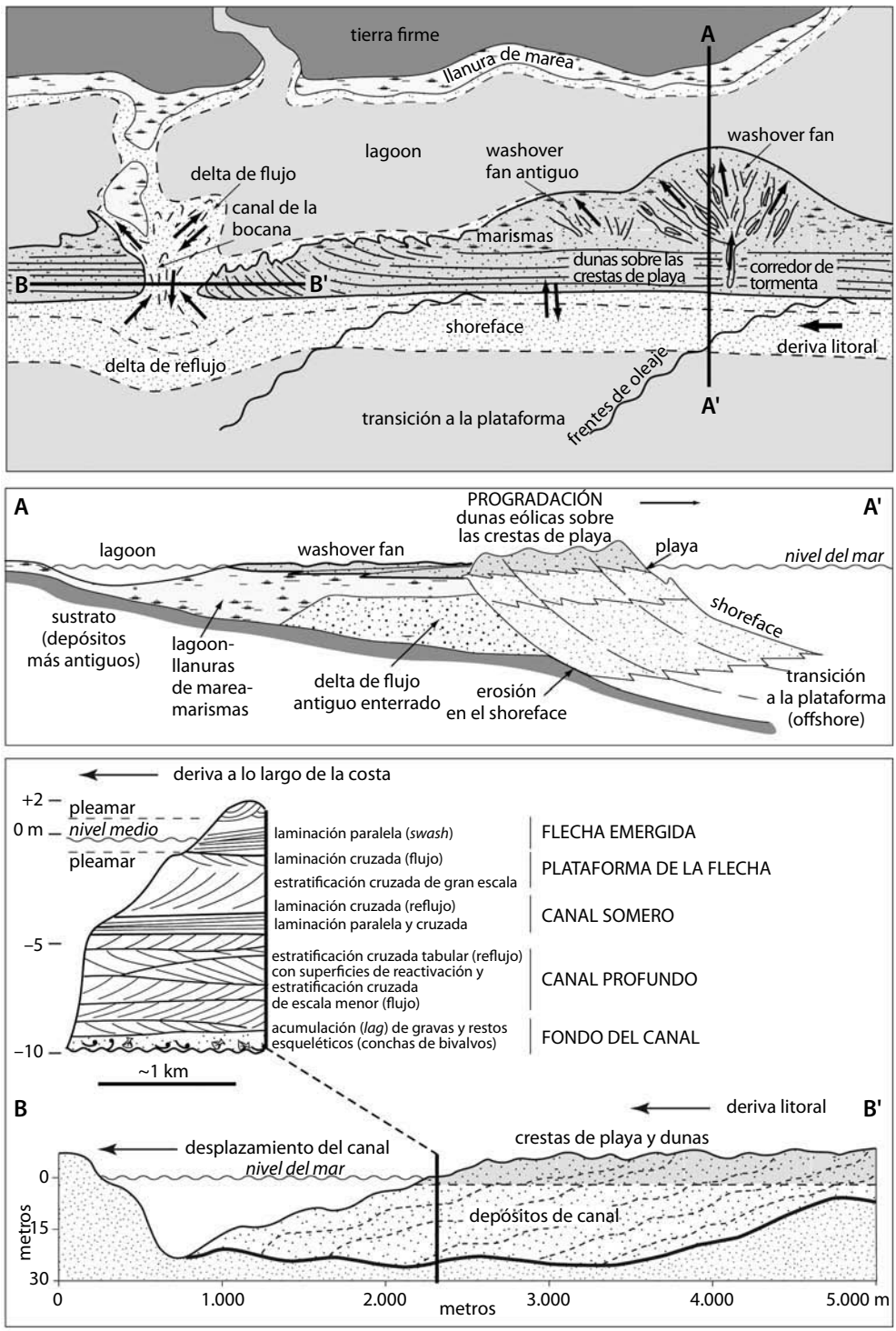


Figura 11.34. Ambientes sedimentarios en un sistema de isla barrera y *lagoon* y esquema de paleocorrientes para frentes de oleaje (líneas sinuosas) que inciden oblicuamente a la costa y dan lugar a *washover fans*. Nótese que la deriva litoral hace crecer la isla barrera hacia la izquierda, generando crestas de playa en forma de uñas en el lado derecho y que la migración del *inlet* (bocana) erosiona las crestas del lado izquierdo que acaban bruscamente contra el canal. El delta de reflujo está desviado ligeramente a la izquierda a causa de la deriva litoral. La sección A-A' muestra la posición relativa de las facies de delta de flujo inactivo y abandonado al desplazarse el canal *(inlet)* y que sirve de sustrato para el desarrollo de marismas que, a su vez, han sido cubiertas por las cuñas arenosas de los *washover fans* recientes (basado en McCubbin, 1982). B-B' es una sección longitudinal de una isla barrera que muestra la morfología del cuerpo arenoso generado por la migración del canal mareal o bocana (modificado de Hoyt y Henry, 1965) y la secuencia característica resultante. Modificada de Kumar y Sanders, 1974.

canal con estratificación cruzada bipolar de mediana escala tabular y en surco y superficies de truncadura de *ripples*. En el ejemplo figurado domina la corriente de reflujo (la sección está orientada con el mar a la izquierda). El espesor de los *sets* disminuye hacia arriba. El resto de la secuencia presenta rasgos mixtos de marea y oleaje, pues los principales agentes dinámicos son los de playa y duna eólica que se instalan sobre el canal relleno y retocan la parte alta de sus depósitos.

En una sección longitudinal de la isla barrera la unidad de relleno del canal de marea aparecerá como un cuerpo tabular con estratificación cruzada de gran escala del tipo *épsilon*, debida a la acreción lateral, cuya zona bajo el nivel del mar mostraría dominio de las corrientes de marea de direcciones mas o menos perpendiculares a la costa mientras que la zona sobre el nivel del mar mostraría rasgos propios de playa y cordones de dunas (figura 11.34). Un criterio simple para distinguir estas facies de la de *point bar* de ríos meandriformes es la bipolaridad de las corrientes en las facies de acreción lateral, frente a las unidireccionales de los meandros.

Los deltas de marea aparecen preferentemente en costas micro o mesomareales. Un rasgo dinámico esencial, que tiene mucho que ver con su morfología posterior, es que las corrientes de flujo y reflujo que los depositan siguen caminos diferentes, debido a que las partes de los deltas que quedan cubiertas por el agua y, por ende, el campo sobre el que pueden actuar las corrientes, varían mucho de pleamar a bajamar, cuando se alcanzan las máximas velocidades de corriente.

Los deltas de flujo presenten una forma típica de parábola abierta hacia el mar, bordeada por canales de reflujo. Esta morfología está relacionada con la separación de las corrientes mareales: el flujo puede pasar sobre la rampa y el bajío del delta cuando alcanza su máxima velocidad cerca de la pleamar, produciendo *sand waves* y *megaripples;* el reflujo, por el contrario, alcanza su máximo cuando parte del delta está ya emergido y la corriente se ve obligada a desviarse hacia los márgenes del delta donde acumula *sand waves* (figura 11.35). Una secuencia ideal mostraría *megaripples* migrando en sentidos opuestos correspondientes a los depósitos iniciales del delta, un intervalo de *sand waves* migrando hacia tierra (estratificación cruzada

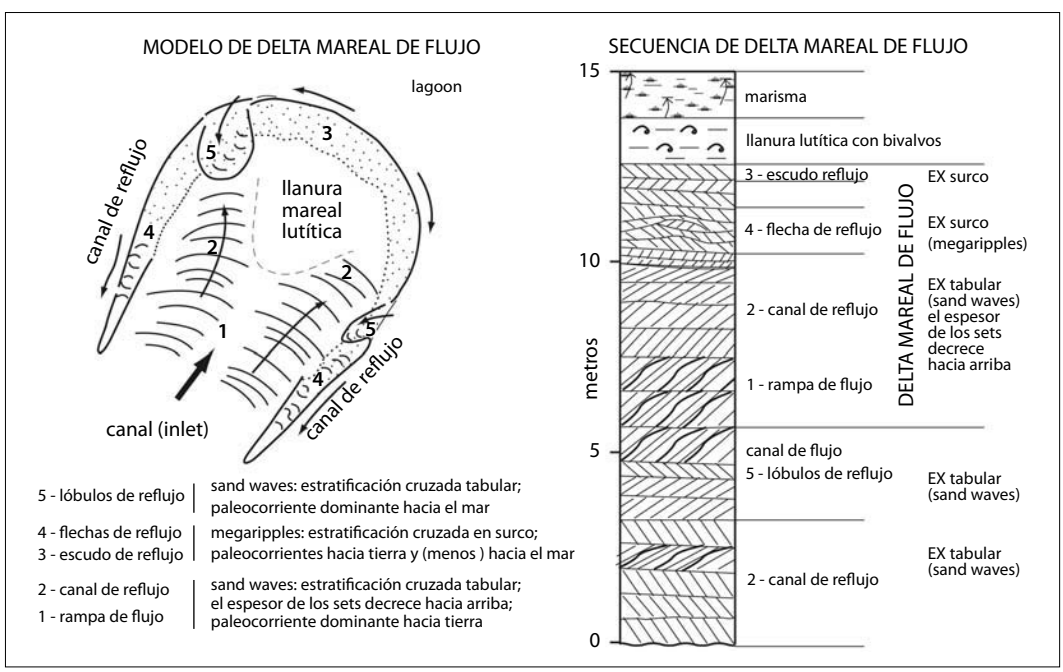


Figura 11.35. Modelo morfológico de un delta mareal de flujo y de la secuencia ideal de relleno de un *lagoon* en las cercanías de un delta de flujo y en un contexto regresivo. Modificado de Hayes, 1980 y de Reinson, 1984. EX = estratificación cruzada.

tabular de gran escala) y *megaripples* migrando hacia el mar, que representa la sedimentación previa al desarrollo del «escudo» o parábola del bajío deltaico y, a techo, estratificación cruzada tabular de gran escala *(sand waves)* migrando hacia tierra, el espesor de cuyos *sets* decrece hacia arriba, representando los depósitos de la rampa deltaica de flujo (figura 11.35). No obstante, las secuencias concretas pueden variar de unas partes a otras del delta.

La morfología de los deltas de reflujo, por el contrario, puede ser muy variable, pues a la separación de corrientes se superpone la interferencia con el oleaje y las corrientes generadas por el viento. Ello produce una mayor complejidad de estructuras y paleocorrientes y no es fácil establecer una secuencia característica.

El potencial de preservación de los deltas de marea es muy variable: los de flujo quedan abandonados progresivamente al desplazarse el canal que los nutre y como no hay en el *lagoon* agentes capaces de removerlos, permanecen como extensiones hacia tierra de la isla barrera, con una profundidad menor que la del *lagoon*. Por eso son colonizados fácilmente por la vegetación halófita y sirven de asiento a marismas y llanuras mareales. Por el contrario, los deltas de reflujo se mueven continuamente a lo largo de la costa bajo el influjo de la deriva litoral, de modo que sus depósitos son reciclados continuamente. Un caso especial es cuando se cierra un *inlet* de una isla barrera o en el entronque de una flecha litoral *(spit);* en esas circunstancias la deriva litoral remueve el depósito con bastante rapidez y lo acarrea costa abajo hasta el extremo de la flecha o de la isla, donde lo acumula haciéndolas crecer con inusitada rapidez. Las modificaciones morfológicas de la flecha del Rompido (Huelva) en los últimos dos siglos ilustra muy bien este proceso (figura 11.36).

Debe tenerse en cuenta que los texturas y las estructuras sedimentarias de los depósitos de deltas mareales y de los rellenos de canales mareales son muy semejantes y su distinción debe basarse, sobre todo, en la geometría y en la posición estratigráfica.

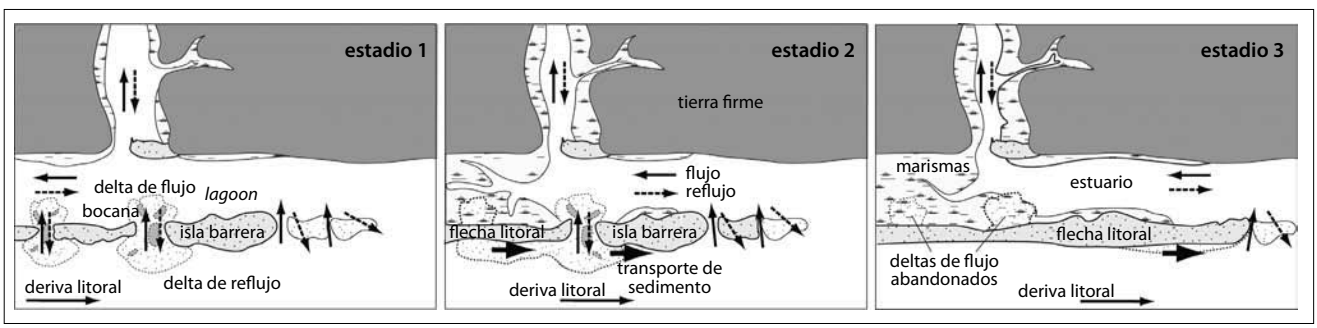


Figura 11.36. Evolución de los deltas mareales en unas islas barrera que se van soldando, inspirada en el caso de la flecha de El Rompido (Huelva). Los deltas de flujo quedan preservados y sirven de asiento a marismas, mientras que los deltas de reflujo son destruidos por la deriva litoral y sus sedimentos contribuyen a ir cegando las bocanas situadas deriva litoral abajo hasta llegar a incorporarse finalmente al extremo de la flecha resultante de la unión de las islas barrera, que prograda rápidamente. El antiguo *lagoon* se colmata progresivamente con sedimentos de llanuras mareales (marismas).

Lagoon

El tercer conjunto morfológico de las costas con islas barrera es la laguna, que suele conocerse habitualmente con el término inglés de *lagoon*. Lateralmente pasa a diversos subambientes: la parte de atrás de la isla barrera *(backbarrier)* con *washover fans* y deltas de flujo, las llanuras y canales de marea o las playas que pueden flanquearlo, los ambientes palustres con vegetación en climas húmedos o las *sabkhas* en climas áridos.

Las características sedimentarias son muy variables en función del clima, la amplitud mareal y el comportamiento progradante o transgresivo de la costa. El sedimento más fre-

cuente es de grano fino incluyendo microsecuencias granodecrecientes que reflejan la decantación del material aportado durante los períodos de inundación o tempestad. Normalmente presenta laminación paralela textural o de colores (figura 11.37) porque el depósito se lleva a cabo en aguas tranquilas, ya que la isla barrera protege el *lagoon* del oleaje marino. El grado de bioturbación es muy variable y puede llegar a destruir la estructura interna original. Es frecuente encontrar pisadas de vertebrados. La ausencia de bioturbación es un indicio de condiciones restringidas en el *lagoon* y de ausencia de fauna bentónicas a causa de problemas de salinidad o anoxia. En estos casos pueden aparecer restos fósiles bien preservados, pertenecientes, incluso, a organismos ajenos al *lagoon* o nectónicos, pues no hay carroñeros que los destruyan.



Figura 11.37. Depósitos laminados con microsecuencias granodecrecientes y laminación textural y de color. Mioceno terminal (Sorbas, Almería).

En los *lagoones* situados en regiones con climas húmedos la vegetación es más abundante y es probable que aparezcan muchos restos vegetales o materia orgánica que constituye una roca madre potencial de hidrocarburos sobre todo gaseosos (véase también McCubbin, 1982). Probablemente la salinidad decrecerá con frecuencia si las precipitaciones son altas y se encontrarán sedimentos lacustres asociados.

Por el contrario en climas áridos la vegetación y la materia orgánica son más escasas: hay menos restos vegetales y la biota refleja los cambios drásticos de salinidad, llegando a aparecer moldes de cristales de evaporitas e, incluso, grietas de desecación rellenas de sedimentos de las ulteriores fases de inundación

A este sedimento fino se añaden los procedentes de los ambientes circundantes que se intercalan en la sucesión estratigráfica. Considerando varias columnas, las intercalaciones de sedimentos de deltas mareales de flujo, relleno de canal y, sobre todo, abanicos de *arena (washover fan)* se hacen más abundantes hacia la isla barrera y pueden llegar a encontrarse las cuñas arenosas de las playas o las llanuras mareales de la parte de atrás de la isla barrera y los sedimentos eólicos. Hacia el continente aumentarán las facies de llanura y canal mareal, lacustres, palustres o de *sabkha*, haciéndose más escasos los anteriores (figura 11.38). Algo semejante ocurrirá en secuencias transgresivas y progradantes (regresivas) respectivamente, pues éstas suponen un desplazamiento de los subambientes.

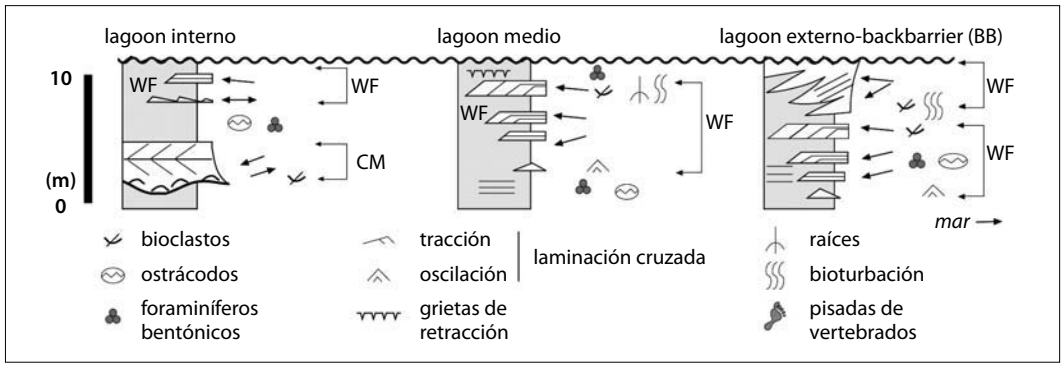


Figura 11.38. Secuencias representativas de un *lagoon* con depósito de *washover fans* (WF) enraizados en la parte trasera de la isla barrera (*backbarrier:* BB) y canales mareales (CM). En el ejemplo, el retroceso de la isla barrera produce, finalmente, la erosión de las partes altas de las secuencias.

Resumen

Los sistemas de islas barrera, flechas litorales y marismas (llanuras mareales) presentan una gran variedad de ambientes sedimentarios (figura 11.12). Se distingue una zona arenosa dominada por las olas, aunque con retoque de las corrientes mareales, y otra areno-arcillosa, más tranquila, en la que el principal inductor es la variación periódica de nivel por la oscilación mareal.

Los aspectos principales a retener son:

- El papel protector de las playas, islas barrera y flechas litorales, que absorben la energía del oleaje que mueve la arena continuamente.
- El carácter dinámico y móvil del sistema, cuyos ambientes sedimentarios cambian incluso a la escala de la vida humana (decenas de años).
- La inestabilidad de los límites de las áreas de «dominio» de los diversos agentes. Los límites se establecen con respecto a niveles del mar o de las mareas que se consideran «normales»: por ejemplo, se habla de zona supramareal, dunas litorales, etc. Pero la dinámica del medio incluye mareas y tormentas excepcionales que, además, pueden coincidir, y que causan cambios mayores de subambientes, inundaciones generalizadas y destrucciones parciales de los perfiles estables en buen tiempo. El efecto es más dramático en costas transgresivas, es decir donde el nivel del mar asciende, como la oriental de Estados Unidos. Mención aparte merecen los efectos de los *tsunamis,* que pueden iniciar cambios morfológicos de gran magnitud.
- Las diferencias litológicas de los depósitos en los diversos subambientes y los contrastes laterales y verticales causados por rellenos de incisiones (canales, erosiones) y por apilamiento vertical (desplazamientos del sistema costero). Ello supone notables diferencias de compactación y comportamiento mecánico que deben preverse en los estudios actuales y en materiales fósiles.
- La evolución temporal. Las oscilaciones del nivel del mar inducen transgresiones y regresiones que resultan en solapamientos de facies y notables diferencias entre la morfología superficial y la arquitectura tridimensional de facies en el subsuelo. Los estudios de evolución en tiempos históricos, los sondeos someros y los perfilajes eléctricos ayudan a determinar correctamente las asociaciones reales.

El sedimento que nutre el sistema morfosedimentario proviene de la deriva litoral que lo toma de las desembocaduras de los ríos y de la destrucción de acantilados u otras formas cos-

teras previas (figura 11.10). A partir de la isla barrera se extienden varios subambientes alargados más o menos paralelamente a la costa en los que, a grandes rasgos, disminuye la granulometría en dirección al mar.

CASOS ACTUALES

El estudio del litoral es de un gran interés y los geomorfólogos e ingenieros le han dedicado mucha atención pero, normalmente, sin tener en cuenta el factor temporal, es decir, las secuencias sedimentarias y su potencial de preservación.

Las costas de la Península Ibérica ofrecen un amplio muestrario de casos, con amplitudes micromareales en el Mediterráneo y mesomareales e incluso, localmente, macromareales en el Atlántico. La costa presenta variados regímenes hidrodinámicos y direcciones de aproximación de los frentes de oleaje. Normalmente suele ser afectada por derivas litorales lo que les presta mayor interés. A titulo de ejemplo, se pueden considerar el golfo de Mazarrón, representativo de las costas micromareales levantinas y la costa de Huelva, con sus prominentes derivas litorales, que puede ilustrar la costa mesomareal atlántica.

La costa de El Puerto de Mazarrón (Murcia)

Es una costa cuyo rango mareal es menor de 10 cm aunque las brisas diurnas lo pueden aumentar hasta los 20 cm a mediodía en buen tiempo. El agente principal de la dinámica litoral es el oleaje de baja energía, pues está expuesta sólo a los vientos del segundo y tercer cuadrantes (SE y SW) con un área de construcción de olas *(fetch)* relativamente pequeña; el 70% del oleaje no supera los 70 cm. La pendiente de la costa hasta los 20 m de profundidad oscila entre 1,5 y 3%, no existen barras sublitorales arenosas y el fondo está colonizado por *Posidonia meditarránea* (L.) Delile entre 1,5-2 y 15-20 m. La deriva litoral redistribuye el aporte de arena y grava de las ramblas. Los finos siguen camino hacia el shoreface.

A principios del Holoceno la costa se situaba al norte de la actual y frente a ella emergían varios islotes rocosos que se unieron pronto a tierra firme mediante tómbolos, formando playas en concha entre promontorios rocosos con una disponibilidad limitada de sedimento, pues los cabos reducen mucho la deriva litoral, aunque en condiciones extremas puede rebasarlos. La arena se mueve hacia el este o el oeste de las playas en concha a instancias de los temporales del SW y SE respectivamente y las derivas litorales opuestas se compensan, permaneciendo el sistema en equilibrio dinámico (figura 11.39). Cualquier modificación en la forma o tamaño de las cabos hará que una (o ambas) derivas transporte menos sedimento y la arena se acumulará al socaire del promontorio que más protección ofrezca, de donde la deriva debilitada no podrá sacarlo.

Esto es lo que ha ocurrido en la playa de La Isla (figura 11.40) a partir de los vertidos de escombros de minería en el Gachero y de la construcción del puerto deportivo en el otro extremo de la concha. Como resultado de la acumulación anormal de arena en las zonas resguardadas por los cabos se ha producido una erosión en el centro de la concha destruyéndose el tómbolo sumergido bajo el que apareció un pecio fenicio muy bien preservado. La necesidad de proteger las construcciones (que por otra parte se situaban a distancias indebidas de la orilla) y garantizar el uso de las áreas de recreo veraniego ha llevado a la Administración a planear y presupuestar costosas obras que no contemplan, sin embargo, la eliminación de los impactos causantes del problema.

También la playa de El Puerto muestra una deriva litoral hacia el sur que se alimenta con la destrucción del delta de la Rambla de Los Lorentes situada en su extremo norte (figura 11.41). Al construirse el puerto pesquero aumentó el efecto de protección del Cabezo de

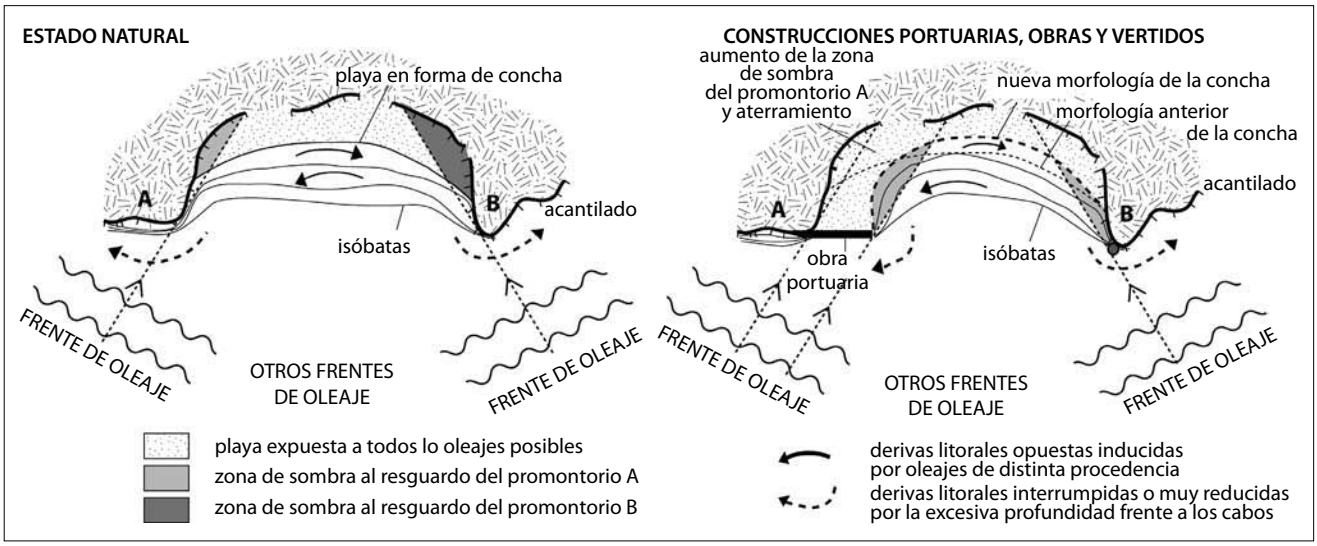


Figura 11.39. Evolución de una playa limitada por dos cabos y sometida a oleajes de dos direcciones e igual frecuencia que generan derivas litorales de sentido opuesto. En condiciones naturales, los efectos suelen contrarrestarse y la playa permanece en equilibrio dinámico. Si se agranda uno de los cabos o ambos (en el ejemplo, el A por una construcción portuaria y el B por un vertido de materiales) aumenta la zona resguardada por los salientes y la playa adquiere una nueva morfología de equilibrio a base de erosionar la parte central de la concha, pues en las zonas resguardadas se acumula más arena que no se repone en el centro porque el sistema es prácticamente cerrado y el sedimento disponible es muy escaso.

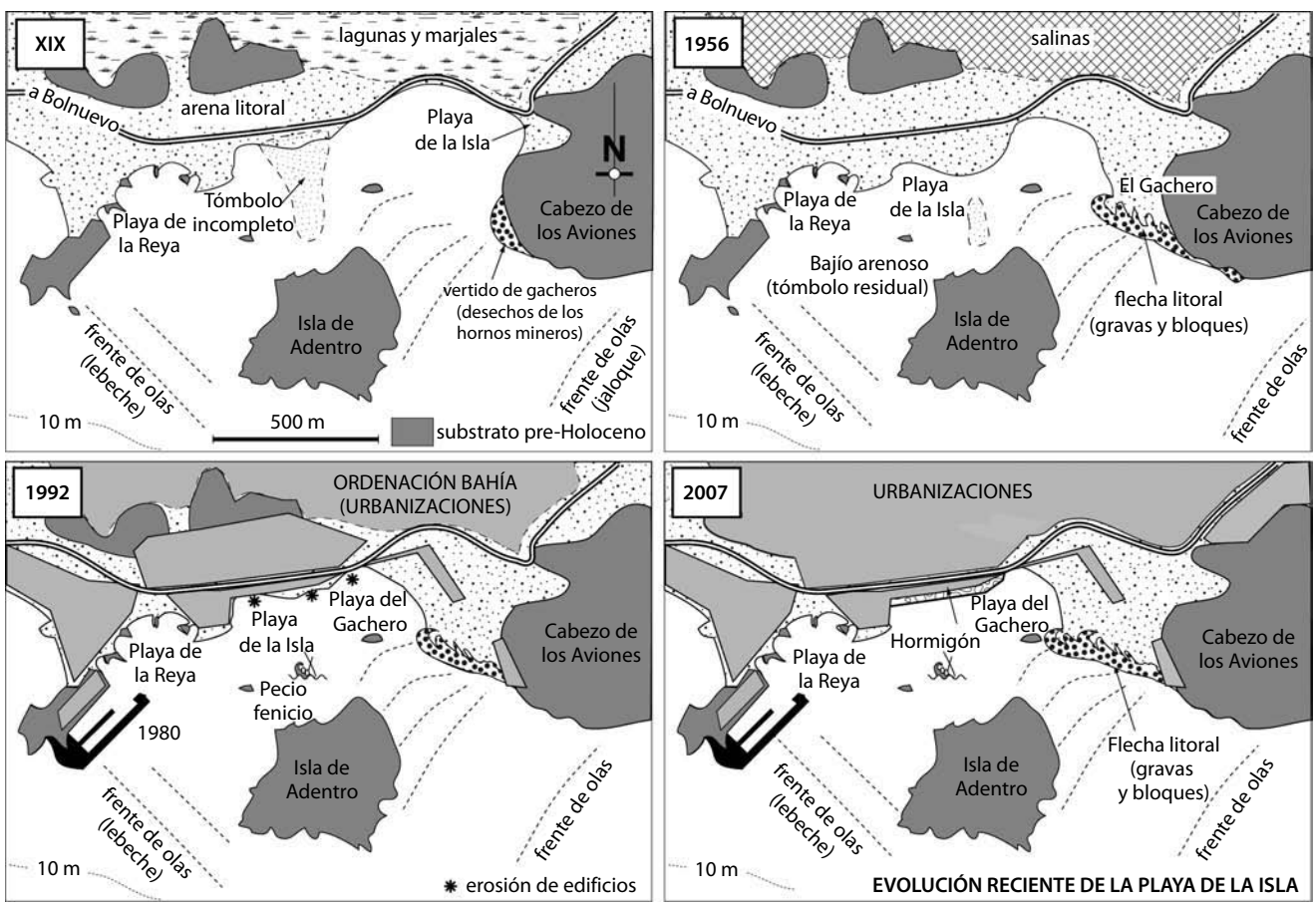


Figura 11.40. Evolución de la playa de La Isla en El Puerto de Mazarrón (Murcia). La parte oriental ha progradado a partir del límite de las salinas mientras que la central ha retrocedido a la vez que crecía la flecha litoral de El Gachero. La orientación de la flecha ha ido variando por el efecto de sombra de la Isla de Adentro respecto al oleaje del SW promovido por el viento del SW (lebeche). Compárese con la figura 11.39.

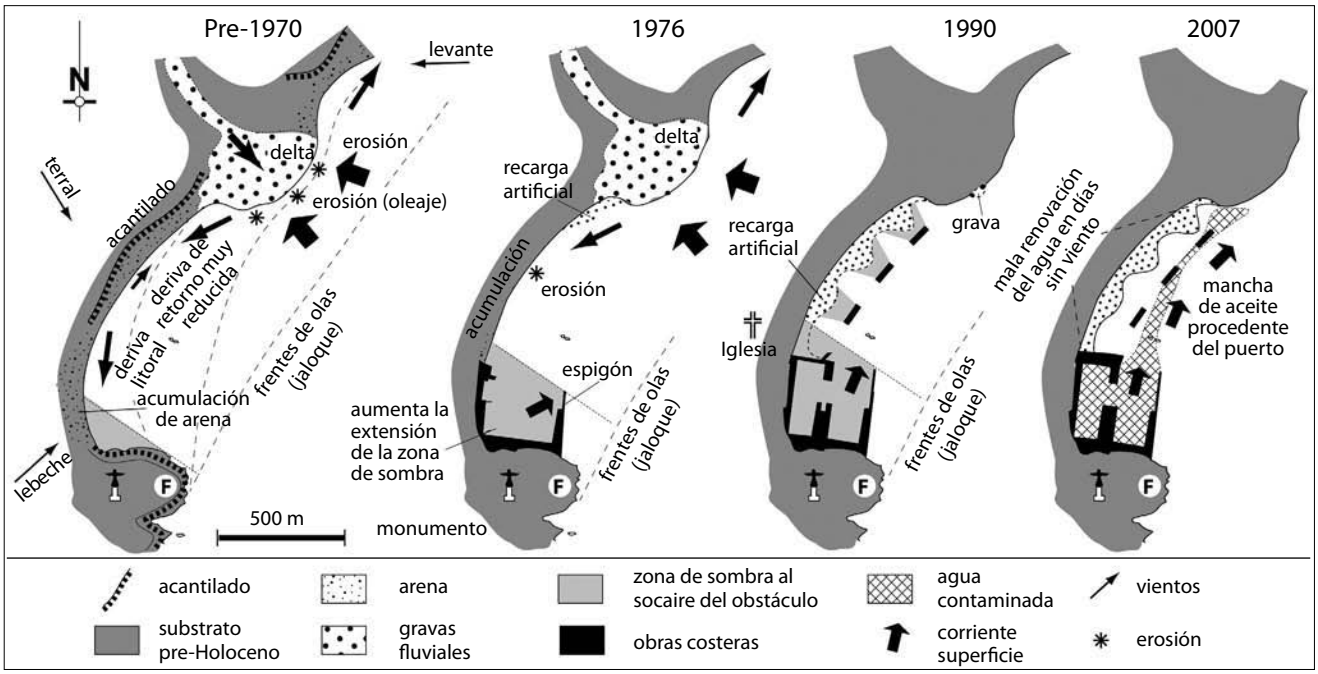


Figura 11.41. Modelo dinámico de las playas de El Puerto y de El Rihuete bajo la acción del oleaje del sureste. El aporte de la rambla, muy escaso actualmente, es arrastrado por la dinámica litoral y se acumula al socaire del puerto pesquero. La corriente de vaciado del puerto, que fluye hacia el norte, es superficial pero arrastra los desechos de las actividades portuarias formando una mancha de agua aceitosa y maloliente que afecta gran parte de la rada de Mazarrón al moverse bajo el empuje del viento. Modificado de Dabrio y Polo, 1993.

Los Aviones y se produjo erosión en el centro de la concha y aterramiento del puerto, que han requerido cuantiosas inversiones destinadas a cambiar la morfología litoral y ofrecer más recursos turísticos, sin que se eliminase la raíz del problema. A la construcción de los tres diques exentos se unió la de un dique de contención de arenas para cerrar la entrada norte del puerto, que se aprovechó para radicar diversas infraestructuras socio-deportivas.

La costa de Huelva

Este segmento de costa mesomareal (rango medio 3 m) se caracteriza por una activa deriva litoral hacia el este y sudeste inducida por los vientos dominantes y las borrascas del Atlántico, sumadas a la corriente superficial de agua atlántica que entra en el Mediterráneo, cuyas direcciones están controladas por la morfología general de la costa del sudoeste peninsular.

A lo largo del Holoceno se han acumulado islas barrera, lagoones y flechas litorales que bloquean parcialmente las entradas de los estuarios del Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel, Guadalquivir y Guadalete favoreciendo la formación de marismas o llanuras mareales (figura 11.42). Las fluctuaciones del aporte debidas a los cultivos, desforestaciones y construcción de embalses han dado lugar a progradaciones y retrocesos notables de estos sistemas costeros.

Una de las áreas más interesantes de esta costa es la flecha de El Rompido, que crece activamente hacia el este. Al estudiar la estructura reflejada en los sistemas de crestas de playa colonizadas por vegetación y las depresiones entre ellas se pueden apreciar tres configuraciones distintas (figuras 11.43 y 11.44). Ello parece ser el reflejo de mecanismos diferentes, pues la flecha crece por la acción combinada de las olas y de las mareas (figura 11.45). Las olas mueven sedimento paralelamente a la costa generando crestas de playa que se curvan en el extremo de la flecha, mientras que las mareas tienden a producir canales *(inlets)* en los que el agua y el sedimento se mueven más o menos perpendicularmente a la costa.

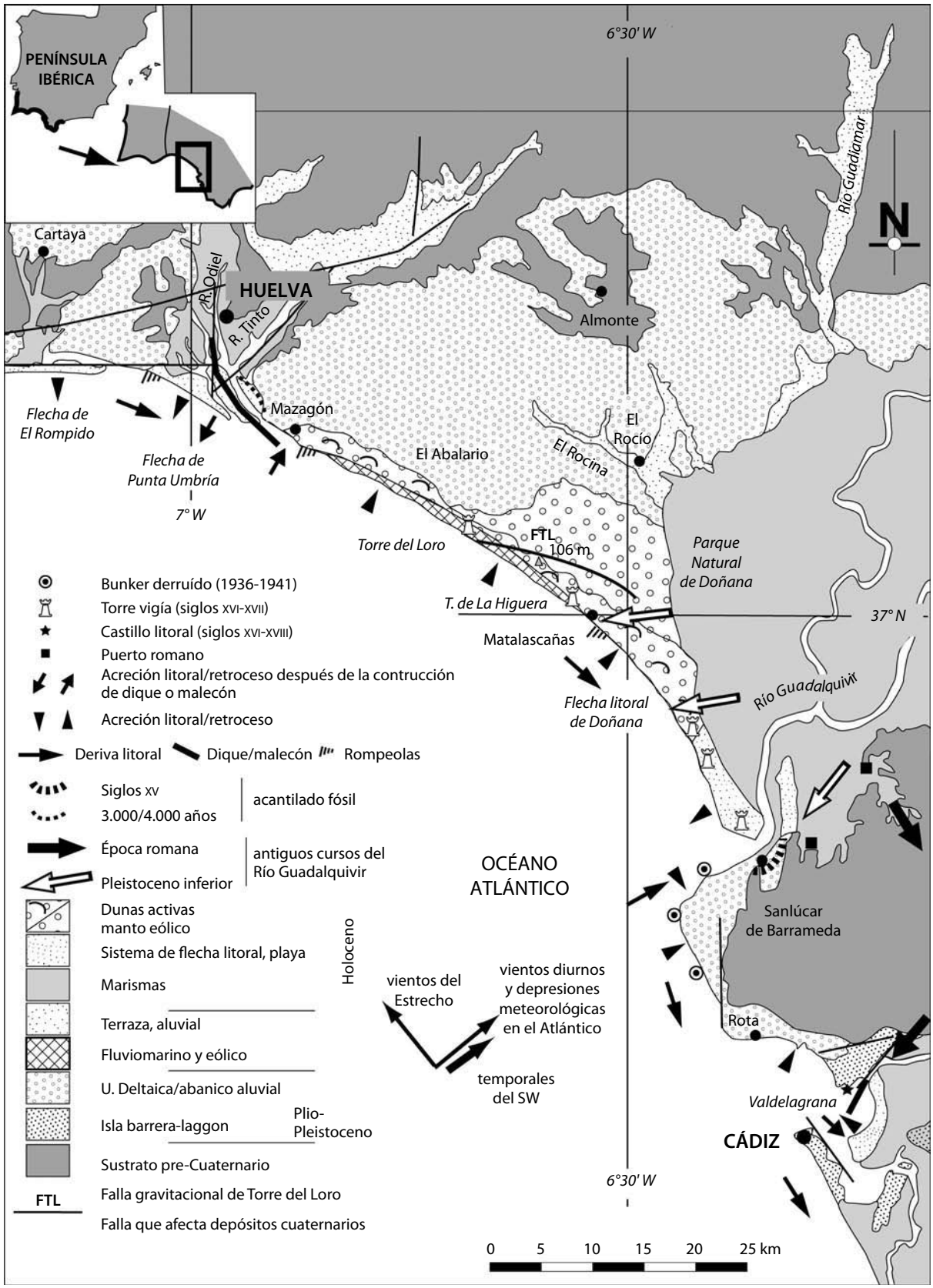


Figura 11.42. Esquema morfológico del golfo de Cádiz, direcciones de oleaje más representativas y procesos litorales registrados. Modificada de Zazo *et al.*, 1992.

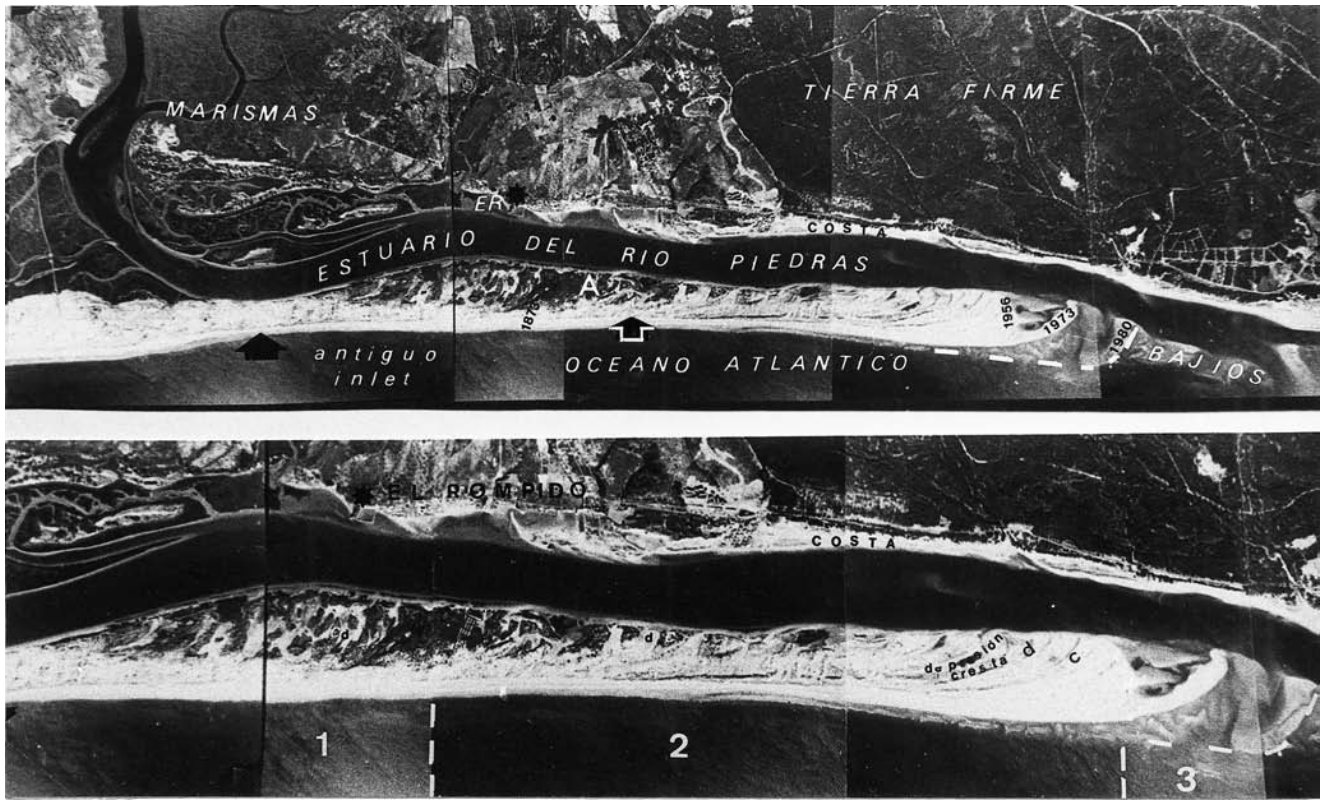


Figura 11.43. Fotografía aérea de la flecha de El Rompido (ER) en Huelva en 1973. Se ha marcado con trazos blancos la zona de bajíos incorporada desde esa fecha. La orientación de los sistemas de crestas (c) y de depresiones (d) con respecto a la dirección general de la costa, permite diferenciar tres fases de crecimiento. Las flechas indican la posición del antiguo *inlet* de El Rompido (I) frente a los restos del delta de flujo (F) y la posición del delta de reflujo (R) de la Almadraba (A) que se ha erosionado desde finales del siglo pasado (basado en Dabrio *et al*., 1987).

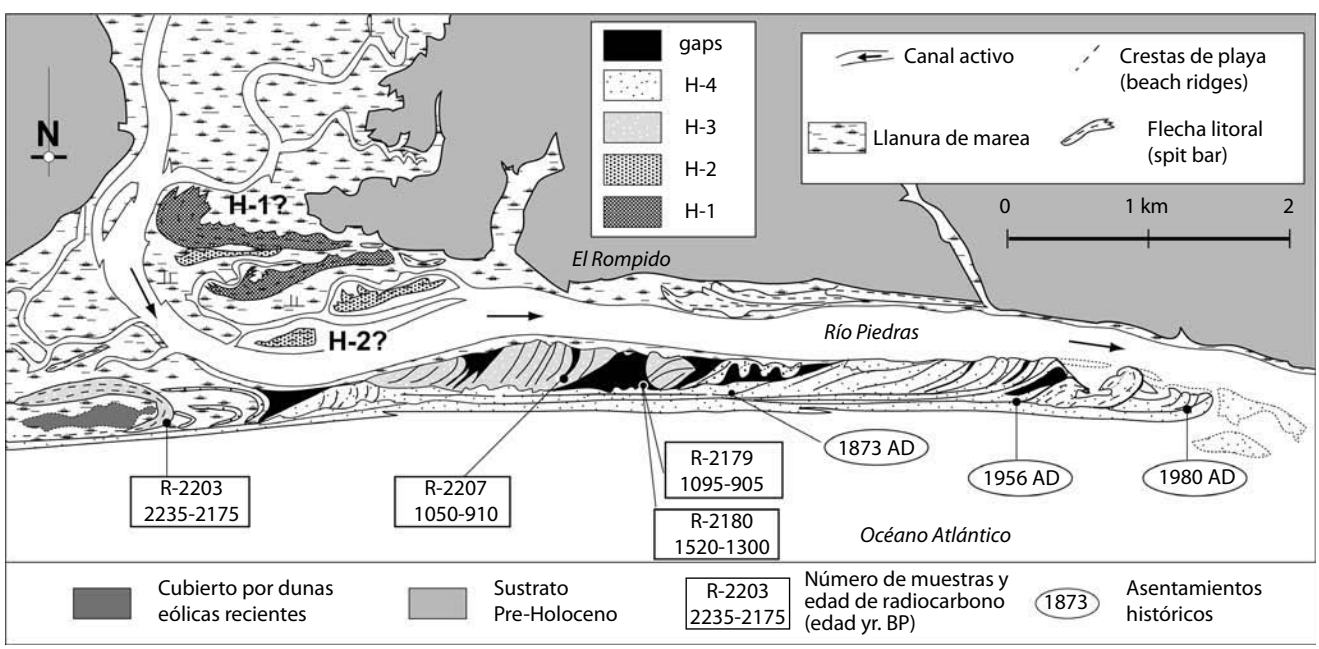


Figura 11.44. Mapa simplificado de la Flecha de El Rompido (río Piedras) con la situación de las muestras y las edades calibradas de radiocarbono. H-3 y H-4 son las fases de progradación que se citan más adelante. Modificada de Zazo *et al*., 1994.

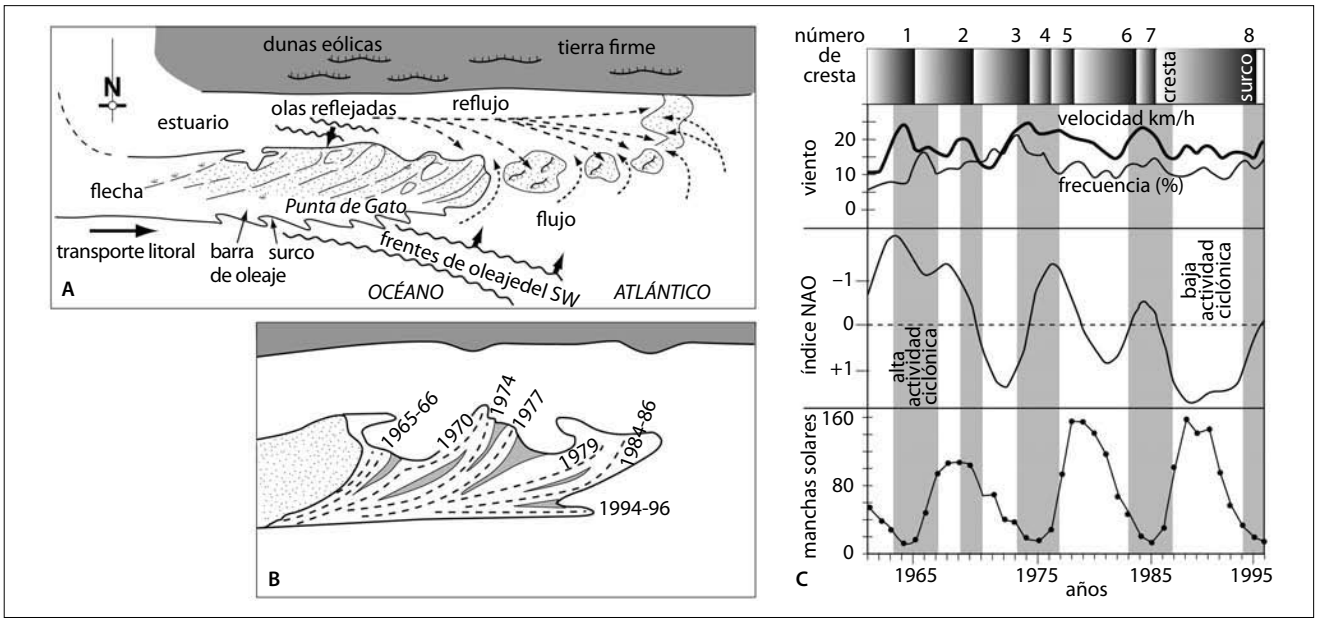


Figura 11.45. A: Modelo dinámico del funcionamiento de la flecha de El Rompido. La acción combinada del oleaje, que incide oblicuamente, y de la onda de marea genera una activa deriva litoral hacia el este que acumula arena en la desembocadura del río Piedras que actúa como trampa de sedimento y hace crecer la flecha hacia el este. El oleaje acumula la arena en barras (BO) separadas por surcos (**s**) y que acaban por soldarse a la berma para generar las crestas de playa. La acción del las corrientes de flujo y reflujo excava canales en el bajío y genera grandes *megaripples* orientados de acuerdo con ellas. Los deltas de flujo son destruidos por las activas corrientes del estuario, mientras que los de reflujo son modelados por las olas que tienden a devolver la arena contra la costa. (OR) olas producidas por los vientos terrales y olas reflejadas en la costa, que actúan sobre la parte interna de la flecha. B: Cronología de la formación de las crestas y los surcos entre 1956 y 1996. El color gris claro indica los surcos mayores. C: Relación del clima con la generación de crestas y surcos de playa. La actividad ciclónica se expresa en velocidades y frecuencias de los vientos del tercer cuadrante (SW) en otoño e invierno. B y C: modificadas de Rodríguez Ramírez *et al*., 2000.

El cambio de agente de transporte dominante parece deberse a la distinta cantidad de sedimento disponible por las olas y las mareas, pues no resulta plausible que se hayan modificado mucho la energía media del oleaje o el rango mareal en tan poco tiempo.

El sector occidental, frente a El Rompido (ER), fue el primero en formarse y lo hizo durante un período de aparente predominio mareal que originó sistemas de crestas y depresiones perpendiculares a la costa. Ello se debe a que el cierre de los canales de la Antilla y del Piedras forzó a que todo el prisma mareal del estuario y los lagoones costeros fluyera por el frente de la flecha recién creada (figura 11.36).

El sector central muestra un predominio aparente del oleaje manifestado en la tendencia de las crestas a disponerse paralelamente a la costa. Ello se debe a que el canal se había adaptado al nuevo caudal y a que las olas erosionaban los antiguos deltas de reflujo de los canales *(inlets)* que se habían colmatado. La deriva litoral barría la arena hacia la punta de la flecha poniendo mucho sedimento a disposición de las olas que lo incorporaron a las crestas de playa. Aguas abajo de la terminación de la flecha hay una pequeña zona erosiva que se desplaza costa abajo el crecer la flecha.

El sector oriental es el más reciente y el sistema de crestas y surcos tiende de nuevo a disponerse normal a la orilla, sugiriendo un nuevo predominio aparente de las mareas. La causa puede residir en que durante las faenas de recolección de bivalvos en el frente de la flecha (Punta del Gato) se ponen en suspensión grandes cantidades de sedimento que se mueven por la acción mareal.

La disponibilidad de sedimento por uno u otro proceso costero potencia su actuación y rompe el equilibrio en uno u otro sentido, sin que varíen apreciablemente sus valores absolutos. Los cambios pueden darse en ambos sentidos y ser repetitivos.

La intensa deriva litoral da lugar a otros problemas, pues las desembocaduras de los ríos y los canales mareales actúan como trampas de sedimento y provocan erosiones aguas abajo respecto a la deriva (figura 11.11). En estado natural el sistema había llegado a un estado de equilibrio que permitía el paso de sedimento de uno a otro lado de esos obstáculos. La construcción de espigones destinados a estabilizar los márgenes de los canales y diques de contención de arenas ha desencadenado en los últimos años un proceso de acumulación de arena aguas arriba del obstáculo y de rápida erosión aguas abajo. La causa es que la interrupción del transporte de sedimento a cargo de la deriva litoral no hace que ésta desaparezca sino que al cesar la recarga se genera un déficit que conduce rápidamente a la degradación y a la erosión costera. Cualquier solución debe partir de la base de que hay que garantizar el paso de arena de un lado al otro del obstáculo *(by pass)* de modo que se compense de algún modo la degradación inducida por la deriva. Si esto no se tiene en cuenta, los daños pueden aumentar al aplicar un remedio inadecuado. Como ejemplo de lo que no debe hacerse, se han construido allí nuevos espigones en las zonas afectadas por la erosión, con lo que se consigue detenerla en esos puntos pero se traslada el problema al último de ellos en la dirección de la deriva litoral. La costa adquiere en poco tiempo la forma de peine cuyos dientes evidencian el fracaso de una planificación inadecuada. En la costa de Matalascañas, el impacto se ha mitigado por la periódica adición artificial de arena; una serie de postes de control permiten medir el estado de degradación de los perfiles de playa y alimentan un modelo matemático.

En síntesis, los estudios de dinámica litoral en ambientes sedimentarios actuales revisten un gran interés pues ayudan a entender los procesos sedimentarios y facilitan la interpretación de secuencias fósiles, además de dar una idea del orden de magnitud de los procesos y de la velocidad con que se realizan. Todo ello debe llevar a una mejor comprensión de los modelos sedimentarios (figura 11.46).

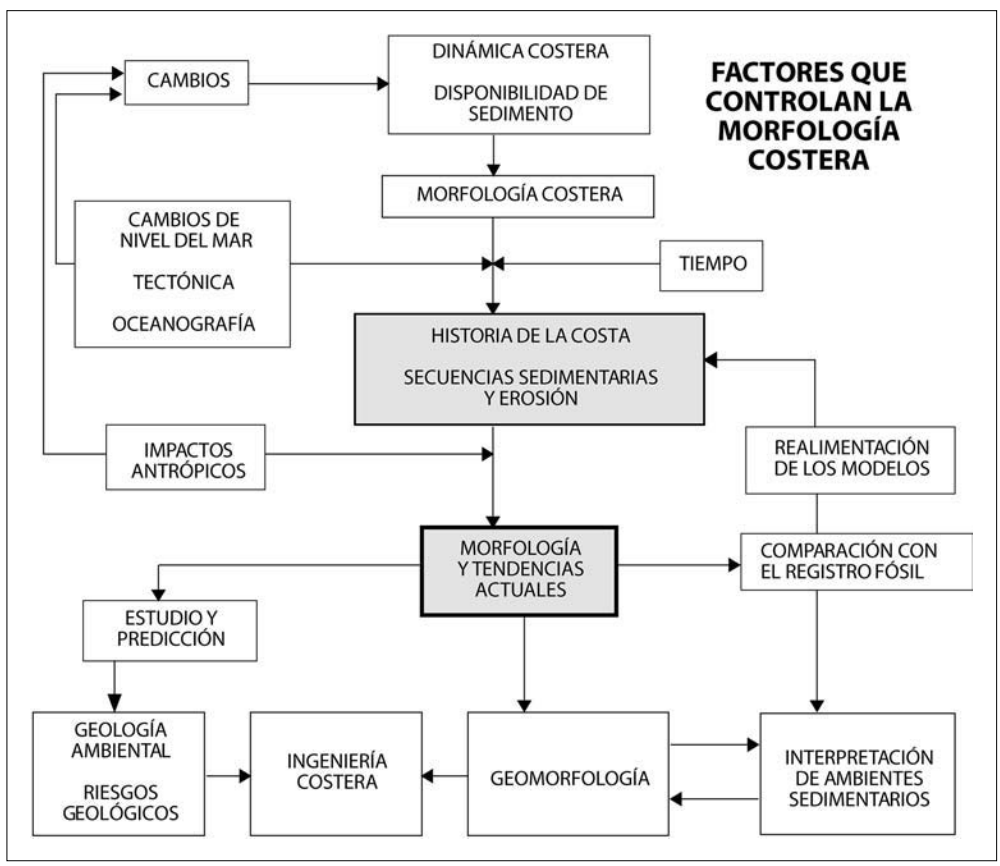


Figura 11.46. Diagrama de flujo de los principales factores que controlan la morfología costera y las conclusiones implicadas para ulteriores estudios dinámicos y de ingeniería costera. Algo modificado de Dabrio y Polo (1987).

EJEMPLOS FÓSILES: LA SECUENCIA DE PLAYA

En los estudios de costas fósiles el material de trabajo habitual es el afloramiento, en el que se pueden observar secuencias sedimentarias y, si el tamaño lo permite, la forma de los cuerpos sedimentarios y los dispositivos tridimensionales.

Estos rasgos y las secuencias resultantes dependen del comportamiento del nivel del mar y del aporte sedimentario durante el depósito de esos materiales. Por ello, antes de entrar a discutir las secuencias hemos de dedicar unas líneas al nivel del mar, los cambios que experimenta y las causas que los fuerzan.

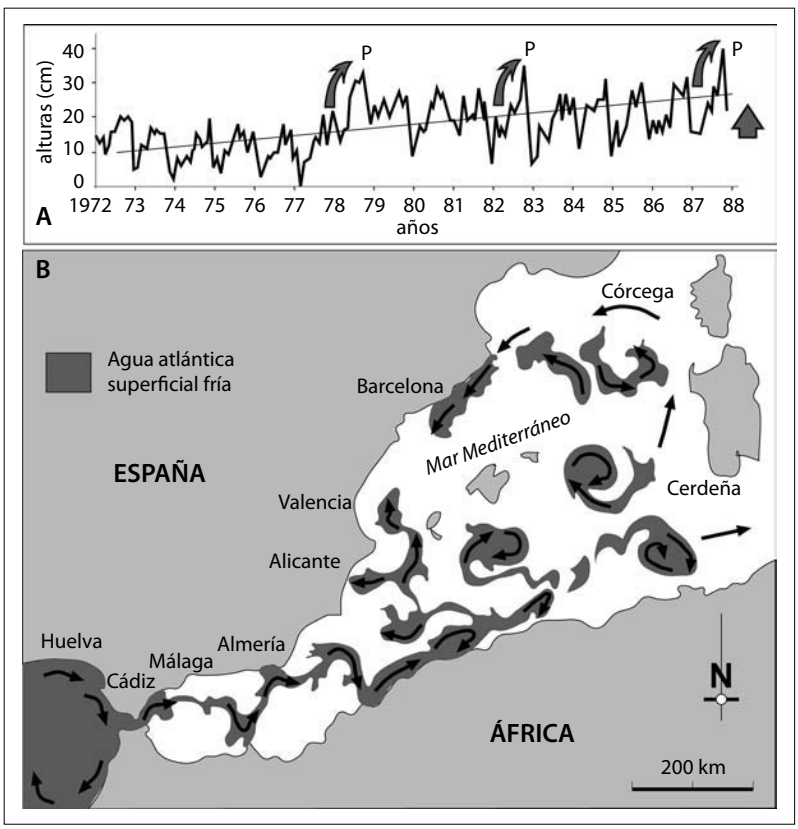


Figura 11.47. A: Oscilaciones del nivel medio del Mediterráneo en Málaga (IEO, 1991), en el que las flechas (P) indican pulsos positivos más fuertes de lo normal, y B: esquema del flujo de agua superficial atlántica hacia el mar Mediterráneo. Modificada de Somoza *et al.*, 1994.

El nivel del mar

El nivel medio del mar tiene mucha importancia en nuestras vidas (y no sólo por las visiones alarmistas de un futuro encharcado) pues sirve de base *(datum)* de los levantamientos topográficos, partiendo de la base de que el nivel es inmutable, lo cual se sabe hoy día que no es cierto. España utiliza el nivel medio del Mediterráneo en Alicante, donde el rango mareal es «casi» cero. No obstante, los mareógrafos registran diferencias de varios decímetros en el curso del año, con máximas en otoño y mínimas a primeros de año (las «secas» de enero). Están causadas por variaciones de presión atmosférica, evaporación, densidad del agua (que, a su vez, es función de la temperatura y la salinidad del agua) y el intercambio de masas de agua entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar (figura 11.47).

Las variaciones del nivel del mar se denominan genéricamente *eustasia* y se deben a varias causas. Entre las más importantes están, en orden creciente de velocidad de cambio del nivel del mar (figura 11.48): las *variaciones del volumen de la cuenca* (tectonoeustasia) que producen cambios de nivel del mar muy extensos pero muy lentos (menos de 0,6 mm/año), las *variaciones en el volumen del agua de los océanos*, debidas parcialmente a eustasia glacial, llegan a 10 mm/año), las *variaciones en la distribución del nivel de las masas oceánicas* por eustasia geoidal que oscilan entre 10 y 30 mm/año y los *cambios* (meteorológicos, hidrológicos, oceanográficos) *en la superficie dinámica del nivel del mar*, que son los más rápidos de todos pues llegan a alcanzar los 100 mm/año (y localmente 200 mm/año). Según esto, las más interesantes a corto plazo son la eustasia glacial, la eustasia geoidal y la eustasia debida a la dinámica de la superficie del mar.

La costa, como límite de la litosfera y la hidrosfera, siempre está presente en el registro geológico. Ahora bien, la localización concreta de sus depósitos, o las huellas erosivas de los agentes dinámicos que actúan en ella variará con el tiempo en función de las variables citadas en el párrafo anterior. De ahí la afirmación: «la costa es un rasgo temporal», aunque en realidad sólo se haga referencia a su posición.

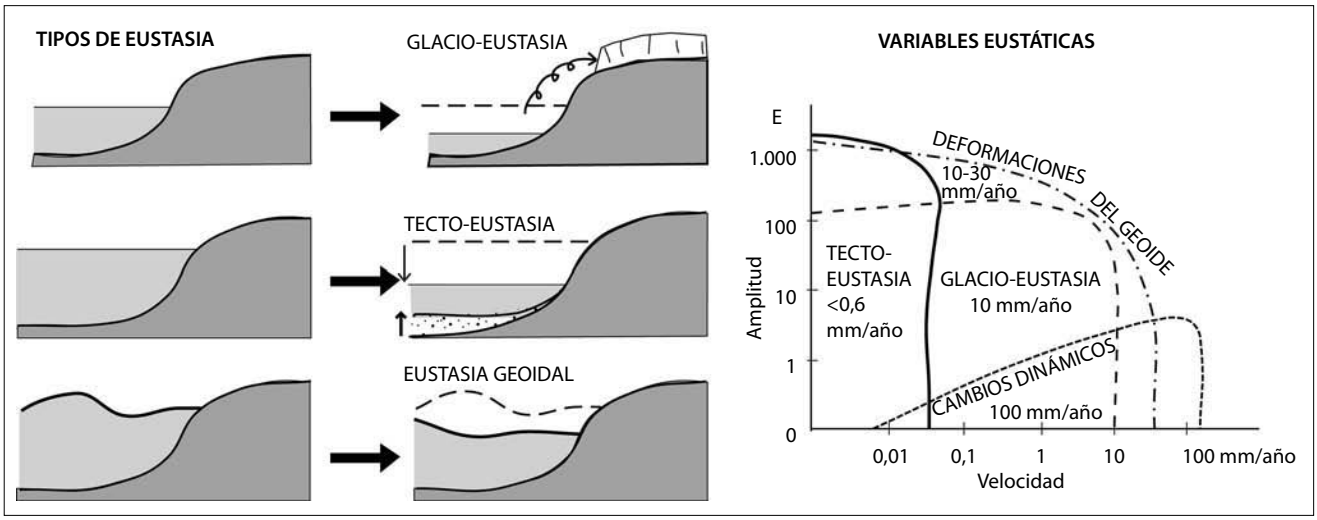


Figura 11.48. Tipos de eustasia y variables eustáticas. Modificada de Mörner, 1983.

El litoral responde a los cambios eustáticos con desplazamientos de decenas o centenares de kilómetros en la horizontal y centenares de metros en la vertical. Ello modifica la dinámica de los sistemas costeros y la extensión que cubren, afectando los sistemas morfosedimentarios y sus depósitos ((figura 11.49). Los cambios se extienden no sólo a los ambientes sedimentarios anejos a las playas (deltas, estuarios, plataforma) sino a los alejados de ellas (continentes y fondos marinos).

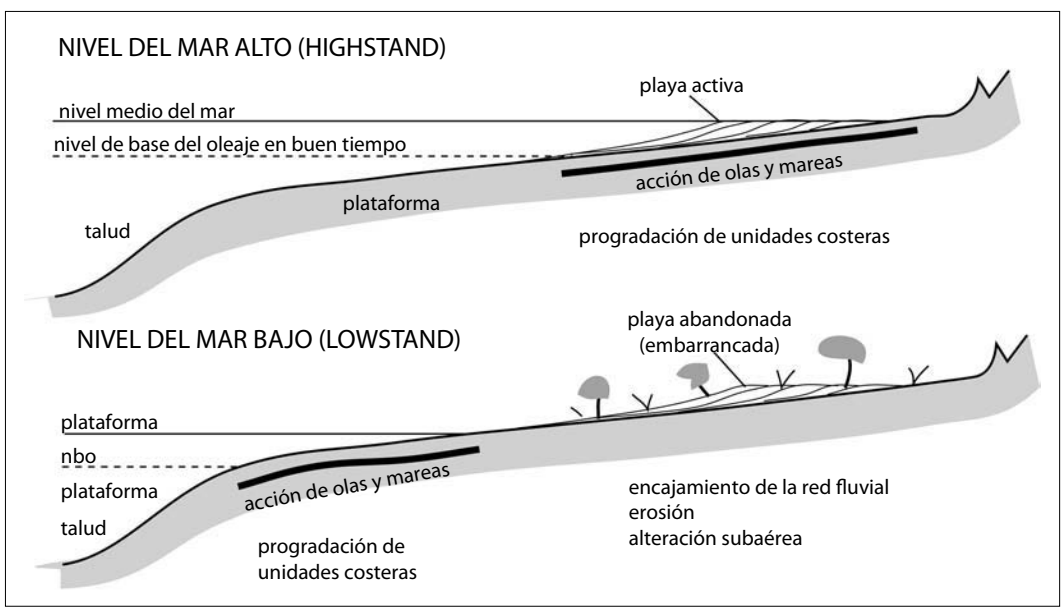


Figura 11.49. Influencia de los cambios relativos de nivel del mar sobre la repartición de los ambientes litorales y los procesos que actúan en ellos.

Aunque hoy día se prime la importancia de la componente glacial como responsable de los cambios eustáticos más aparatosos durante el Pleistoceno superior, no puede olvidarse la influencia de la tectónica en las costas tectónicamente activas, pues de ella depende en gran medida la organización tridimensional, es decir, en la arquitectura estratigráfica de los depó-

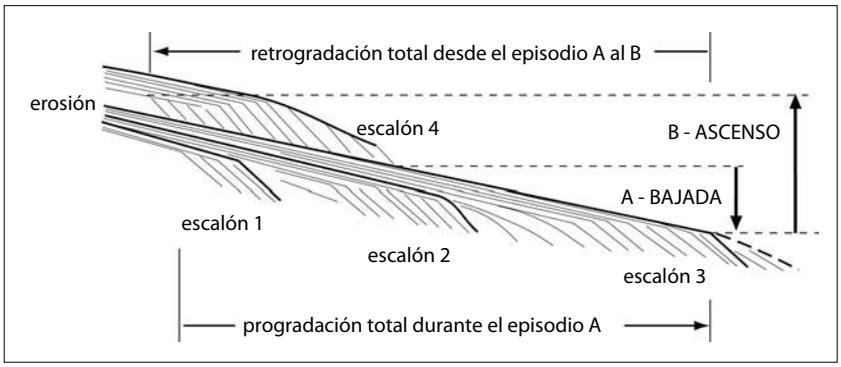


Figura 11.50. Uso de la estratificación cruzada tabular *(planar)* apuntando hacia el mar que genera el crecimiento del escalón y sus posiciones sucesivas para reconstruir la progradación o retrogradación de la playa y las tendencia a corto plazo del nivel del mar.

sitos. El comportamiento tectónico, o sea la elevación o subsidencia, de un sector costero y la velocidad del movimiento se calculan tomando como punto de referencia la cota o altura topográfica actual de los depósitos litorales de una edad conocida y, dentro de ellos, la posición del escalón de la parte baja del *foreshore* (figura 11.50), o una facies equivalente, que indique el nivel del mar en el momento del depósito.

Por ejemplo, el análisis de la arquitectura estratigráfica de las unidades pleistocénicas y holocenas depositadas en el sudeste español durante los *highstands* (posiciones del nivel del mar alto) de alcance global permite deducir el comportamiento tectónico de la costa motivado, en última instancia por la aproximación de África e Iberia durante el Cuaternario. Para ello se estudian los depósitos costeros del Último Interglacial (128 y 95 Ka B.P.) que contienen una fauna cálida con *Strombus bubonius* Lamark, un gasterópodo de gran tamaño que vive actualmente en las costas africanas de Guinea y Cabo Verde y se reconstruyen los diversos modelos morfosedimentarios (figura 11.51).

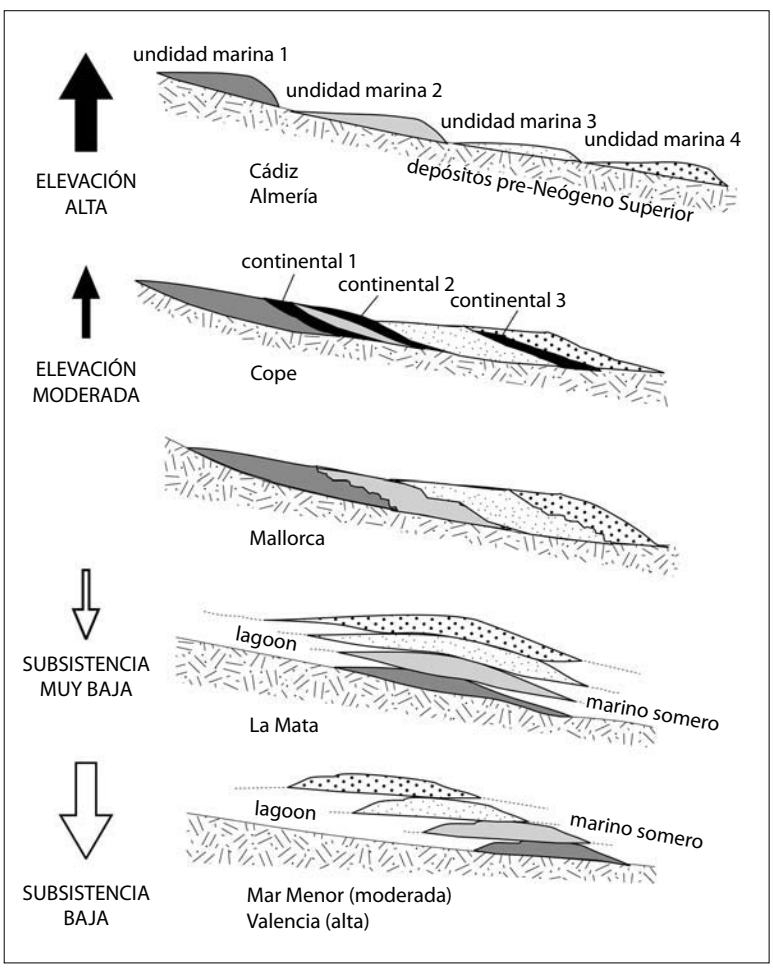


Figura 11.51. Modelos de arquitectura estratigráfica de las unidades morfosedimentarias pleistocénicas y holocenas del sudeste español según el comportamiento tectónico.

Las áreas con levantamiento tectónico y en las que hay relación lateral entre los depósitos marinos y continentales se caracterizan por unidades de playas progradantes encajadas unas en otras formando una escalinata, mientras que las subsidentes favorecen el desarrollo de secuencias apiladas verticalmente con solapamiento costero *(onlap)* de los depósitos de isla barrera y *lagoon*.

Por su parte, la influencia glacioeustática ha sido muy grande en el Pleistoceno y Holoceno pues la terminación del ultimo período glacial se caracterizó por varios episodios de subida rápida denominados pulsos de fusión (MWP) a partir de los 130 m que había descendido en las áreas más alejadas de los antiguos casquetes polares. El primer pulso se produjo entre ca. 19 y 16 Ka BP con una velocidad de ascenso relativamente baja (3,3 mm/a) que luego se incrementó a 15 mm/a entre 16 y 12,5 Ka BP. Entre 12,5 y 11 Ka BP se produjo una interrupción de la subida, o incluso un pequeño descenso, que corresponde al Younger Dryas. De nuevo volvió a ascender entre 11 y 9 Ka BP para alcanzar su nivel actual hacia 7 Ka BP. Desde entonces, el

factor glacioesutático cedió el protagonismo del control del nivel del mar global a la redistribución de masas de agua por medio de las corrientes superficiales inducida por una combinación glacio-hidro-isostática.

La eustasia y la línea de costa: conceptos generales

En resumen, las fluctuaciones eustáticas modifican drásticamente los ambientes costeros forzando desplazamientos, a veces espectaculares, de la línea de costa (figura 11.49); pero antes de seguir adelante, conviene aclarar algunos conceptos.

El *nivel del mar* sube o baja con respecto a uno o varios puntos de referencia. Por ello hablamos de ascensos o descensos del nivel relativo del mar. Cuando el nivel del mar es alto se habla de *highstand* (traducido a veces por alta parada) y deja depósitos y otros rasgos sedimentarios o erosivos «colgados» con respecto al nivel del mar actual. Estos depósitos se denominan terrazas marinas. Cuando el nivel relativo del mar es bajo se habla de *lowstand*.

La *línea de costa* puede desplazarse hacia tierra, hacia el mar, o permanecer más o menos en la misma posición. En el primer caso se habla de transgresión y en el segundo de regresión. Hay que recalcar que este fenómeno se vería, por ejemplo, en un mapa de una isla porque la transgresión reduciría su extensión superficial mientras que la regresión la aumentaría. Sin embargo, en tres dimensiones la cosa es algo más compleja: a raíz de una subida de nivel del mar no compensada por el aporte sedimentario (de esto se hablará más adelante) la costa (la orilla) no sólo se desplazaría hacia tierra, sino también hacia arriba por la llanura costera, produciendo un *onlap* costero (figura 11.51).

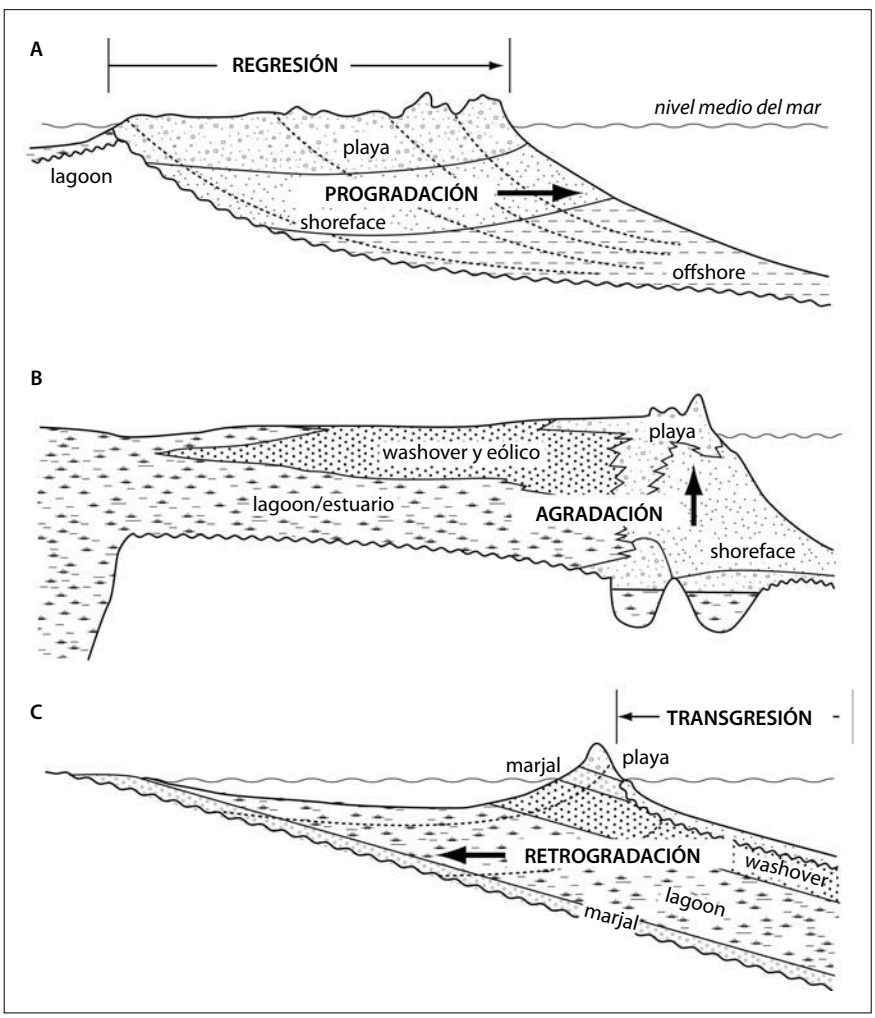


Figura 11.52. Tres casos elementales de evolución de la línea de costa que ilustran los términos que se explican en el texto. Modificadas de A: Kraft y John, 1979, B: Bernard *et al*., 1970 y C: Fisk, 1959 y Morton y McGowen, 1980.

Los cinturones de *facies* experimentan progradación y retrogradación con relación a las posiciones proximales que, en nuestro caso, son las facies de playa (figura 11.52). Progradación se refiere al desplazamiento o avance de las facies proximales (las costeras) hacia el mar, o a su evolución en este sentido observada en una secuencia vertical, en sentido estratigráfico ascendente (secuencia progradante). Retrogradación indica la migración de facies costeras hacia el continente (véase una discusión en Dabrio y Hernando, 2003) o la evolución hacia facies más marinas en la vertical (secuencia retrogradante).

Los términos secuencia de somerización y secuencia de profundiza-

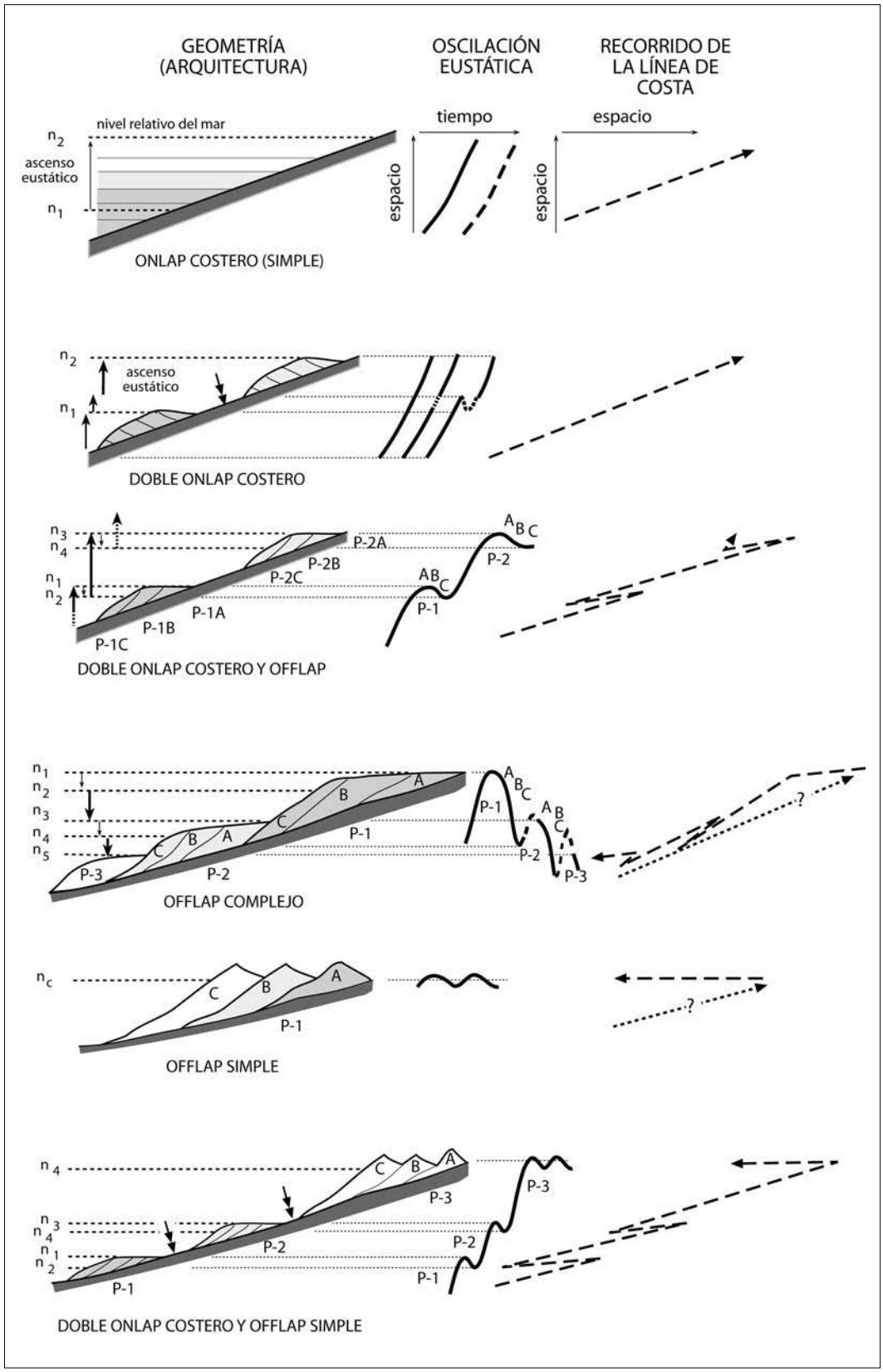


Figura 11.53. Modelos conceptuales de diversos apilamientos de unidades costeras («arquitectura estratigráfica»), sus relaciones con las fluctuaciones eustáticas que las originan y los desplazamientos asociados de la línea de costa.

ción tienen un sentido parecido e indican la tendencia a pasar de ambientes someros a profundos o viceversa, en sucesiones verticales estudiadas en orden estratigráfico ascendente.

Si se consideran diversas combinaciones de oscilaciones eustáticas y el orden en que se producen, se obtienen distintos modelos de desplazamientos de la línea de costa y de relaciones tridimensionales de unidades sedimentarias y superficies erosivas (figura 11.53).

Acomodación, aporte y secuencias resultantes

Los conceptos expuestos en las páginas anteriores cobran sentido geológico cuando se analiza la generación de las secuencias de playa como el resultado de la interrelación entre el espacio de acomodación (A) y el aporte sedimentario (S). Al transcurrir el tiempo, tanto la acomodación como el aporte sedimentario pueden aumentar, reducirse o permanecer constante, de modo que los intervalos temporales suponen incrementos (positivos, negativos o nulos) de ambos factores, a los que llamaremos incremento de acomodación (ΔA) e incremento del aporte sedimentario (ΔS) respectivamente.

Representando las posibles combinaciones en un gráfico se obtienen seis modelos, con todos los pasos intermedios, que permiten organizar las secuencias de playa y describirlas ordenadamente en función de la eustasia (como inductora de la acomodación) y del aporte sedimentario (figura 11.54). Por una cuestión didáctica comienza la descripción por la progradación pura dejando la regresión forzada como una derivación de aquella, facilitando así la mejor comprensión.

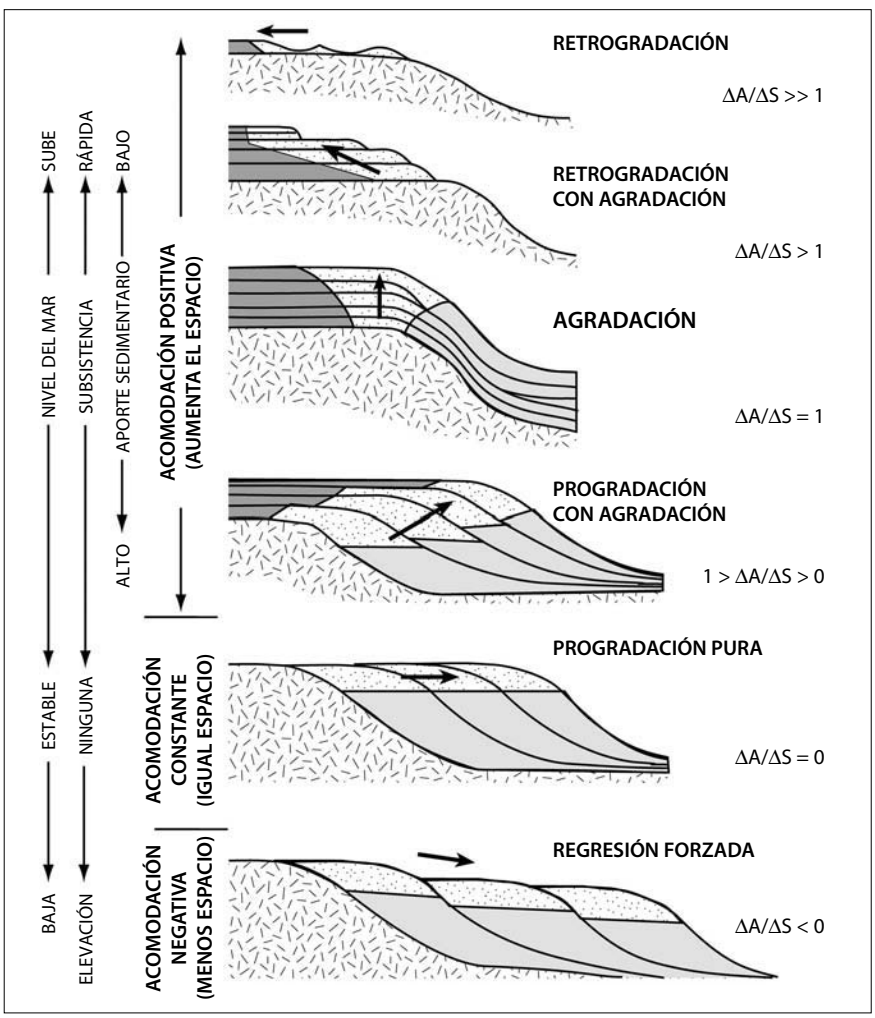


Figura 11.54. Influencia de la relación entre el espacio (volumen) de acomodación (ΔA) y el aporte sedimentario (ΔS) sobre la arquitectura de los depósitos y evolución en el transcurso del tiempo (inspirado en Homewood *et al.*, 1996).

Secuencias de playa con nivel del mar constante (progradación pura)

El aporte a la costa (ΔS) no encuentra respuesta en la creación de acomodación (ΔA = 0), y la relación ΔA/ΔS = 0. El resultado es una progradación pura y nos referimos a ellas como secuencias de playa en sentido estricto.

Las sucesiones progradantes se caracterizan por una megasecuencia negativa: el tamaño de grano, la selección del sedimento *(sorting)* y el nivel de energía manifestado en las estructuras sedimentarias primarias aumentan hacia el techo de la secuencia (figura 11.55). Normalmente pueden reconstruirse las geometrías de la progradación y las cuñas de sedimento inclinadas hacia el mar

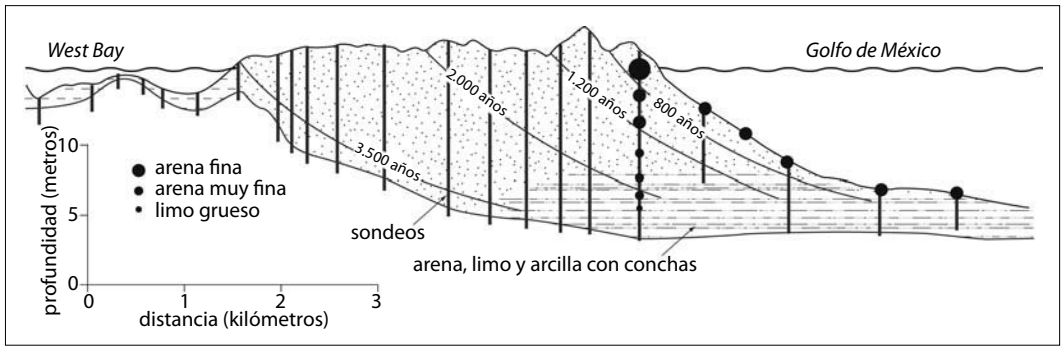


Figura 11.55. Progradación de la Isla de Galveston (USA) con nivel del mar constante, deducida a partir de datos de sondeos someros y dataciones radiométricas (modificada de Bernard *et al.*, 1962).

cambiando de facies progresivamente. Las dunas eólicas se asientan sobre las elevaciones de las crestas de playa y exageran su relieve.

El contenido fosilífero es variable y con frecuencia muy escaso. En sentido ascendente en la megasecuencia se apreciaría un cambio progresivo desde organismos marinos a costeros e incluso terrestres incluyendo niveles de carbón enraizado que representa el ambiente de llanura costera vegetada. Las ichnofacies reflejan el incremento progresivo de la energía y, en su caso, el tránsito a los ambientes subaéreos. La red de paleocorrientes puede ser muy compleja pero probablemente el sistema de circulación costera dará lugar a dos máximos: uno más o menos perpendicular a la costa (normalmente con dos sentidos) y el otro paralelo a ella.

Es éste el caso típico de las grandes llanuras costeras como la de Nayarit (México) y, a una escala más modesta, las de Roquetas de Mar (Almería, figura 11.25) y Doñana (Huelva).

Se pueden distinguir a su vez dos casos generales: las playas de arena y las de grava, de las que se presentan secuencias características pues hay ciertas diferencias de organización y facies.

Playas arenosas progradantes

Como ejemplo de secuencia de playas arenosas se incluye la de las Arenas de Neurath (Mioceno superior, cuenca del Bajo Rin, República Federal de Alemania) que comprende desde el *shoreface* inferior hasta depósitos de turba en bosque húmedo. En ella, cada subambiente se reconoce por las secuencias resultantes de los procesos activos (figura 11.56).

En el *shoreface* presenta secuencias granodecrecientes con estratificación cruzada *hummocky* generada por tormentas. Más hacia la costa aparece estratificación cruzada debida al oleaje que afecta el fondo con más asiduidad. Se diferencian dos subfacies: una caracterizada por laminación paralela de régimen de flujo alto y estratificación cruzada en artesa, que se atribuye a depósitos en barras de oleaje; la otra está caracterizada por estratificación cruzada tabular y sigmoidal con paleocorrientes esencialmente paralelas a la paleo-costa; se asimila a zonas de surcos entre barras. La zona de batida se caracteriza por laminación paralela con dos subfacies: una, inferior, de laminación paralela difusa que se asimila a la zona de *surf* o resaca y la otra, superior, con laminación paralela cuyas láminas muestran suaves discordancias internas y una buena selección de la arena, que se interpreta como un depósito en la zona de batida o *swash*. El *backshore* está representado por arenas con laminación paralela discontinua con niveles de restos carbonosos *(lag)* y bioturbación por pequeños crustáceos y raíces. Culmina la secuencia con las facies de dunas costeras eólicas vegetadas y lignito con raíces a muro, formado en un bosque húmedo. Las fotografías que ilustran las descripciones de las facies sedimentarias de este capítulo corresponden a estos materiales.

Otro ejemplo muy conocido en la literatura sedimentológica es la Arenisca Gallup del Cretácico de Nuevo Méjico (Campbell, 1971) cuya secuencia de facies es similar a ésta.

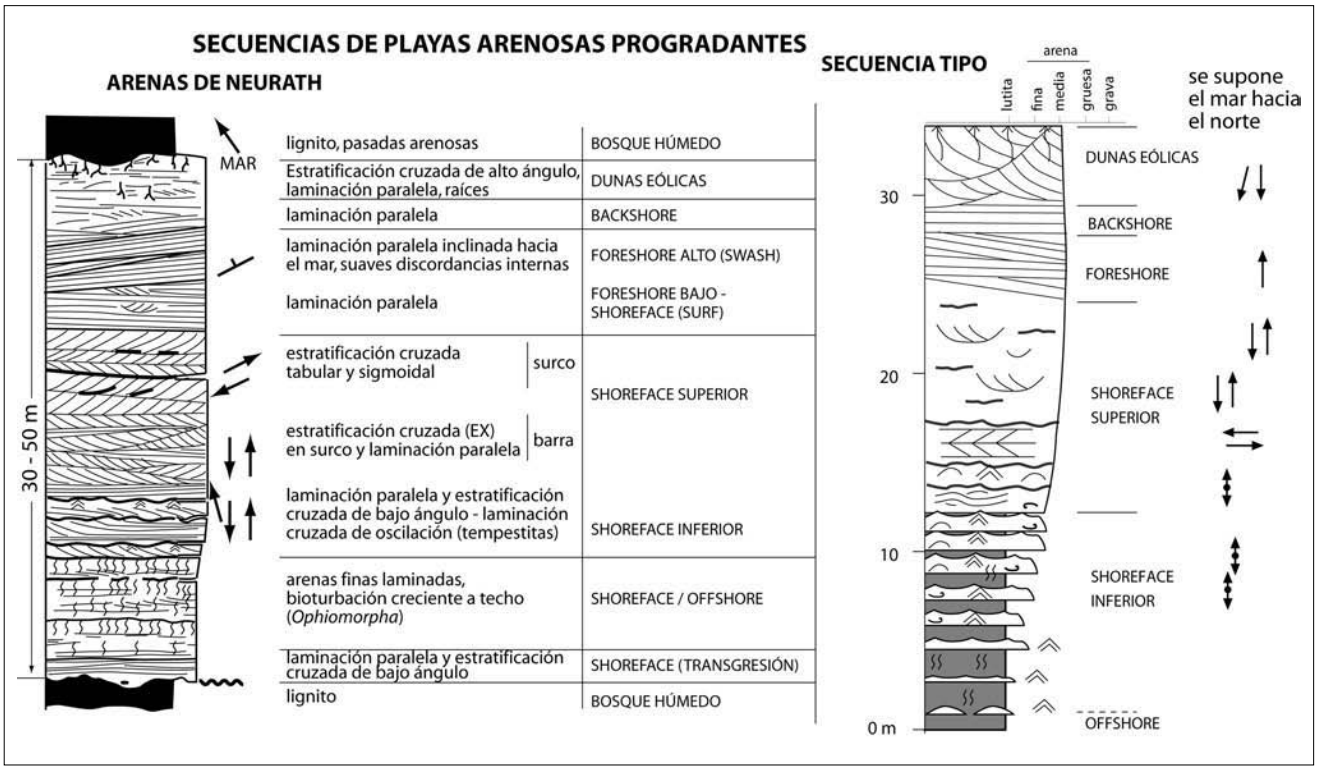


Figura 11.56. Secuencias esquemáticas de facies en playas arenosas progradante. A la izquierda, Arenas de Neurath arriba (basado parcialmente en Fernández y Dabrio, 1977). A la derecha, una secuencia general de este tipo de playas. Flechas: paleocorrientes con el norte hacia arriba.

Playas conglomeráticas progradantes

La disipación de la energía del oleaje y los subambientes son similares a los anteriores, pero las facies resultantes son distintas pues la granulometría de los depósitos dificulta o impide el desarrollo de estratificaciones o laminaciones cruzadas y en muchos casos solo se consiguen imbricaciones, laminaciones groseras o diferencias de granulometría.

Se propone como ejemplo la secuencia de playa de grava micromareal de Las Amoladeras (Bahía de Almería), que tiene un análogo fósil del Último Interglacial a unos cientos de metros de distancia. El tamaño de grano disponible (según la distancia a la desembocadura de las ramblas que las alimentaban), la tectónica y la orientación de la costa respecto a los vientos y oleajes varían de unos puntos a otros, pero se reconoce una pauta o secuencia general (figura 11.57, izquierda).

En la base, el *shoreface* inferior cerca de la zona de transición está representado por arenas bioturbadas con laminación cruzada de *ripples* de oscilación. El *shoreface*, bajo la acción del oleaje, presenta arenas y gravas con estratificación cruzada de *megaripples* de oscilación. En el *foreshore* se distinguen dos facies: la inferior, correspondiente a la parte baja de la zona de batida, contiene los mayores tamaños de grano disponibles en la playa, incluyendo los restos fósiles. En algunos puntos, cuando el tamaño de grano lo permite (o sea, cuando no son grandes bloques) presenta estratificación cruzada de mediana escala apuntando hacia el mar, producida por la progradación del escalón *(plunge step)*. Hacia arriba, el tamaño de grano se hace menor pasando a gravas bien seleccionadas con laminación paralela inclinada hacia el mar y clastos imbricados. La parte alta consiste en gravas y arenas gruesa laminadas que tienden a hacerse más groseras hacia el techo; en conjunto representan la parte superior del *foreshore* y la berma, con acumulaciones locales de gravas imbricadas formadas por acumulación de los

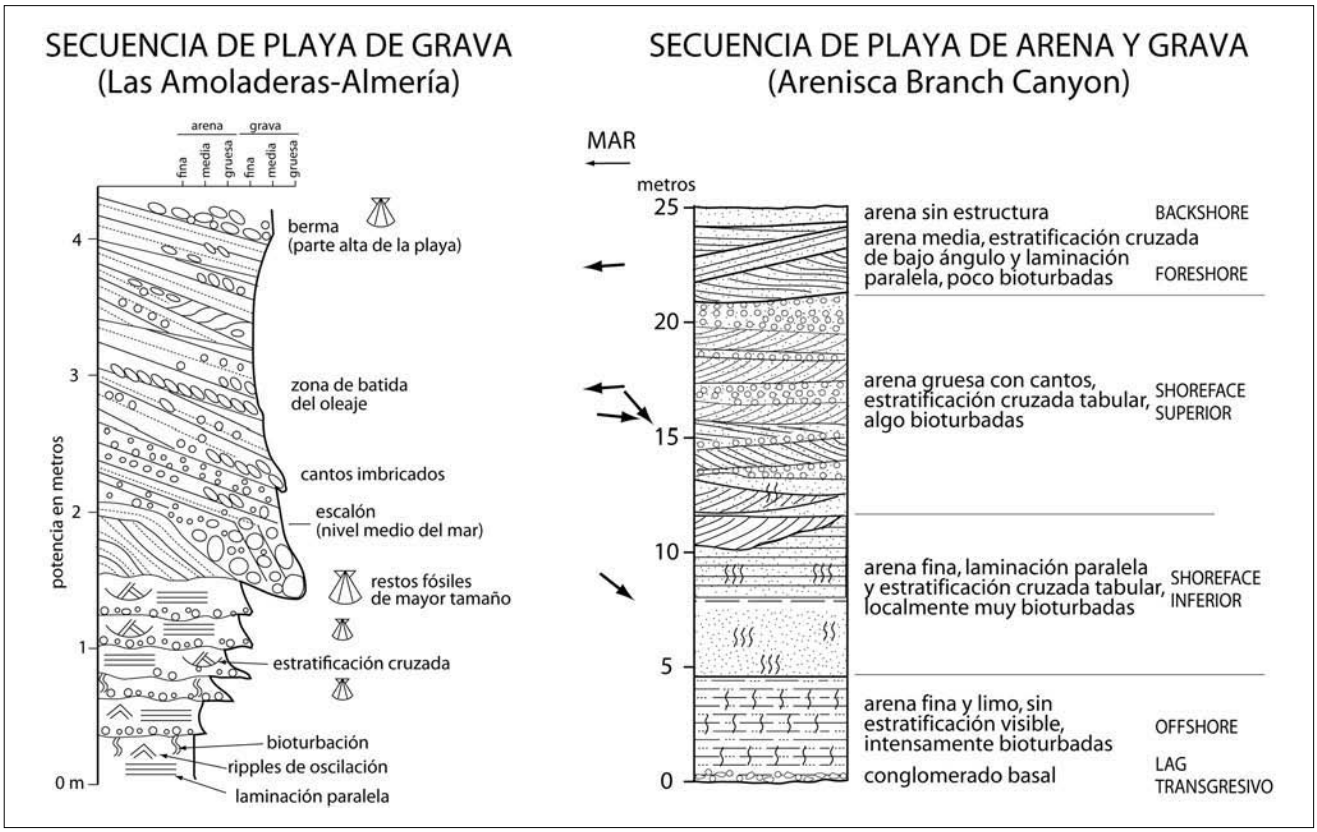


Figura 11.57. Secuencias progradantes en una playa conglomerática del Tirreniense de Almería y en otra de arena y grava en la Arenisca de Branch Canyon. Modificadas de Dabrio *et al.*, 1985 y Clifton, 1973.

cantos gruesos arrastrados por las olas ascendentes *(swash)* que no alcanzan la parte más alta de la berma. Por eso se les ha llamado en algún trabajo bermas secundarias efímeras. En los ejemplos fósiles se encuentra estratificación cruzada tabular hacia tierra correspondiente a antiguas crestas de playa *(ridges)* formadas en los primeros estadios de la transgresión durante el ascenso eustático y por ello se sitúan sobre la superficie erosiva correspondiente a la bajada eustática.

La megasecuencia negativa de la Arenisca miocena de Branch Canyon en California (Clifton, 1973) presenta unas características intermedias entre las anteriores, pues el tamaño de grano es arena y grava (figura 11.57, derecha). Se interpreta como el resultado de la progradación de una costa de alta energía, sin barras, parecida a la actual de Oregón.

Secuencias de playa con nivel del mar en descenso (regresión forzada)

Cuando la sedimentación se produce durante un período de bajada eustática, típicamente por caída del nivel del mar o por levantamiento tectónico del continente, cada incremento de acomodación es negativo (se reduce el espacio disponible) y las unidades de playa forman una escalera o anfiteatro de terrazas imbricadas o colgadas. La relación $\Delta A/\Delta S$ en negativa (<0).

La costa retrocede hacia el mar y se produce una regresión, denominada específicamente regresión forzada.

El paso de los rompientes hacia el mar va erosionando progresivamente parte de las facies de *shoreface*. La presencia de esta cicatriz erosiva es un rasgo distintivo esencial pues supone la eliminación de una buena parte del registro original (figura 11.58).

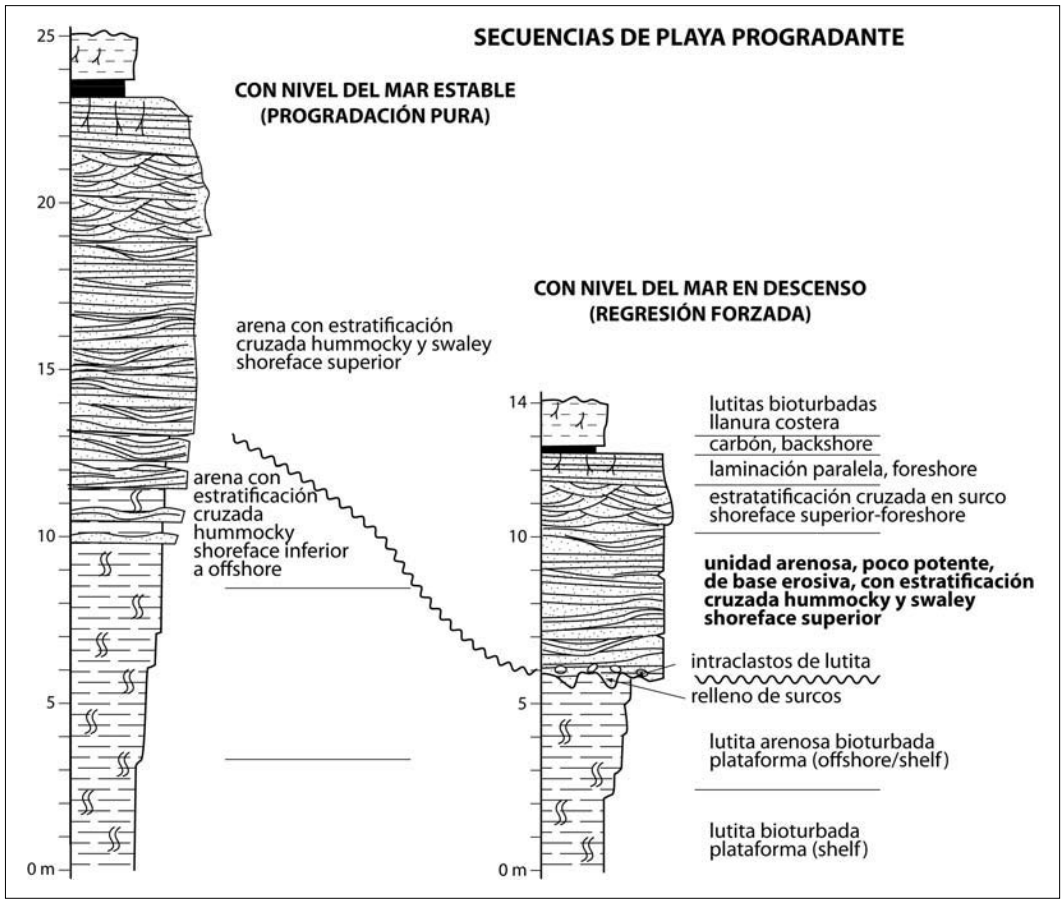


Figura 11.58. Secuencia arenosa de *shoreface,* con base neta y erosiva depositada durante un descenso del nivel del mar. Modificada de Walker y Plint, 1992.

Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y abundante aporte sedimentario: progradación con agradación

En este caso, el abundante aporte sedimentario supera la capacidad de creación de espacio de acomodación y la relación $\Delta A/\Delta S$ está entre cero y uno ($1 > \Delta A/\Delta S > 0$), con un mínimo cuando la subida eustática es muy pequeña y al máximo cuando ambas variables son casi iguales (cuando lo son, se llega a un nuevo modelo que se expondrá en el siguiente apartado).

Las sucesiones se caracterizan por la tendencia negativa: el tamaño de grano, la selección del sedimento *(sorting)* y el nivel de energía manifestado en las estructuras sedimentarias primarias aumentan hacia el techo de la secuencia. A techo, el conjunto queda recubierto por los sedimentos de lagoon. Entre unos y otros pueden situarse las facies del sistema canal-delta mareal, en el caso de que la costa estuviese sometida a las mareas (figura 11.59).

Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y abundante aporte sedimentario que compensa la creación de espacio de acomodación: agradación

Cuando ambas variables se compensan, la relación $\Delta A/\Delta S = 1$ y los depósitos costeros se apilan unos sobre otros aunque la línea de costa permanece poco más o menos en la misma posición (figura 11.52, centro).

Las sucesiones son monótonas, con repeticiones de facies y diversas erosiones, según el punto en el que se sitúe el corte estudiado, ya que los subambientes se desplazan una y otra

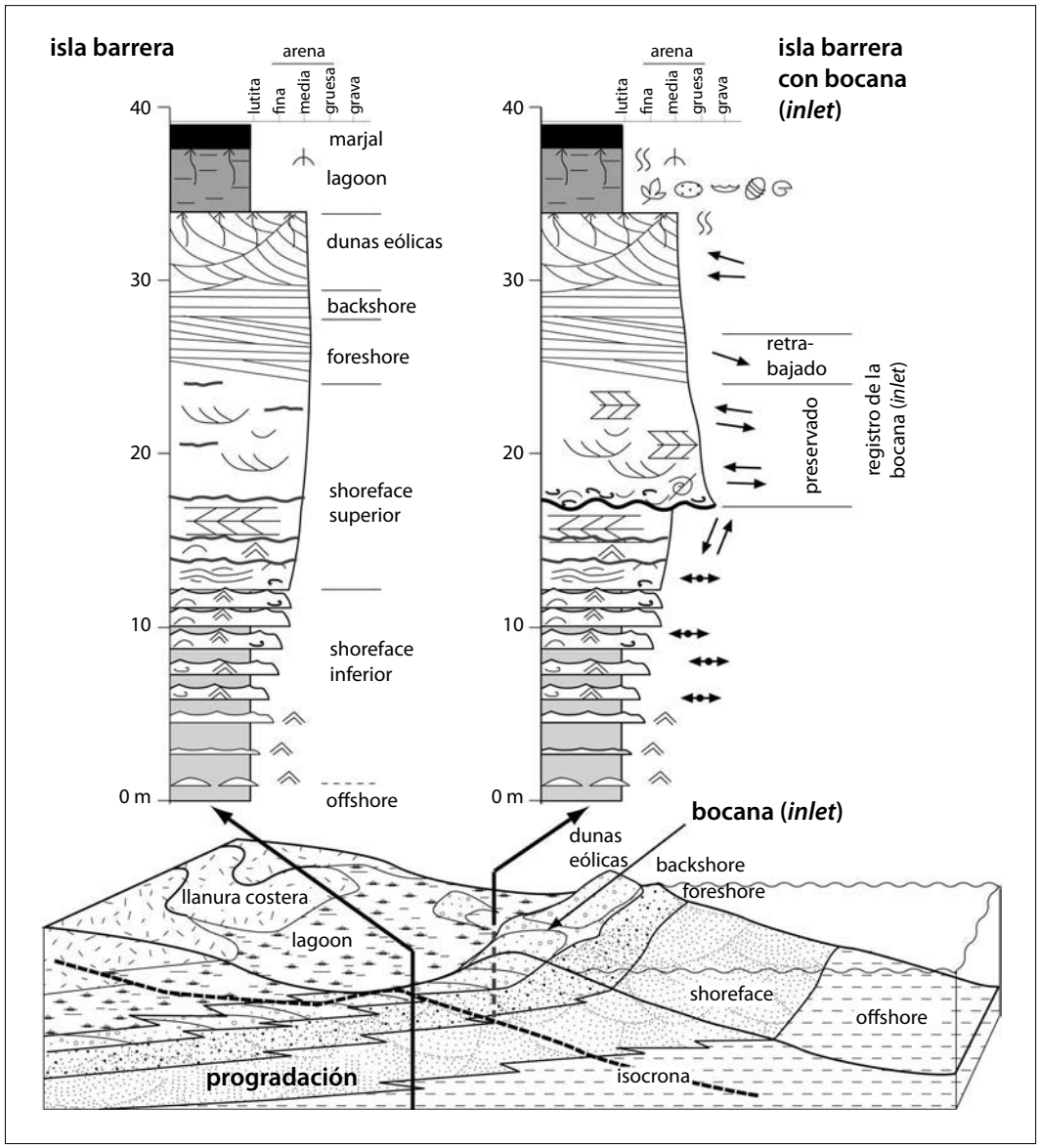


Figura 11.59. Modelo de una isla barrera de dirección NNE-SSW con progradación y agradación, y secuencias representativas levantadas en posiciones bajo las cuales se corta solo la isla barrera o puntos sobre una bocana *(tidal inlet)*.

vez, dentro de cierto margen, tanto en dirección tierra-mar como transversalmente. En estos casos, las facies que indican el nivel del mar, como es el caso del escalón de la parte baja del *foreshore*, ayudarán a controlar los desplazamientos concretos.

Conviene, no obstante, definir la escala de trabajo, porque una sucesión de agradaciones raramente se conserva como tal en la historia geológica y, finalmente, acaba por sobreponerse uno de los dos factores y el modelo evoluciona hacia uno de los descritos. Este es, por ejemplo, el caso del apilamiento de unidades costeras mio-pliocenas de Sorbas (Almería). Allí, la sucesión de depósitos costeros se instala sobre facies evaporíticas y se mantiene durante un cierto tiempo hasta la retirada del mar y la emersión de la zona (figura 11.60).

La sucesión de arcillas laminadas, limos a arenas finas micáceas y calcilutitas de unos 70 m de espesor, con intercalaciones de areniscas calcáreas y conglomerados siliciclásticos se depositó en ambientes de isla barrera micromareal en el fondo de un golfo.

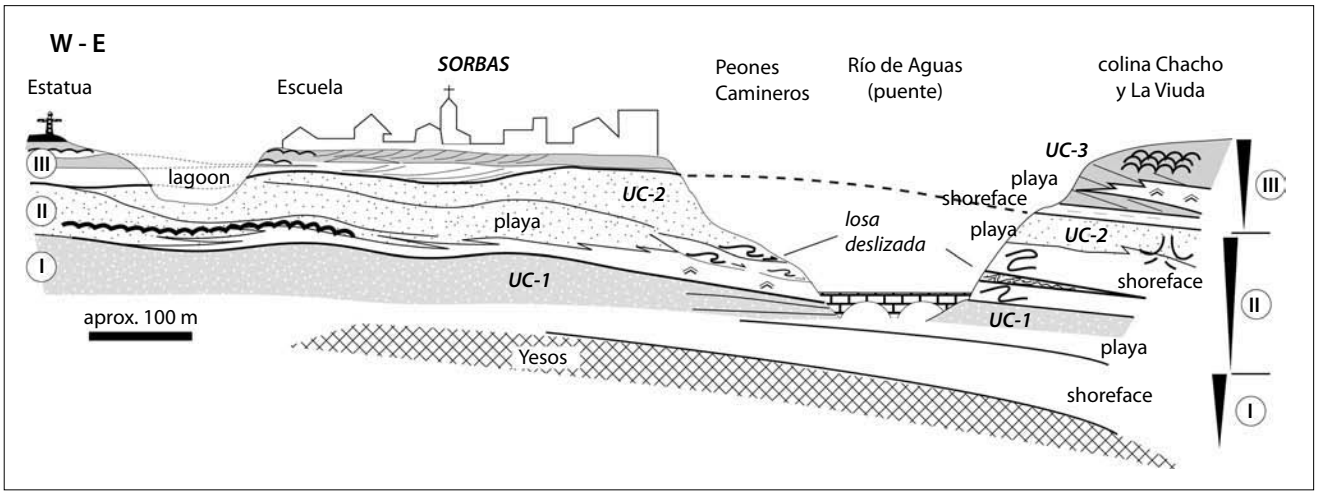


Figura 11.60. Sección esquemática de las unidades costeras en los escarpes de Sorbas, perpendicular a la paleo-costa. Cualquier sección ilustra la agradación vertical pues las facies se repiten; en detalle se reconocen las tendencias transgresivas y regresivas. Modificada de Roep *et al*., 1998.

La sucesión consiste en tres unidades informales y descriptivas de areniscas y calcarenitas sobre lutitas laminadas, formando secuencias granocrecientes (CU I, II y III, figura 11.60). En cada unidad se reconocen varios episodios progradantes y retrogradantes en respuesta a fluctuaciones eustáticas, atribuibles a ciclos de quinto orden. Así pues, las mesosecuencias granocrecientes se deben a la progradación de la isla barrera hacia el mar durante períodos de crecimiento costero o a la retrogradación de la barrera sobre el lagoon durante las fases de ascenso eustático y transgresión. Las mesosecuencias granodecrecientes suelen deberse a la inmersión de la isla barrera y el paso a ambientes de plataforma. La existencia de varios episodios de progradación hacia el noreste seguidos por transgresiones pone en evidencia el juego entre el mar y un área emergida y el dispositivo general es de agradación costera.

Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y poco aporte sedimentario que no compensa la creación de espacio de acomodación: retrogradación con agradación

En este caso, la relación $\Delta A/\Delta S > 1$ y los depósitos costeros se desplazan hacia el continente en un dispositivo de retrogradación que produce transgresión. El mar sobrepasa repetidamente la isla barrera y las facies de *washover fan* alcanzan un gran desarrollo (figura 11.61).

Las sucesiones generadas en contextos transgresivos presentan secuencias positivas granodecrecientes con disminución de la energía hacia el techo. El rasgo más característico, sin embargo, son las superficies erosivas producidas por la migración hacia tierra de las zonas de mayor energía de la playa: el *foreshore* y los canales mareales, si los hubiera, que destruyen las partes altas del perfil de la playa (nótese que la parte erosionada es diferente a la de la regresión forzada). Estas superficies quedan posteriormente bajo condiciones energéticas más moderadas y se preservan muy bien, pero representan la pérdida de una parte muy sustancial de la secuencia de playa, por lo que se les debe prestar especial atención.

Por ejemplo, en la sección de El Aculadero (figura 11.61), la sucesión muestra en orden estratigráfico ascendente: facies de llanura costera: arenas rojizas edafizadas y argilanes rojos hidromorfizadas (horizontes BTg) correspondientes a suelos encharcados. Facies de *lagoon* con gran actividad biológica: margas y arcillas verdosas con estructuras de deformación hidroplástica y niveles de nódulos de carbonato procedentes de la transformación de valvas de la-

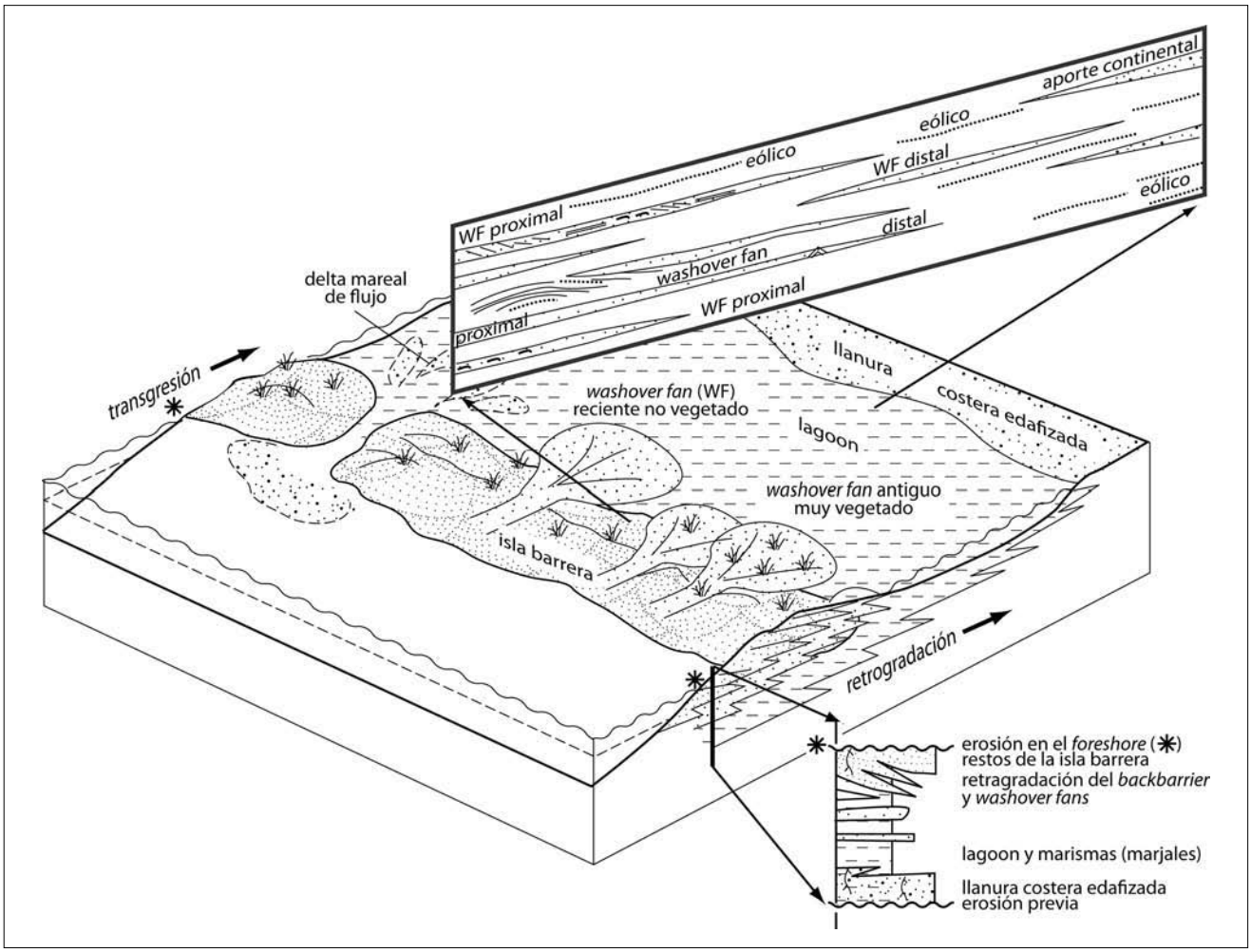


Figura 11.61. Modelo sedimentario y secuencia de isla barrera retrogradante sobre los sedimentos del *lagoon* en una costa transgresiva con moderada velocidad de ascenso del nivel relativo del mar y sedimentos en el *lagoon* que recibe sedimentos desde la isla barrera *(backbarrier)* y desde el continente en el Pleistoceno superior de El Aculadero, en Cádiz. Modificada de Zazo *et al*., 1983.

melibranquios. Facies de *washover fan*: intercalaciones arenosas laminadas. Facies de *backbarrier* retrogradante: arenas amarillas y niveles de nódulos carbonatados que se interdigitan con las arcillas verdes del lagoon. Superficie erosiva del *foreshore* que migra hacia tierra durante la transgresión. Facies de *shoreface* transgresivo: lumaquelas de lamelibranquios y niveles de conglomerados de grano fino con estratificación cruzada en surco.

El grado de conservación de los depósitos más altos de la secuencia (*foreshore* alto, berma, *backshore* y dunas eólicas) depende, en gran medida, de la relación entre la subsidencia (o la elevación relativa del nivel del mar), el aporte y la energía costera, así como de la propia situación topográfica con respecto a las zonas energéticas de los depósitos considerados: las facies sublitorales, los rellenos de bocanas y deltas mareales son los que ofrecen mayor potencial de preservación, pues se sitúan a cotas más bajas que el *foreshore*. Por el contrario, la berma y las dunas eólicas suelen erosionarse (figura 11.62).

El *overwash* constituye el mecanismo principal de transporte de sedimento hacia el continente en un proceso de retroceso continuo; otra parte del sedimento erosionado la arrastran las olas de tempestad hacia el mar y la depositan en la zona sublitoral o en la plataforma.

La morfología del *lagoon* y las bocanas puede permanecer más o menos estable durante la transgresión porque su posición está condicionada por la topografía previa o bien puede tra-

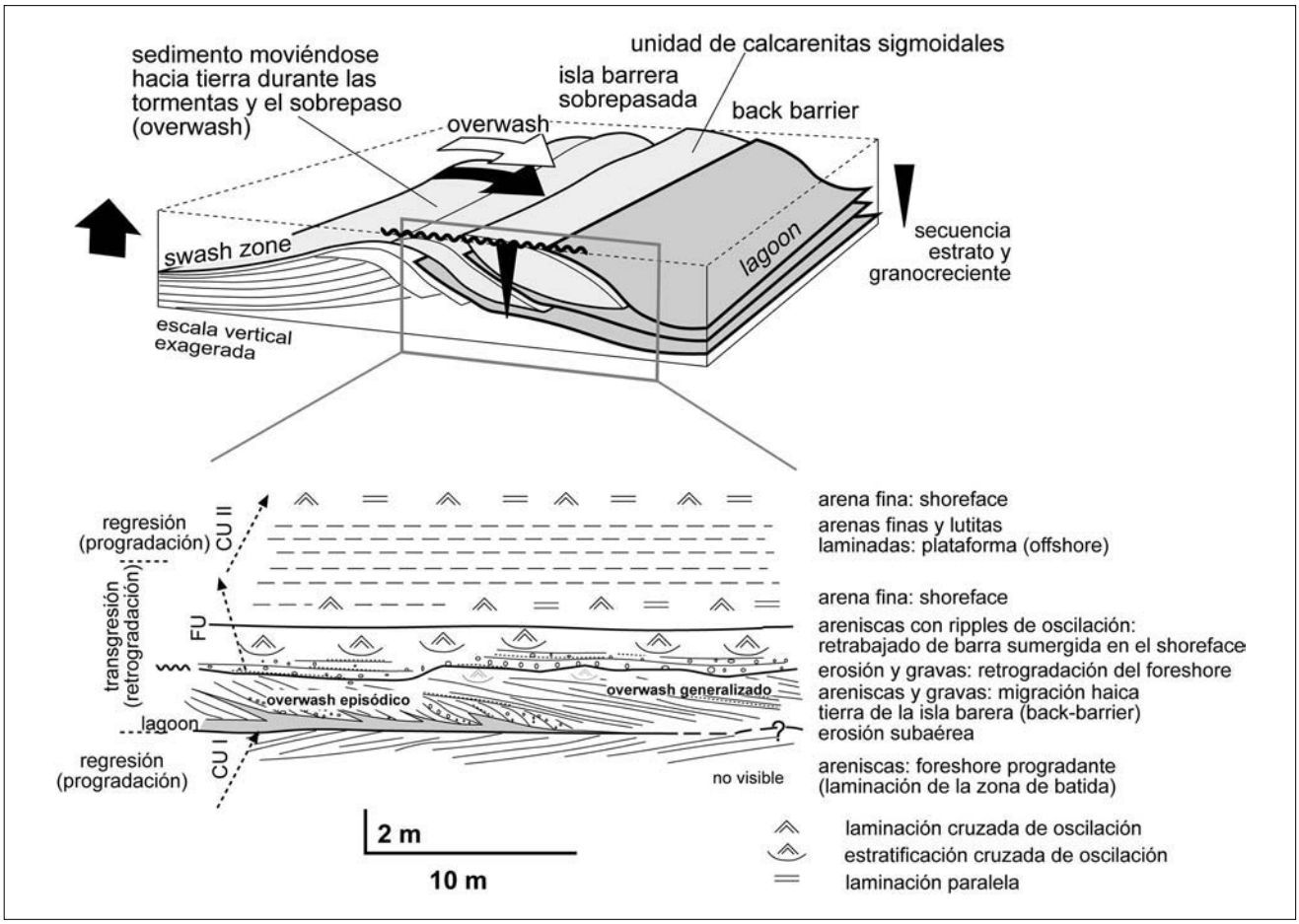


Figura 11.62. Asociación de facies e interpretación sedimentaria de los materiales litorales del Miembro Sorbas en el Rambla de Cinta Blanca, junto a las fuentes del pueblo. Progradación de una isla barrera hacia el mar seguida por retrogradación hacia el *lagoon* e inundación posterior con paso a ambientes sublitorales y de plataforma. Nótese la superficie erosiva ligada a retroceso del *foreshore* sobre los subambientes de isla barrera. Modificado de Dabrio *et al*., 1985.

tarse de *lagoones* abiertos con bocanas poco profundas e inestables, que se desplazan lateralmente (figura 11.63).

El retroceso de la isla barrera en contextos transgresivos tiene varios orígenes (figuras 11.64 y 11.65). El más similar al descrito es el retroceso continuo por enrollamiento *(roll-over),* que sería semejante al de las orugas de un tractor (figura 11.64 A): las bocanas *(inlets)* se mueven arriba y debajo de la barrera rompiéndola una y otra vez y acumulando arena tras de ella (en la trascosta o *backbarrier*) en deltas de flujo que forman una plataforma elevada sobre el fondo del *lagoon*. En cierto momento, un evento mayor erosiona el *foreshore* y acumula gran parte de la arena sobre la barrera y en la plataforma de la trascosta en grandes *washover fans*.

Otro tipo de islas barrera deriva de lóbulos deltaicos depositados durante fases de nivel del mar bajo (figura 11.64 B). Al comenzar la transgresión y hundirse el frente deltaico, las playas se separan del resto del delta y dan lugar a una isla barrera arqueada tras la que se abren *lagoones* alargados. Según progresa la transgresión la isla barrera retrocede hacia tierra sobre la llanura que en el nivel del mar alto *(highstand)* forma la plataforma continental. La posición de la desembocadura del río, reutilizada después como estuario y bocana, queda registrada por un bajío de acumulación de arena.

El retroceso de las islas barrera puede ser también cíclico. Se produce en los frentes deltaicos de lóbulos abandonados que tienden a ser inundados a causa de la compactación tempra-

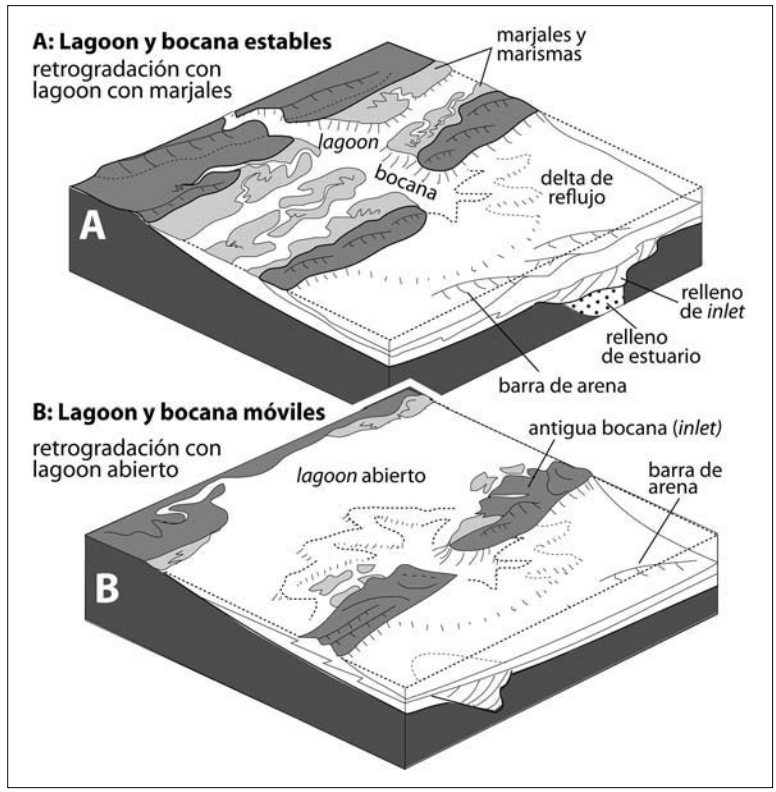


Figura 11.63. Dos modelos de comportamiento del *lagoon* y las bocanas: A) posición estable condicionada por la topografía previa, o B) *lagoon* y bocanas inestables y móviles. Modificada de Oertel (1987).

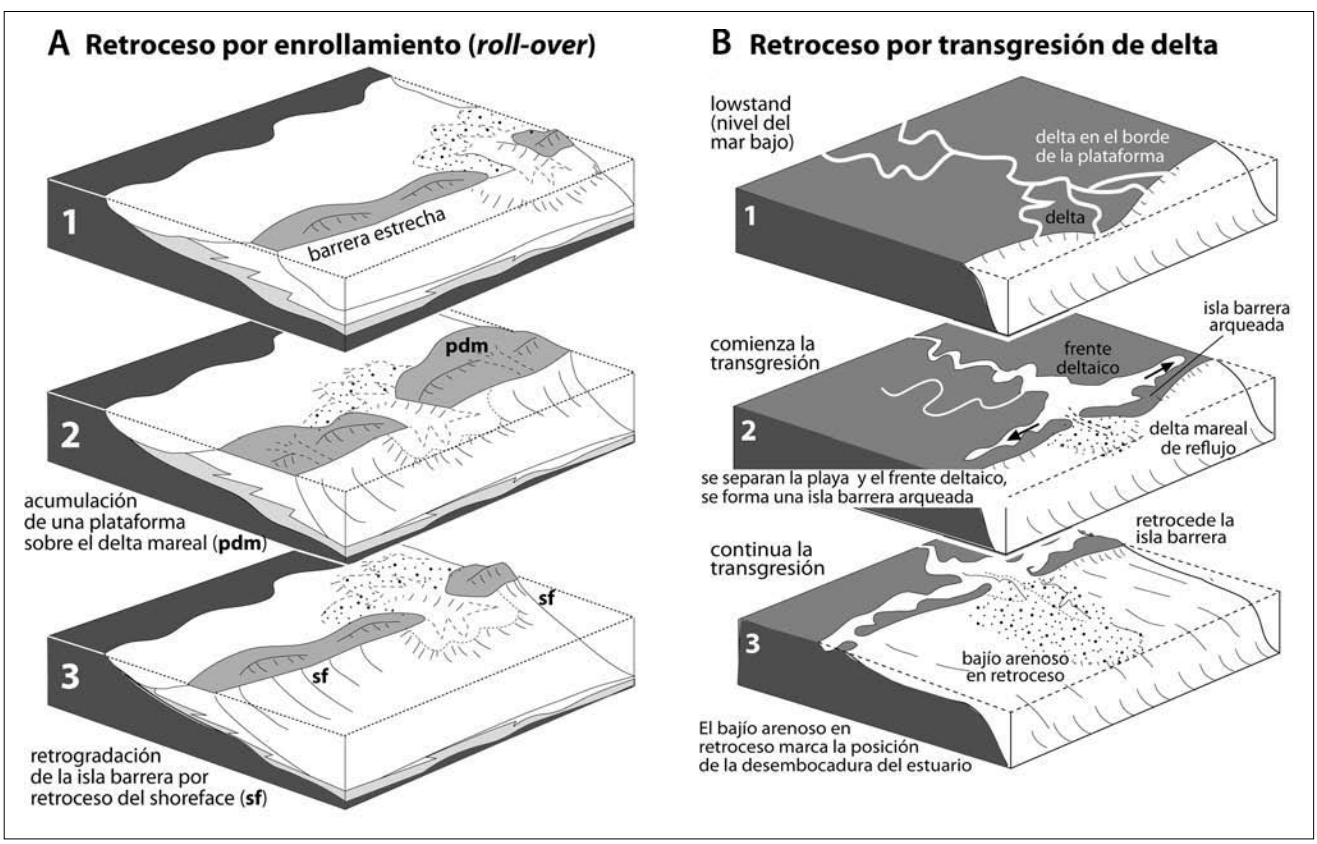


Figura 11.64. Dos modelos de retroceso continuo de islas barrera transgresivas. A: Retroceso por enrollamiento *(roll-over)*. B: Retroceso a partir de un delta de nivel del mar bajo (las flechas en el estadio 2 indican la dirección en que se abren los *lagoones*). Modificadas de Leathermann (1985) y Swift *et al.* (1991), respectivamente.

na, posiblemente unida a cierta tendencia a la subida del nivel relativo del mar, como sucede en el Mississippi. En este caso, la barrera subsiste algún tiempo, pero la escasez o ausencia de aporte y la elevación rápida del nivel relativo del mar acaban por hacerla inestable y el mar la cubre convirtiéndola en una o varias barras de plataforma (figura 11.65). El proceso se repite una y otra vez a medida que los lóbulos del delta van siendo abandonados y cesa en ellos el aporte fluvial, de ahí el apelativo de cíclico.

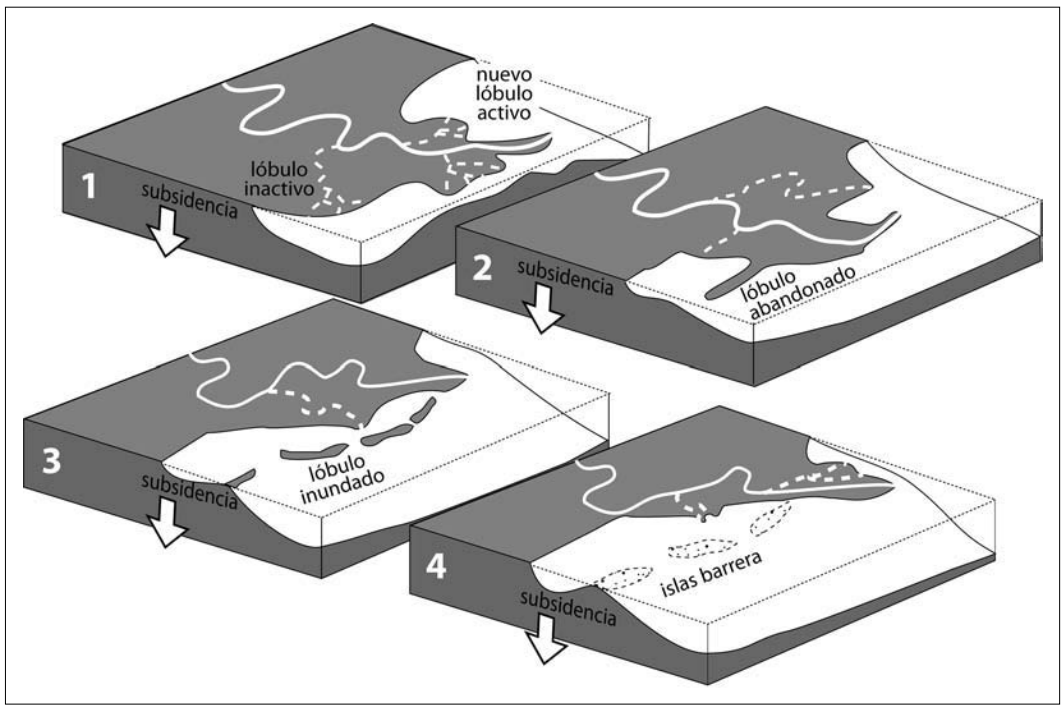


Figura 11.65. Retroceso cíclico de isla barrera derivada del frente deltaico de un lóbulo que ha sufrido transgresión y compactación temprana, inspirado en el modelo del Mississippi. Modificada de Penland *et al.* (1985).

En los períodos en que el ascenso eustático se reduce o detiene las islas barrera pueden progradar, contribuyendo al dispositivo general de progradación con agradación.

Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y muy poco aporte sedimentario que no compensa la creación de espacio de acomodación: retrogradación

En el caso más extremo, la subida eustática supera con mucho las posibilidades del aporte sedimentario y la relación $\Delta A/\Delta S >> 1$. Los depósitos costeros se desplazan hacia el continente dejando tras de si retazos más o menos aislados y erosionados por el paso del oleaje en el *foreshore* y la acción de los temporales en el *shoreface* superior.

Hay dos formas principales de retroceso: subida continua o subida con detenciones o *stillstands*. Una subida continuada conduce al traspaso *(overstep)* de la isla barrera y la retrogradación va dejando tras de si una capa delgada de arena. En cambio, un ascenso eustático con detenciones produce una superficie erosiva irregular con escalones debidos a las sucesivas subidas *(step up)* y la superficie erosiva queda luego cubierta por una capa poco potente de arenas de plataforma removidas por los temporales (figura 11.66).

Un efecto parecido al de las detenciones tienen las irregularidades del fondo. Si la retrogradación se produce sobre una superficie con irregularidades, las zonas topográficamente más

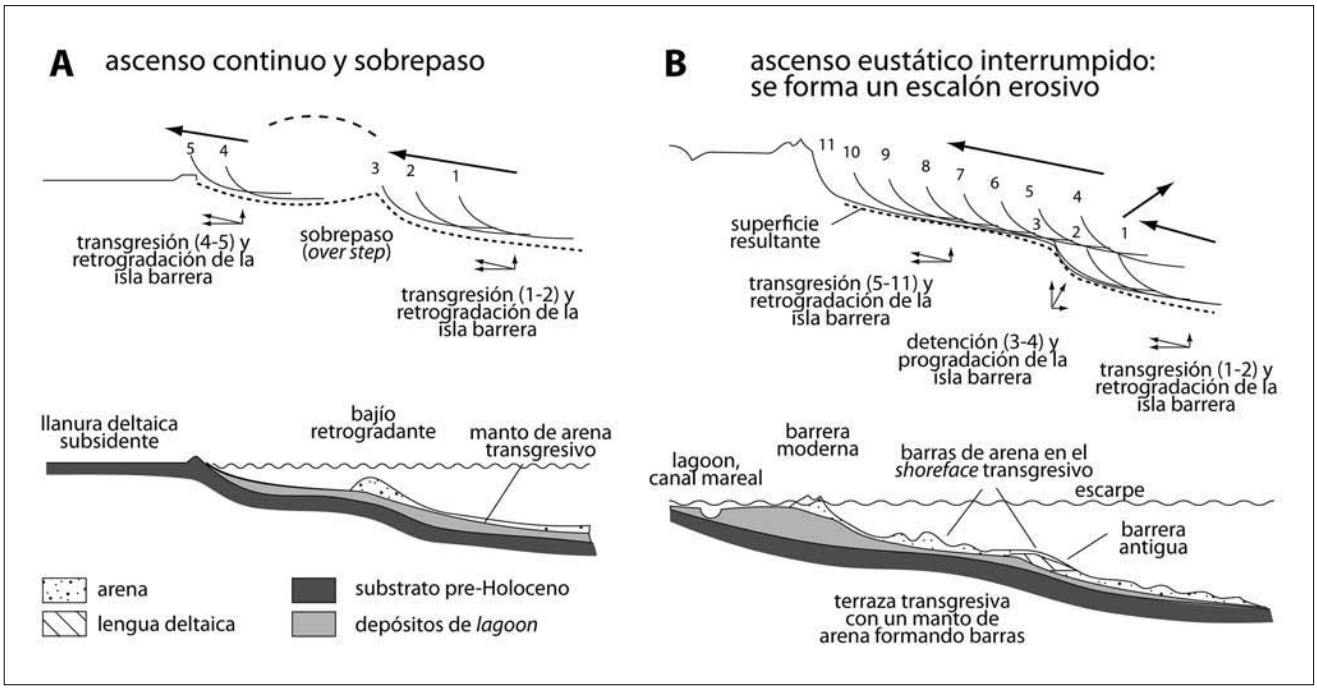


Figura 11.66. Retrogradación de una isla barrera. A: por traspaso *(overstep)* durante un ascenso eustático continuo. B: con escalones causados por detenciones *(stillstands)* en la tasa de elevación eustática. Modificada de Swift *et al*., 1991.

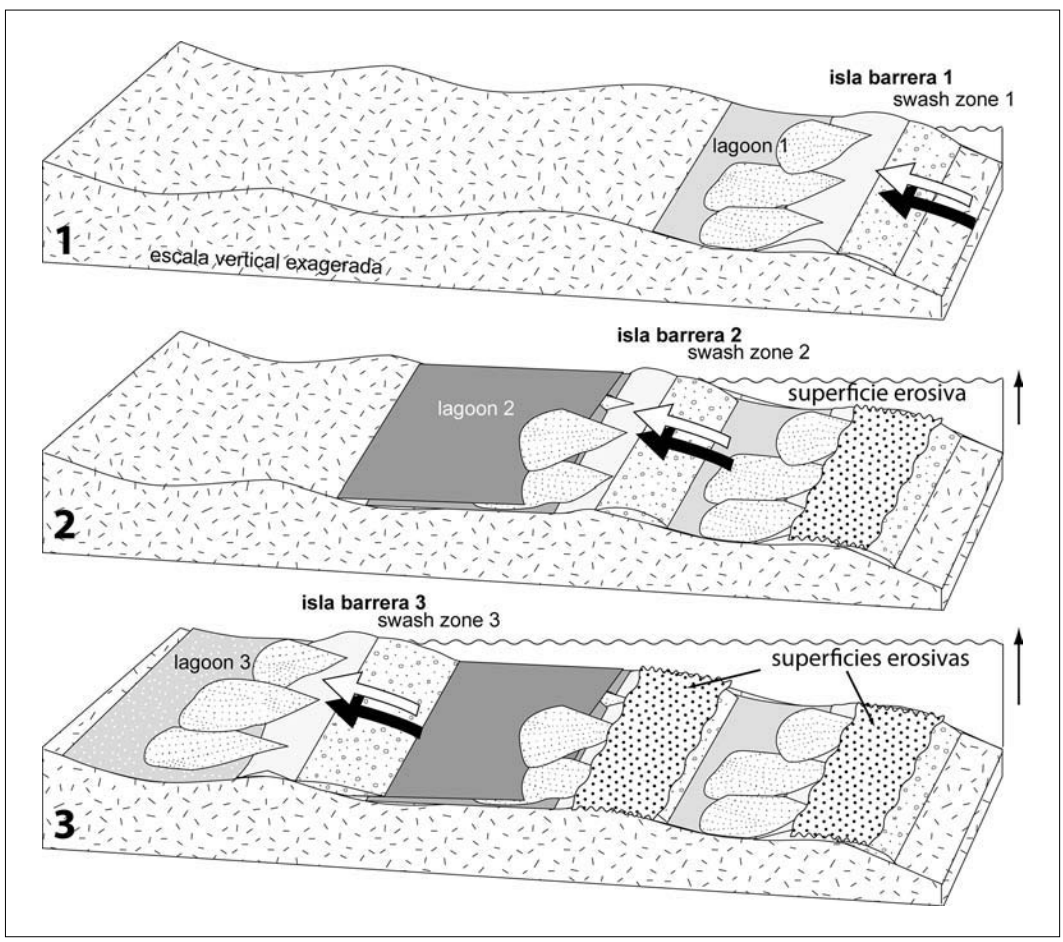


Figura 11.67. Retroceso de una isla barrera sobre una zona costera con irregularidades topográficas que sirven de base a unidades progradantes pero sometidas a *overwash* hasta que finalmente quedan sumergidas (basado en Dabrio *et al*., 1998).

elevadas sirven de asiento a playas y barreras que tienden a progradar en tanto la subida eustática lo permite, hasta que, finalmente, el nivel del mar sube demasiado y las sumerge, con lo que la costa se desplaza de nuevo hacia el continente (figura 11.67).

La diferente acomodación a lo largo del tiempo, frente a las oscilaciones eustáticas tiene una gran influencia en la arquitectura estratigráfica de las unidades costeras resultantes (figura 11.68).

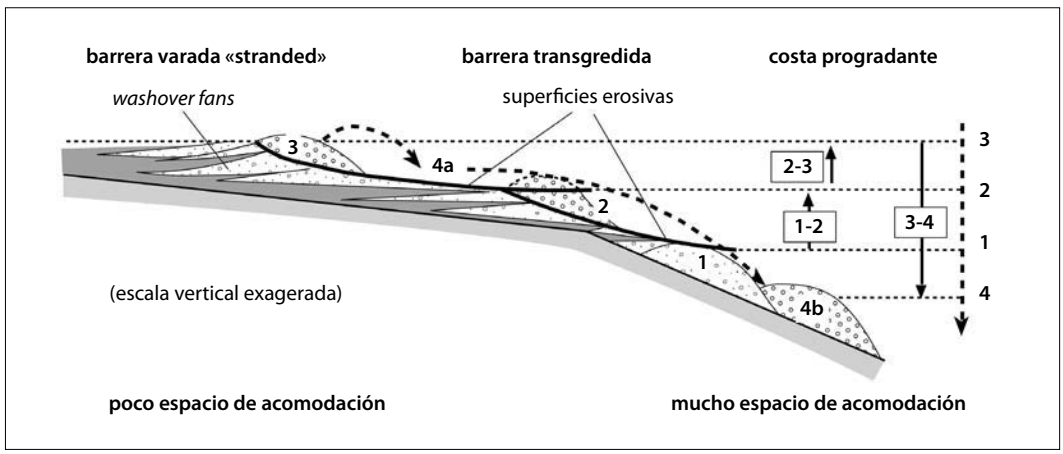


Figura 11.68. Efectos de la acomodación en la arquitectura estratigráfica de las unidades costeras de Sorbas (según Dabrio *et al.,* 1998).

EPÍLOGO

La acumulación de playas y sistemas de isla barrera-lagoon, la geometría de los cuerpos sedimentarios y las secuencias de depósito resultantes dependen de la relación entre la subsidencia, las variaciones relativas del nivel del mar, las condiciones hidrodinámicas, el tipo de aporte y la cantidad de sedimento que llegue a la costa.

Si se desea elaborar modelos dinámicos litorales y conocer los riesgos geológicos que llevan asociados conviene primero estudiar la geología regional terrestre y marina, la meteorología, la hidrodinámica, la geomorfología y la sedimentología. Quizás entonces no haya que *cubrir con arena los errores de nuestros antepasados* y estaremos seguros de que nuestros descendientes dispondrán aún de la suficiente para cubrir los nuestros.

BIBLIOGRAFÍA

Allen, J. R. L. (1995): Salt-marsh growth and fluctuating sea-level: implications of a simulation model for Flandrian coastal stratigraphy and peat-based sea-level curves. *Sediment. Geol.,* 100, 21-45.

Alverson, K. D.; Bradley, R. S. y Pedersen, T. F. (eds.) (2003): Paleoclimate, Global Change and the Future. *Global Change-The IGBP Series,* XIV. Springer-Verlag, Berlin.

Andrés, J. R., de y Gracia, F. J. (eds.) (2000): *Geomorfología litoral. Procesos activos*. Monografía 7, Sociedad Española de Geomorfología. ITGE, Madrid.

Bardají, T.; Goy, J. L.; Somoza, L.; Zazo, C. y Dabrio, C. J. (1990): Late Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea level changes. En A. Colella y D. Prior, (eds.), Coarse-Grained Deltas. *IAS Spec. Publ.,* 10, 129-151.

Barragán Muñoz, J. M. (1997): *Medio ambiente y desarrollo en las áreas litorales: guía práctica para la planificación y gestión integradas*. Oikos-Tau, Barcelona.

Barwis, J. H. y Hayes, M. O. (1985): Antidunes on modern and ancient washover fans. *J. Sediment. Petrol.,* 55, 907-916.

Berelson, W. N. y Heron, D., Jr. (1985): Correlation between Holocene flood tidal delta and barrier island inlet fill sequences: Back Sound-Shackleford Banks, N. C. *Sedimentology,* 32, 215-222.

Bernard, H. A.; Leblanc, R. J. y Major, C. F. (1962): Recent and Pleistocene geology of southern Texas. En E. H. Rainwater y R. P. Zingula (eds.), *Geology of the Gulf coast and Central Texas and Guidebook of excursion*. Houston Geol. Soc. -Geol. Soc. America Annual Meeting, 175-225.

Bernard, H. A.; Major, C. F.; Parrott, B. S. y Leblanc, R. J. (1970): *Recent Sediments of Southeast Texas: a Field Guide to the Brazos Alluvial and Deltaic Plains and Galveston Barrier Island Complex*. Univ. of Texas at Austin, BEG, Guidebook.

Blasco Díaz, J. L. (1999): *Régimen jurídico de las propiedades particulares en el litoral: la protección y ordenación de las costas*. Tirant Monografías, 111. Valencia.

Boersma, J. R. y Terwindt, J. H. J. (1981): Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology,* 28, 151-170.

Bridges, P. H. (1976): Lower Silurian transgressive barrier islands, southwest Wales. *Sedimentology,* 23, 347-362

Campbell, C. V. (1971): Depositional model-Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, North-Western New Mexico. *J. Sediment. Petrol.,* 41, 395-409.

Campbell, C. V. y Oakes, R. Q. (1973): Estuarine sandstone filling tidal scours, Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming. *J. Sediment. Petrol.,* 43, 765-778.

Cant, D. J. (1995): Sequence stratigraphic Analysis of Individual Depositional Successions: effects of Marine/Nonmarine Sediment Partitioning and Longitudinal Sediment Transport, Mannville Group, Alberta Foreland Basin, Canada. *AAPG Bull.,* 79, 749-762.

Cleary, L. J. y Hosier, P. E. (1979): Geomorphology, washover history and inlet zonation, Cape Lookout N. C. to Bird Island, N. C. En S. P. Leatherman (ed.), *Barrier Islands*. Academic Press. 237-271.

Clifton, H. E. (1973): Marine-nonmarine facies change in Middle Miocene rocks, southeastern Caliente Range, California. *Ann. Mtg. SEPM Field Trip,* 2, 55-57.

Clifton. H. E.; Hunter, R. E. y Phillips, R. L. (1971): Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore. *J. Sediment. Petrol.,* 41, 651-670.

Dabrio, C. J. (1982): Historia y dinámica de nuestra costa. En Martin, P. (eds.), *Cartaya,* 82. Ed. Excmo. Ayuntamiento de Cartaya, 36-39.

— (1982): Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain. *Sediment. Geol.,* 32, 141-151.

— (1982): The internal structure of ridges, runnels and berms as a result of the interaction of waves and tides on the foreshore. IAS 3rd. EUR. Meeting, Copenhagen 1982, Abstr. 8-9.

Dabrio, C. J. y Polo, M. D. (1981): Dinámica litoral y evolución costera de El Puerto de Mazarrón (Murcia). *Bol. Real Soc. Española de Historia Natural (Geología),* 79, 225-234.

— (1983): Influencia humana en el litoral. II Reunión Nacional del Grupo Español de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, Lleida. *Comunicaciones*, 1, 22-31.

— (1987): Holocene sea-level changes, coastal dynamics and human impacts in southern Iberian Peninsula. En C. Zazo (ed.), *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 227-247.

— (1993): Dinámica y evolución del litoral de El Puerto de Mazarrón (Murcia). En R. Ortiz Silla (ed.), *Problemática Geoambiental y Desarrollo*. Sociedad Española de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Tomo II, 853-868. Madrid-España.

Dabrio, C. J.; Boersma, J. R.; Fernández, J.; Martín, J. M. y Polo, M. D. (1980): *Dinámica costera en el Golfo de Cádiz: sus implicaciones en el desarrollo socioeconómico de la región*. I Reunión Nacional del Grupo Español de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, Santander.

Dabrio, C. J.; Boersma, J. R. y Fernández, J. (1987): *Evolución sedimentaria de la flecha del Rompido (Huelva)*. Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca, 1980. Vol. I, 329-341.

Dabrio, C. J.; Fortuin, A. R.; Polo, M. D. y Roep, T. R. (1998): Subtle tectonic controls of sedimentation and sequence stratigraphy of coastal settings: The late Messinian Sorbas Member (SE Spain). *Abstracts Volume 15th International Sedimentological Congress,* Alicante, 279-281.

Dabrio, C. J.; Goy, J. L. y Zazo, C. (1985): A model of conglomeratic beaches in tectonically active areas (Late Pleistocene-actual, Almería, Spain). *5th European Regional Meeting,* IAS-Lleida'85. *Abstracts,* 104-107.

Dabrio, C. J., Goy, J. L. y Zazo, C. (1993): Litoral y riesgos geológicos. En Ortiz Silla, R. (ed.), *Problemática Geoambiental y Desarrollo*. Sociedad Española de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Tomo I, 93-114. Madrid-España.

Dabrio, C. J.; Martín, J. M. y Megías, A. G. (1985): The tectosedimentary evolution of Mio-Pliocene reefs in the Province of Almería (SE. Spain). *6th European Regional Meeting,* IAS-Lleida '85. *Field Guidebook, Excursion,* 8, 269-305.

Dabrio, C. J.; Roep, T. B.; Polo, M. D. y Fortuin, A. R. (1996): Late Messinian coastal barriers and washover fan sedimentation in Sorbas (SE Spain). *Geogaceta,* 21, 205-208.

Dabrio, C. J. y Zazo, C. (1987): *Riesgos geológicos en zonas litorales*. Curso de Riesgos Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España. Serie Geología Ambiental, 227-250.

Davidson-Arnott, R. G. D. y Greenwood, B. (1976): Facies relationdhip in a barred coast, Couchigoubuac Bay, New Brunswick, Canada. En R. A. Davis (ed.), *Beach and Nearshore Sedimentation. SEPM. Spec. Pub.,* 24, 143-168.

Davis, R. A. (ed.) (1978): *Coastal Sedimentary Enviromnents*. Springer Verlag.

Davis, R. A. y Clifton, H. E. (1987): Sea-level changes and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. En D. Nummedal, O. H. Pilkey y J. D. Howard (eds.), *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution. SEPM Spec. Pub.,* 41, 167-178.

Davis, R. A. y Ethington, R. L. (1976): Beach and nearshore Sedimentation. *SEPM Spec. Pub.,* 24, Tulsa.

Davis, R. A.; Fox, W. T.; Hayes, M. O. y Boothroyd, J. C. (1972): Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environrnents. *J. Sediment. Petrol.,* 32, 413-421.

Davis, R. A., Jr. y Fitzgerald, D. M. (2004): *Beaches and coasts*. Blackwell Publishing, Oxford.

Dennison, J. M. y Ettensohn, F. R. (ed.) (1994): *Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, vol. 4.

Elliott, T. (1978): Clastic shorelines. En Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub., 143-177.

Fairbridge, R. H. W. (1961): Eustatic changes in sea level. En L. H. Ahrens *et al*. (eds.), *Physics and Chemistry of the Earth,* 4. Pergamon Press, Londres, 99-185.

Fernández, J. y Dabrio, C. J. (1977): Caracterización de sedimentos litorales en Mioceno del distrito lignitífero del Bajo Rhin, Alemania. *Cuad. Geol. Univ. Granada,* 8, 101-112.

Fernández-Salas, L. M.; Dabrio, C. J.; Goy, J. L.; Díaz del Río, V.; Zazo, C.; Lobo, F. J.; Sanz, J. L. y Lario, J. (2009): Land–sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). *Geomorphology,* 10, 4-11.

Fisk, H. N. (1959): *Padre Island and the Laguna Madre flats, coastal south Texas*. 2nd Coastal Geography Conference, Baton Rouge, 103-151.

Goy, J. L. y Zazo, C. (1986): Western Almeria (Spain). Coastline changes since the Last Interglacial. *J. Coastal. Res.,* 1, 89-93.

Goy, J. L.; Zazo, C. y Dabrio, C. J. (2003): A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology,* 50, 251-268.

Grupo de Ingeniería Oceanográfica y Costas (2000): *Procesos Litorales*. Documento de Referencia, Volumen II. Universidad de Cantabria y Ministerio de Medio Ambiente, Santander.

Guza, R. T. e Inman, D. L. (1975): Edge waves and beach cusps. *J Geophys Res,* 80, 2997-3012.

Harvey, H. G. (1976): *Atmosphere and Ocean*. Our Fluid Environment. Artemis Press, Sussex.

Haslett, S. K. (2000): *Coastal systems*. Routledge Introductions to Environment, London.

Hayden, B. P. y Dolan, R. (1979): Barrier Islands, Lagoons and Marshes. *J. Sediment. Petrol.,* 49, 1061-1072.

Hayes, M. O. (1975): Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the sympusium. En L. E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, London, vol. I, 3-22.

— (1980): General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sediment. Geol.,* 26, 139-156.

Healy, T.; Wang, Y. y Healy, J. A. (2002): *Muddy coasts of the world: processes, deposits and function*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam.

Hernández-Molina, F. J.; Fernández-Salas, L. M.; Lobo, F. J.; Somoza, L.; Díaz del Río, V. y Alveirinho Dias, J. M. (2000): The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Mar. Lett.,* 20, 109-117.

Hine, A. C. (1976): Bedform distribution and migration patterns on tidal deltas in The Chadthall Harbor Estuary, Cape Cod, Massachusetts. En L. E. Cronin (ed.), *Estuarine Research,* vol. 2, 235-252

Hoffmann, G. y Schulz, H. D. (1987): Holocene stratigraphy and changing coastlines at the Mediterranean coast of Andalucia (SE Spain). En C. Zazo (ed.), *Late Quaternary Sea-level Changes in Spain*. Trab. Neog-Cuat. 10, 153-158.

Hubbard, D. K. y Barwis, J. H. (1976): Discussion of tidal inlet sand deposits: examples from South Carolina coast. En M. O. Hayes y **T. W.** Kana (eds.), *Terrigenous clastic depositional environrnents. Some modern examples*. AAPG Field Course, Univ. South Carolina, Technical Report No. 11-CRD, II, 128-II, 142.

Hubbard, D. K.; Oertel, G. y Nummedal. A. (1979): The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from North Carolina, South Carolina and Georgia. *J. Sediment. Petrol.,* 49, 1073-1092.

Hunter, R. E.; Clifton, H. E.; Hall, N. T. y Chin, J. L. (1984): Pleistocene shoreline and shelf deposits at Fort Funston and their relation to sea-level changes. *SEPM Field Trip Guidebook,* 3, 1-30.

Ingle, J. C. (1966): *The Movement of Beach Sand*. Elsevier.

Instituto Español de Oceanografía (1991): *Niveles medios y constantes armónicas en los puertos de la costa española*. Informe Técnico IEO.

Kahn, J. H. y Roberts, H. H. (1982): Variations in storm response along a transgressive microtidal barrier-island arc. *Sediment. Geol.,* 33, 129-146.

Klein, G. de V. (1975): *Sandstone depositional models for exploration for fossil fuels*. Cont. Educ. Pub. Co. Inc.

Kraft, J. C. y John, C. J. (1979): Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. *AAPG Bull.,* 63, 2145-2163.

Kumar, Rl. y Sanders, J. E. (1974): Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology,* 21, 491-532

Leatherman, S. P. (ed.) (1979): *Barrier Islands*. Academic Press Inc.

— (1985): Geomorphic and stratigraphic analysis of Fire Island, New York. *Mar. Geol.,* 63, 153-172.

Leeder, M. R. (1982): *Sedimentology. Process and Product*. G. Allen & Unwin.

Lepetitt, J. P. (1976): Impact of yatching marinas on beaches. P XV Coastal Engin Conf Hawaii 2, 1844-1853.

Lobo, F. J.; Fernández-Salas, L. M.; Hernández-Molina, F. J.; González, R.; Dias, J. M. A.; Díaz del Río, V. y Somoza, L. (2005): Holocene highstand deposits in the Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula: a high-resolution record of environmental changes. *Mar. Geol.,* 219, 119-141.

Macías, J.; Castro, M. J. y Parés, C. (1994): Numerical modelling of water mass exchange through the Strait of Gibraltar. *Gaia,* 9, 35-38.

Martínez Martínez, J. (1997): *Procesos y efectos geodinámicos marinos-costeros*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y Shell España S. A., Las Palmas de Gran Canaria.

McCrory, V. L. C. y Walker, R. G. (1986): A storm and tidally-influenced prograding shoreline - Upper Cretaceous Mulk River Formation of Southern Alberta, Canada. *Sedimentology,* 33: 47-60.

McCubbin, D. G. (1982): Barrier-Island and strand-plain facies. En P. A. Scholle y D. Spearing (eds.), *Sandstone Depositional Environments. AAPG Mem.,* 31, 247-280.

McKee, E. D. (1957): Primary structures in some recent sediments. *AAPG Bull.,* 41, 1704-1747.

Menanteau, L. (1982): *Les marismes du Guadalquivir. Example de transformation d'un paysage alluvial au cours de Quaternaire récent*. Thése 3éme cycle. Université Paris-Sorbonne.

Moral, R. del (1978): *Ingeniería de costas. Laboratorio de Puertos «Ramón Iribarren»*. MOPU, Servicio de Publicaciones, Madrid.

Mörner, N. A. (1976): Eustasy and geoid changes. *J. Geol.,* 84, 123-152.

Mörner, N. A. (1983): Sea Level. En R. P. Gardner y H. Scoging (eds.), *Mega-Geomorphology*. Oxford University Press, 73-91.

Morton, R. A. (1979): Temporal and spatial variations in shoreline changes and their implications. Examples from the Texas Gulf Coast. *J. Sediment. Petrol.,* 49, 1101-1112.

Morton, R. R. y McGowen, J. H. (1980): Modern depositional environments of the Texas coast. University of Texas, Austin, *BEG Guidebook,* 20.

Nummedal, D. (1979): Tidal inlet sediment dispersal along the German North Sea coast. IAS Int. Mtg. Hol. mar. sedim. North Sea basin. *Abstr.,* 27.

Nummedal, D.; Pilkey, O. H. y Howard, J. D. (eds.) (1987): Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution. *SEPM Spec. Pub.,* 41.

Oertel, G. F. (1987): Backbarrier and shoreface controls on inlet channel orientation. *Coastal Sediments*, 87, Waterways Division, American Society of Civil Engineers, New Orleans, 12-14 de mayo, 2022-2029.

Ojeda, J. y Vallejo, I. (1995): La flecha del Rompido: análisis morfométrico y modelos de evolución durante el período 1943-1991. *Rev. Soc. Geol. España,* 8 (3), 229-237.

Ortiz, M. (2003): *La gestión eficiente de la zona costera. Los parques marinos*. Tirant monografías, 283. Valencia.

Pardo Pascual, J. (1989): Oscil. lacions del nivell marí del Mediterrani occidental a partir de les dades dels marèografs. *Cuad. Geogr. Valencia*, 46, 107-126.

Pascual, J. A. (1991): *Guía del litoral de la Península Ibérica*. Guías de la Península Ibérica, Ed. Miraguano, Madrid.

Paskoff, R. (1987): Les variations du niveau de la mer. *La Recherche,* 191 (18), 1010-1019.

Pendón, J. G. (ed.) (1997): Geología costera. Algunos aspectos metodológicos y ejemplos locales. *Collectanea,* 6. Universidad de Huelva, Publicaciones.

Penland, S.; Boyd, R.; Nummedal, D. y Roberts, H. H. (1981): Deltaic barrier development on the Luisiana coast. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.,* XXXI, 471-476.

Plassche, O. Van de (1986): *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Galliart Printer Ltd., Great Yarmouth.

Rahmzni, R. A. (1933): *Facies relationship and paleoenvironments of a Late Cretaceous tide dominated delta, Drumheller, Alberta*. Canadian Soc. Petroleum Geol. Mesozoic of Middle North America Conference. Field Trip Guidebook.

Rampino, M. K. y Sanders, J. E. (1980): Holocene transgression in south-central Long Island, New York. *J. Sediment. Petrol.,* 50, 1063-1080.

Reineck, H. E. (1967): Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. En G. H. Lauff (ed.), *Estuaries*. Am. Assoc. Adv. Sci. Washington, 191-206.

Reinson, G. E. (1992): Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models. Response to Sea Level Change*. Geol. Assoc. Canada, 179-194.

Rodríguez Hidalgo, R. e Iñiguez de Onzoño, A. (1987): *Los sedimentos de lagoon de Sorbas* (Messiniense II- Plioceno I, Almeria). Informe interno, Departamento de Estratigrafía de Salamanca (inédito).

Rodríguez Ramírez, A.; Cáceres, L. M.; Rodríguez Vidal, J. y Cantano, M. (2000): Relación entre clima y génesis de crestas/surcos de playa en lo últimos cuarenta años (Huelva, golfo de Cádiz). *Rev. C. & G.,* 14 (3-4), 109-113.

Roep, T. B.; Dabrio, C. J.; Fortuin, A. R. y Polo, M. D. (1998): Late highstand patterns of shifting and stepping coastal barriers and washover-fans (Late-Messinian, Sorbas Basin, SE Spain). *Sediment. Geol.,* 116: 27-56.

Roep, Th. B.; Beets, D. J.; Dronkert, H. y Pagnier, H. (1979): A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain. *Sediment. Geol.,* 22, 135-163.

Schwartz, R. K. (1975): Nature and genesis of some washover deposits. Tech. Mem. U. S. Army Corps Eng. Coastal Eng. Res. Centre, 61.

Short, A. D. (1979): *Wave power and beach-stages: a global model*. P 16th Int. Conf. Coastal Eng. Hambourg, 1145-1162.

— (1984): Temporal change in beach type resulting from a change in grain size. *Search,* 15, 228-230.

Short, A. D. y Wright, L. D. (1983): Physical variability of sandy beaches. En A. McLachlan y T. T. Erasmus (eds.), *Sandy beaches as ecosystems*. Dr. W. Junk Publishers, The Hague, 133-144.

Somoza, L. (1989): *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid (inédita).

Somoza, L.; Goy, J. L.; Zazo, C.; Bardaji T.; Dabrio C. J.; Silva, P. G. y Lario, J. (1991): Holocene sea-level highstands in Western Mediterranean (SE Spain). A computer-statistical analysis of radiocarbon dating. *INQUA MBSS Newsletter,* 13, 61-64.

Somoza, L.; Zazo, C.; Bardaji, T.; Goy, J. L. y Dabrio, C. J. (1987): Recent Quaternary sea level changes and tectonic movements in SE Spanish coast. *Trab. Neog-Cuat.,* 10, 49-77.

Somoza, L.; Zazo, C.; Goy, J. L. y Díaz Del Río, V. (1991): Sea-level fluctuation cycles in the Mediterranean spanish coast during the last 7,000 years. Applications as a forecasting model for future sea-level trend. Meeting on the Ocean change. Management patterns and the environment. La Rábida (Huelva, Spain). Abstracts.

Sonu, C. J. (1973): Three dimensional beach changes. *J. Geol.,* 81, 42-64.

Straaten, L. M. J. U. Van (1954): Composition and structure of Recent marine sediments in The Netherlands. Leldse. *Geol Med Ed.* 19, 1-110.

Suess, E. (1888): *Das Antitz der Erde*. II Die Meere der Erde. Weiss.

Swift, D. J. P.; Niedoroda, A. W.; Vincent, C. E. y Hopkins, T. S. (1985): Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, USA. Part I, Shoreface Dynamics. *Mar. Geol.,* 63, 331-361.

Swift, D. J. P.; Phillips, S. y Thorne, J. A. (1991): Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional sequences. En D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. I. A. S. Spec. Publ. 14, Blackwell Scientific Publications,* 89-152.

Thorne, J. A.; Grace, E.; Swift, D. J. P. y Niedoroda, A. (1991): Sedimentation on continental margins, III: the depositional fabric—an analytical approach to stratification and facies identification. En D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies*. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. IAS Spec. Publ. 14, Blackwell Scientific Publications, 59-87.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M. y Thompson, S. (1977): Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. En Payton (eds.), *Seismic Stratigraphy. AAPG Mem. 26,* 63-31.

Vanney, B. R.; Menanteau, L.; Zazo, C. y Goy, J. L. (1985): *Mapa fisiográfico del litoral atlántico de Andalucía, E: 1/50.000. M F 02, Punta Umbria-Matalascañas; M. F. 03, Matalascañas-Chipiona*. Edit. Serv. Publ y Boja. Sevilla.

Walker, R. G. (ed.) (1984): *Facies Models*. GeoScience, Canada, segunda edición.

Walker, R. G. y Plint, A. G. (1992): Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. En R. G. Walker y N. P. James (eds.): *Facies Models. Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfounland, Canada, 219-238.

Warrick, R. A. (1991): *Climate and sea level change. Observations, Projections and Implications*. Cambridge University Press, Cambridge.

Wright, L. D.; Chappell, J.; Thom, B. C.; Bradshaw, M. P. y Cowell, P. (1979): Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Mar. Geol.,* 32, 105-140.

Zazo, C. y Goy, J. L. (1989): Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200,000 years. En D. Scott, P. Pirazoli y G. Honing (eds.), *Late Quaternary Correlations and Applications, Kluwer Academic Publis.,* 256, 27-39.

Zazo, C.; Dabrio, C. J. y Goy, J. L. (1992): The evolution of the coastal lowlands of Huelva and Cadiz (South-west Spain) during the Holocene. En J. Tooley y S. Jelgersma (eds.), *Impacts of Sea-level rise on European Coastal Lowlands*. Blackwell Publishers, Oxford U. K. *The Institute of British Geographers, Special Publication Series,* 27, 204-217.

Zazo, C.; Goy, J. L. y Dabrio, C. J. (1983): Medios marinos y marino-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno. *Mediterránea*, 2, 29-52.

Zazo, C.; Goy, J. L. y Dabrio, C. J. (1986): *Late Quaternary and recent evolution of coastal morphology of the Gulf of Cadiz (Huelva-Cadiz), Southwestern Spain*. 1st. Int. Symp. on Harbours, Port Cities and Coastal Topography. Haifa, Israel, 1986), Proceedings, 200-203.

Zazo, C.; Goy, J. L.; Dabrio, C. J.; Bardají, T.; Somoza, L. y Silva, P. G. (1993): The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the Present Interglacial. Global. Planet. *Change,* 7, 109-117.

Zazo, C.; Goy, J. L.; Somoza, L.; Dabrio, C. J.; Belluomini, G.; Improta, S.; Lario, J.; Bardají, T. y Silva, P. G. (1994): Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *J. Coastal. Res.,* 10-4, 933-945.

Zazo, C.; Goy, J. L.; Somoza, L. y Bardají, T. (1990): *Controlling factors of the marine-continental relationships in the Quaternary deposits of the Atlantic and Mediterranean Betic littorals (Spain)*. Extended Abstracts Int. Symp. Quaternary-shorelines: evolution, processes and future changes. La Plata, Argentina, 72-78.

Zazo, C.; Goy, J. L.; Somoza, L. y Dabrio, C. J. (1989): Evolution of barrier island-lagoon systems from 200 ka ago to the Present in the littoral zone of Alicante (Spain). Impact of a probable sea level rise. En R. Paepe, R. H. W. Fairbridge y S. Jelgersma (eds.), *Greenhouse effect, Sea-level and Drought*. NATO ASI Series 235, 439-446.

Zazo, C.; Somoza, L.; Goy, J. L. y Bardají, T. (1989): *Evolution of the littoral dune systems from 180,000 years ago up to now (Valencia, Alicante and Murcia, Spain)*. Landscape Ecological impact of climatic change, Report on Coastal Dunes, 1-11. University of Wageningen.

XII

Plataformas siliciclásticas

por Cristino J. Dabrio*

INTRODUCCIÓN

Las plataformas siliciclásticas, o mares someros con sedimentación siliciclástica, son generalmente muy extensos y comprenden gran parte del fondo marino entre la costa y la rotura de pendiente que da paso al talud continental. En realidad, ni la profundidad ni la distancia a la costa a que se sitúan estos límites tienen unos valores precisos. En efecto, el límite hacia la costa es el nivel de base del oleaje de buen tiempo que, como se vio en el capítulo de costas, depende de la energía de la costa y de la estación del año. Hacia el mar abierto, la rotura de pendiente se sitúa por término medio a unos 200 m de profundidad, pero a una distancia de la costa muy diferente de unos puntos a otros. Desde el punto de vista sedimentario, están estrechamente relacionadas con los ambientes costeros a través del dominio infralitoral, que es la zona donde el oleaje empieza a interactuar con el fondo, entre los niveles medios de base del oleaje de buen tiempo y de tormentas.

Las plataformas se asocian tanto a márgenes continentales como a cuencas interiores; normalmente son zonas con tendencia a la subsidencia donde se pueden acumular potentes sucesiones sedimentarias de facies someras, siempre que la subsidencia y el aporte guarden una relación adecuada, como se verá más adelante.

Actualmente se reconocen dos tipos de mares someros: los marginales o pericontinentales, plataformas continentales relativamente estrechas (unos 70 km por término medio) que rodean los continentes, y los epeíricos o epicontinentales, que ocupan ciertas áreas inundadas de los continentes y que, en la mayoría de los casos, son en realidad pasadizos o brazos de mar parcialmente confinados. Ejemplos de este tipo son el mar Báltico y el mar del Norte (figura 12.1).

Las *plataformas pericontinentales* corresponden a dos tipos de márgenes continentales (figura 12.2): los pasivos, que se asocian a *rifting* y subsidencia térmica y reciben el sedimento del drenaje del bloque continental fracturado y separado, y los convergentes cuya subsidencia se debe a la subducción, en los que el oleaje talla plataformas estrechas que, con aporte abundante, pueden acoger un prisma sedimentario cuneiforme adyacente al bloque bajo el cual se consume la placa y que actúa como área fuente de los sedimentos.

Las *plataformas epicontinentales* se generan en relación con movimientos de placas en la corteza continental (cuencas de retroarco y otros tipos de cuencas cratónicas). Pueden incluirse en este tipo las cuencas de antepaís *(foreland basins,* figura 12.2) cuya subsidencia se debe al apilamiento de unidades tectónicas, de las cuales procede la mayor parte del aporte sedimentario.

Los mares epicontinentales, amplios y de pendiente suave, fueron muy abundantes en el pasado porque el mar inundaba partes subsidentes de las grandes masas continentales. Actualmente, sin embargo, están mejor representadas las plataformas pericontinentales debido a que,

* Departamento de Estratigrafía e Instituto de Geología Económica-CSIC, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid. Grupo de Investigación UCM 910198 - Paleoclimatología y Cambio Global. E-mail: dabrio@geo.ucm.es.

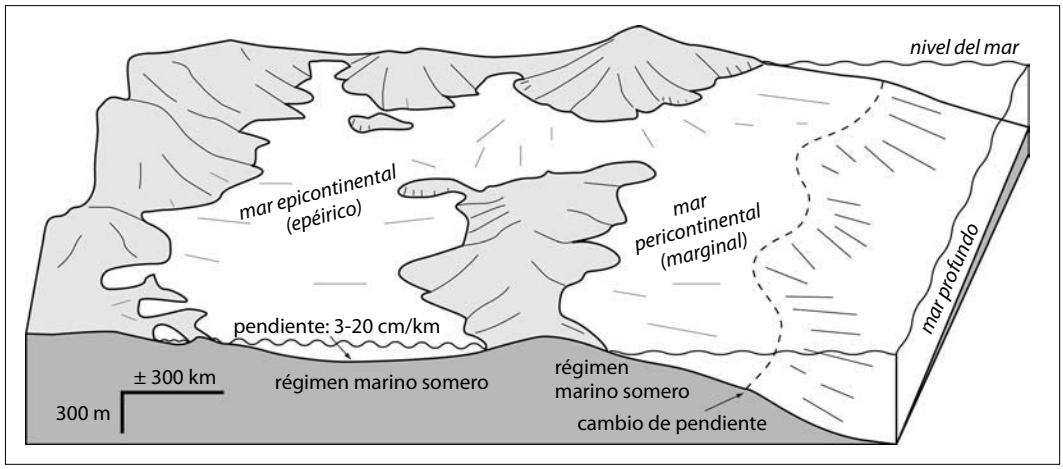


Figura 12.1. Tipos de mares someros. Modificado de Heckel, 1972.

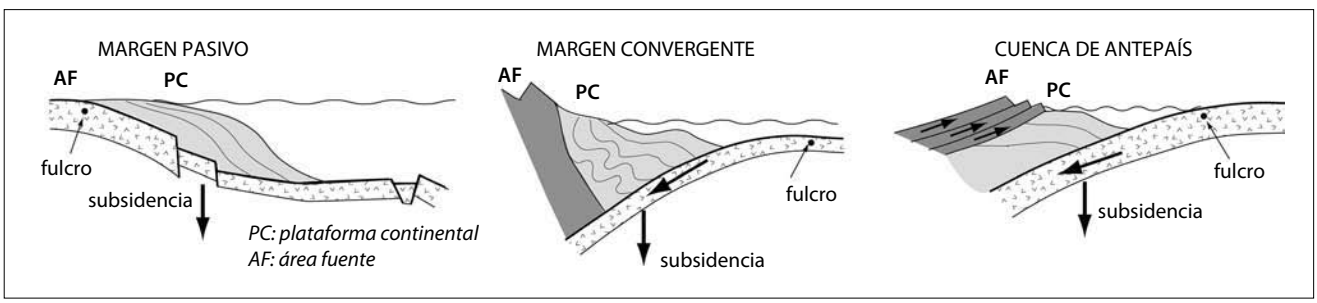


Figura 12.2. Contextos estructurales de las plataformas continentales y posición relativa del área fuente de los sedimentos. Modificado de Swift y Thorne, 1991.

al romperse las masas de corteza continental y abrirse océanos entre ellas, quedaron a ambos lados de la fractura tan sólo unas zonas subsidentes periféricas relativamente estrechas.

La sedimentación en los mares someros está condicionada por diversos factores que incluyen los parámetros físicos, el clima, los aportes sedimentarios, los procesos físicos, químicos y biológicos y, por supuesto, los cambios eustáticos o cambios relativos del nivel del mar (figura 12.3).

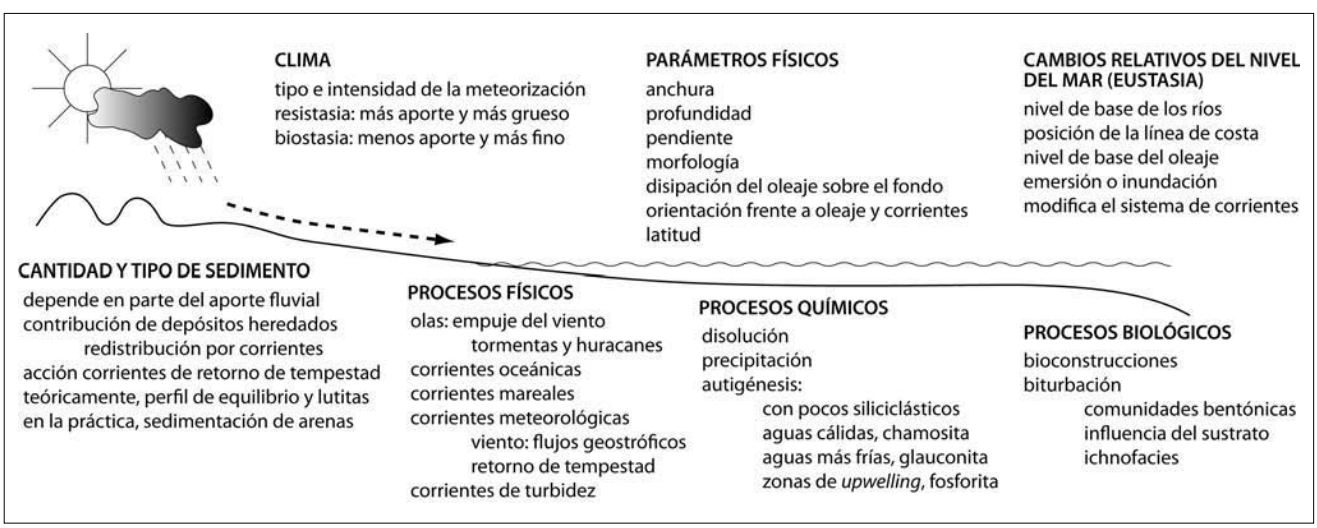


Figura 12.3. Factores que controlan la sedimentación en la plataforma. Explicación en el texto.

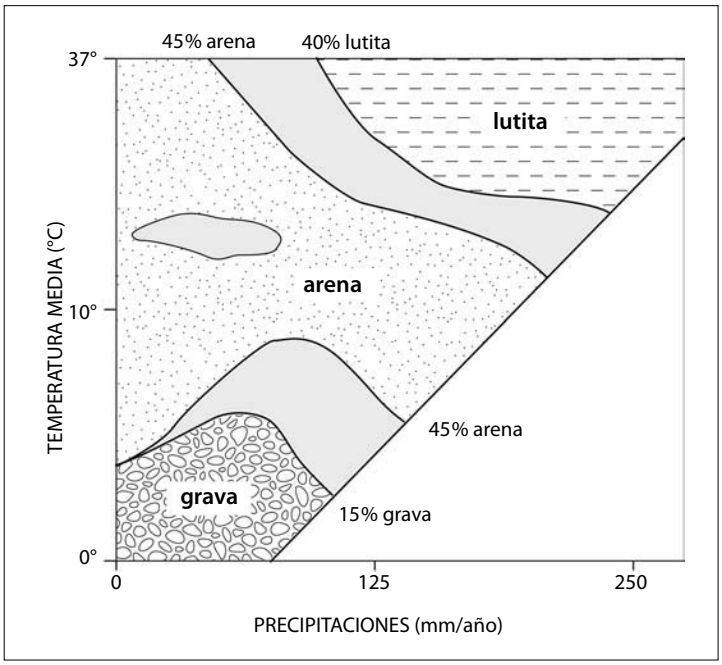


Figura 12.4. Granulometría en la plataforma interna, en comparación con las precipitaciones y las temperaturas medias de las regiones costeras colindantes. Modificado de Hayes, 1967.

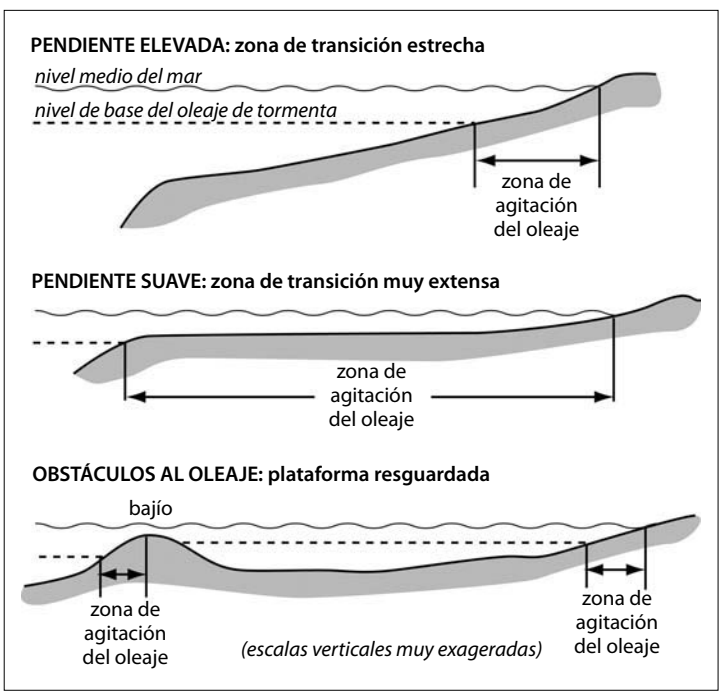


Figura 12.5. Modelos conceptuales de la acción del oleaje sobre varias plataformas en función de las pendientes relativas.

Los mares someros reciben una gran variedad de sedimentos. El aporte procede en gran parte de los ríos y depende del clima; el volumen suministrado alcanza sus valores máximos en las latitudes medias donde hay poca cubierta vegetal (figura 12.4). Las mayores acumulaciones se producen frente a las desembocaduras fluviales y en los prodeltas distales. En las áreas transgresivas el sedimento procede esencialmente de la destrucción del *shoreface* y la mayor acumulación se produce en la plataforma interna, con uno o dos episodios anuales de transporte activo.

La granulometría del sedimento abarca desde lutitas a tillitas glaciares y, en gran parte, está ligada al clima, porque de él dependen el tipo de meteorización y su intensidad (figura 12.4). En general, el tamaño de grano suele ser más grueso en los márgenes continentales convergentes, y más fino en los pasivos porque en ellos los sistemas de drenaje son más grandes y complejos.

La acción de los agentes dinámicos (esencialmente olas y corrientes) provoca desplazamientos de masas de agua que modifican las condiciones fisicoquímicas y mueven y erosionan sedimento. Ahora bien, su capacidad de actuación está estrechamente controlada por la morfología del fondo (figura 12.5).

La topografía del fondo es muy variable; en unos casos es llana, mientras que en otros es irregular porque hay bajíos, islas y valles de origen fluvial, excavados en épocas de nivel del mar más bajo. Como formas de fondo *(bedforms)* se encuentran *ripples* de oscilación, barras de arena, *sand waves,* y diversos rasgos erosivos.

Los procesos químicos influyen profundamente en los depósitos de plataforma y revisten gran interés, pues de su estudio se pueden sacar muchas conclusiones genéticas. Entre los más interesantes destaca la precipitación de minerales autigénicos, es decir formados en el propio ambiente, que pueden usarse por ello para identificarlo, la precipitación de carbonato, sílice e hidróxidos de hierro y de manganeso, la cementación, etc. En fondos con escasa sedimentación terrígena se forman chamosita en aguas cálidas, glauconita en aguas más frías y fosforita en zonas de ascenso de corrientes profundas *(upwelling),* cuyas aguas cargadas en nutrientes favorecen la multiplicación explosiva del fitoplancton.

Los cambios del nivel del mar o cambios eustáticos son de origen glacial, tectónico (diastrofismo local o regional que modifica el nivel de base de la red fluvial) o debidos a subsidencia

por compactación y expulsión de fluidos. La magnitud y la frecuencia de los cambios son muy variables y afectan profundamente la sedimentación. La eustasia controla la emersión o la inundación de parte de la plataforma, exponiéndola a la erosión o resguardándola de ella, cambia la distribución y extensión de los ambientes sedimentarios llevando sedimentos terrestres a zonas anteriormente sumergidas y viceversa y, finalmente, regula el nivel de base de los ríos y, con ello, su capacidad de transporte y su dinámica general como suministradores de sedimento.

Como los cambios eustáticos modifican la profundidad, es decir, el espesor de la capa de agua sobre cualquier punto del fondo, también modifican el nivel de base del oleaje y las corrientes y sus posibilidades de actuar sobre el fondo; normalmente, esto se traduce en cambios litológicos.

Hace años se suponía que en la plataforma sólo se depositaban materiales por decantación, de modo que el tamaño de grano medio disminuía gradualmente hacia mar abierto. Pero los cambios eustáticos pleistocénicos han hecho emerger grandes extensiones del fondo y favorecido la acumulación de sedimentos en condiciones subaéreas y subacuáticas. No obstante, estos materiales responden al régimen hidráulico actual y cerca de los deltas incluso se ha vuelto al régimen regresivo a causa de la progradación deltaica. Es decir, los procesos y los sedimentos actuales son extrapolables al pasado, ya que entonces hubo también fluctuaciones del nivel del mar.

Los mares someros se caracterizan por una gran variedad y riqueza de organismos cuyo estudio aporta datos paleoambientales muy valiosos. Normalmente el fondo está sometido a una intensa bioturbación que, con frecuencia (pero no siempre) borra la estructura original del sedimento.

La efectividad de los procesos sedimentarios que actúan en las plataformas (figura 12.3) depende de sus intensidades relativas, la profundidad y la orientación de la costa con respecto a las direcciones de propagación del oleaje y los temporales, la morfología del fondo y la cantidad y naturaleza del sedimento disponible. En líneas generales el fondo es retocado por el oleaje durante las tempestades y sometido a erosión y transporte que producen las típicas capas de tormenta de base erosiva descritas en las zonas sublitorales, que consisten en acumulaciones de conchas de moluscos, gravas y cantos blandos que evolucionan hacia arriba a secuencias de energía decreciente. Durante el buen tiempo el fondo suele permanecer en reposo y sometido a bioturbación.

Cuando se analizan facies antiguas hay otros dos aspectos más a tener en cuenta: cada plataforma ha seguido su propia historia geológica y buena parte del depósito original se ha perdido por remoción y resedimentación.

Y, antes de seguir, una advertencia: por no recargar el texto, no se citan los trabajos de los que se ha extraído el material usado para componer este capítulo, pero el lector avisado sabrá reconocerlos en la lista bibliográfica. Se cita, por supuesto, la procedencia de las figuras, aunque la responsabilidad de los cambios introducidos en ellas no debe achacarse, jamás, a los autores originales.

TIPOS DE PLATAFORMAS

Los depósitos de plataformas actuales muestran diversas facies sedimentarias que cambian lateralmente hacia tierra y hacia el mar repectivamente a depósitos costeros y de talud de muy distintos tipos. Esta variedad sedimentaria refleja la amplia gama de contextos geológicos en que se sitúan las plataformas actuales y la compleja historia geológica reciente inducida por los cambios eustáticos de nivel del mar.

Se han propuesto varias clasificaciones de plataformas teniendo en cuenta la morfología, criterios geofísicos, y otros factores que se suponen determinantes para el espectro sedimenta-

rio. Shepard (1977), por ejemplo, diferencia seis tipos en función de la tectónica y el clima: 1) de áreas glaciadas, 2) con arrecifes de coral, 3) bordeadas por islas o bancos rocosos, 4) relacionadas con la tectónica de placas (en márgenes activos), 5) con barras alargadas de arena y 6) relacionadas con grandes deltas. Estos tipos ilustran la variabilidad ambiental y, por ello, merecen una breve descripción.

Plataformas de áreas glaciadas

Los glaciares erosionan el substrato y los sedimentos de plataforma no sólo por el arrastre del hielo, sino también por la acción de las aguas de deshielo. A estos rasgos erosivos se añaden los depósitos glaciares: *tills* morrénicos, sedimentos glaciomarinos más o menos estratificados y lutitas marinas laminadas con bloques *(dropstones)*. El retrabajado marino posterior de estas morfologías y depósitos heredados tiende a reorganizar estos materiales acumulando la arena en bancos o barras, mientras que las lutitas cubren el fondo suavizando sus irregularidades.

Un ejemplo actual es el extremo noreste de la plataforma de los Estados Unidos en los alrededores del Georges Bank (figura 12.6). El flanco norte del banco muestra una topografía irregular con la superficie cubierta de gravas y arenas depositadas en las morrenas terminales del casquete glaciar del Pleistoceno superior. Hacia el sur, sin embargo, el relieve es suave y se interpreta como una zona fluvio-glacial en el frente de deshielo *(outwash)* donde se depositaba arena fina bien seleccionada. La transgresión holocena ha retrabajado superficialmente todos estos sedimentos.

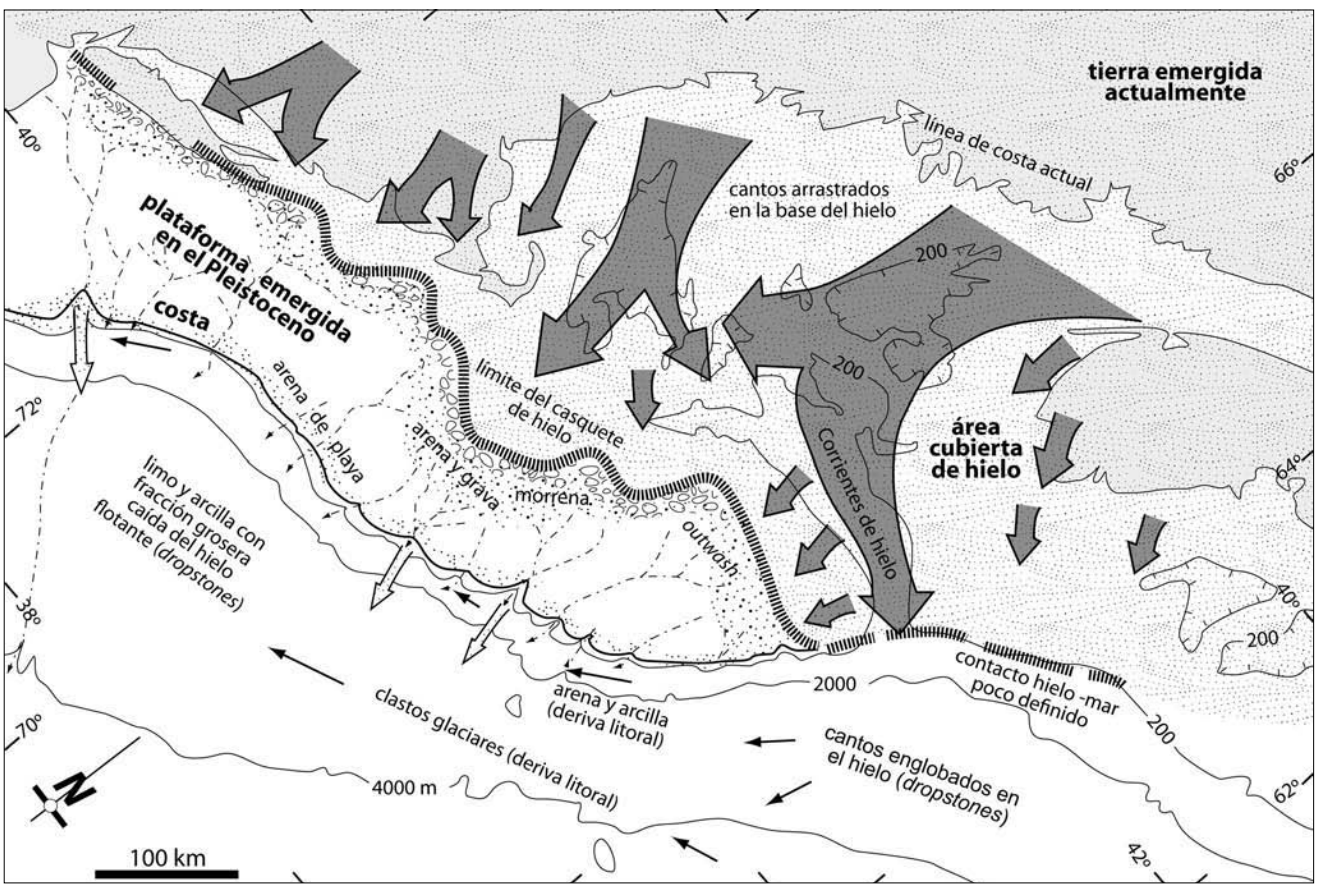


Figura 12.6. Mapa esquemático del Georges Bank en el margen continental del noreste de los Estados Unidos mostrando la textura y la génesis de los sedimentos del Pleistoceno. Modificado de Schlee, 1973 y de Bouma *et al.*, 1982. Nótese que el norte no está hacia la parte superior de la figura.

Plataformas con arrecifes de coral

Los arrecifes y bancos de carbonato constituyen zonas elevadas en la plataforma que son colonizadas por organismos en las zonas tropicales. Están rodeados de abanicos de sedimento carbonatado esqueletal que forman taludes.

Unas veces se sitúan en el margen de la plataforma produciendo montículos alargados irregulares que dan paso al talud continental. Otras, forman pináculos y bajíos irregulares rodeados de taludes que los unen a la plataforma y cuya distribución suele estar controlada por la tectónica o la karstificación. Son objeto de estudio en otro capítulo de este libro.

Plataformas bordeadas por islas o bancos rocosos

Las islas y bajíos rocosos pueden darse en plataformas amplias o estrechas y los surcos que las separan tienden a rellenarse de sedimento fino, como en la plataforma occidental de la Península de California (México).

Plataformas situadas en zonas tectónicamente activas, relacionadas con la tectónica de placas

Su rasgo más sobresaliente es que son estrechas y, por ello, de pendiente media más elevada que las de los márgenes continentales pasivos, aunque los sedimentos, las texturas y estructuras sedimentarias sean análogos en ambas y, por ello, no pueden usarse como criterio distintivo.

Un ejemplo de este tipo es la plataforma de Oregón en la costa occidental de los Estados Unidos, que es muy estrecha y está expuesta a los temporales del Pacífico. El régimen hidrodinámico está controlado por corrientes de origen meteorológico que van cambiando a lo largo del año. Las corrientes oceánicas y las de marea juegan un papel secundario. En verano las corrientes son débiles y actúan sólo en la plataforma interna, dejando el resto a merced de la bioturbación; por el contrario, en invierno los fuertes vientos y las olas oceánicas generan corrientes que erosionan el fondo de la plataforma y transportan arena y limo como carga de fondo y suspensión. El aporte de sedimento fluvial se estratifica en capas turbias a favor de tres termoclinas cuyos espesores van cambiando a lo largo del año: una superficial de carácter estacional, otra media, permanente, y la tercera en el fondo (figura 12.7).

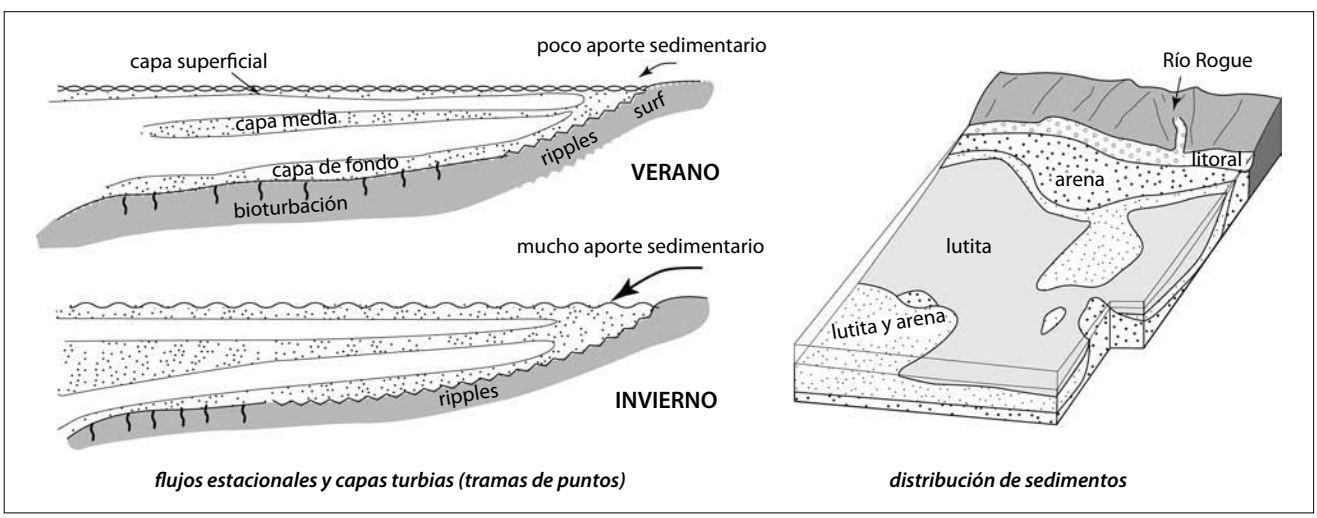


Figura 12.7. Plataforma continental del sur de Oregón mostrando los dispositivos de sedimentación estacional y la distribución de sedimentos frente al río Rogue, esencialmente heredados de una época con nivel del mar más bajo y que están en vías de adaptación a las nuevas condiciones ambientales. Modificados de Kulm *et al.*, 1975.

La distribución de facies sedimentarias arenosas, lutíticas y mixtas está controlada por la descarga fluvial, el aporte de sedimento, las corrientes ascendentes *(upwelling)* y el retrabajado físico y orgánico. Actualmente, los sedimentos de la plataforma están en vías de adaptación a las nuevas condiciones energéticas (figura 12.7).

Plataformas con barras alargadas de arena

La parte interna de las plataformas suele presentar grandes barras de arena sobre las que migran *ripples* y *megaripples*.

Un ejemplo bien estudiado es la amplia plataforma de la zona atlántica central de los Estados Unidos. La región es tectónicamente estable y su régimen hidrodinámico está dominado por las tormentas. La topografía de la plataforma interna es muy compleja, con barras alargadas formadas a partir de islas barrera que fueron quedando sumergidas al inundar la llanura costera la transgresión holocena. El aporte es muy reducido y la mayor parte del sedimento de la plataforma es heredado; las texturas y formas de fondo indican que han sufrido un retrabajado *in situ*.

Se han reconocido por lo menos tres mecanismos de generación de barras: *a*) unas se formaron en la parte baja del *shoreface*, quedaron aisladas como crestas arenosas al progresar la transgresión y sufrieron la acción posterior de los agentes de la plataforma que, incluso, modificaron la orientación de algunas de las barras; por ejemplo, la Bahía de Delaware en Estados Unidos (figura 12.8A); *b*) Otras proceden de acumulaciones de arena o barras en las desembocaduras de estuarios y canales de marea, que han quedado sumergidas al progresar la transgresión y cambian posteriormente de orientación bajo la influencia de las corrientes de tormenta, como en Virginia (EE.UU., figura 12.8B). Algo similar ha ocurrido en el mar de la China Oriental (figura 12.9); *c*) Un tercer tipo deriva de acumulaciones submarinas arenosas en los salientes costeros donde confluyen derivas litorales, como en los Cabos Lookout y Fear (figura 12.8C), que evolucionan posteriormente y cambian de orientación bajo el impulso de las olas y las corrientes.

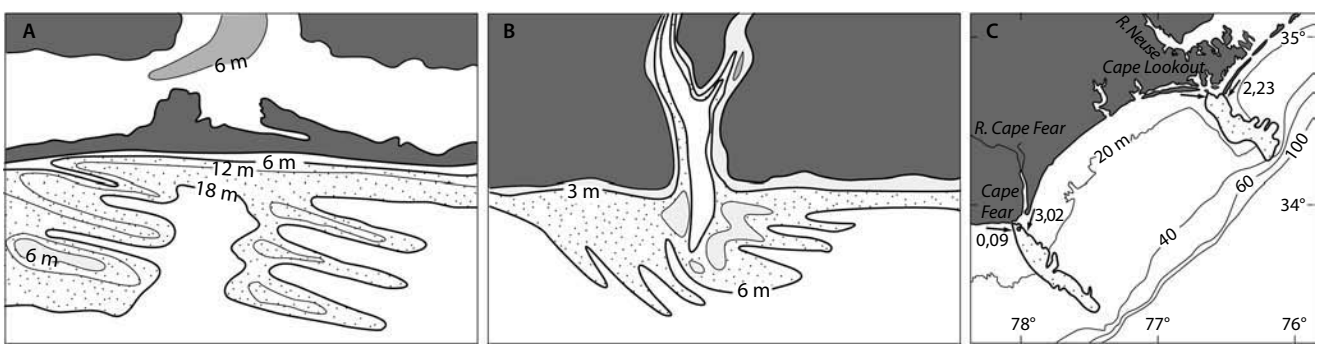


Figura 12.8. Formación de barras lineales de arena. A: por retroceso de la línea de costa que deja tras de sí crestas lineales de arena sumergidas; B: A partir de barras asociadas a canales mareales; C: Acumulaciones arenosas en puntos de confluencia de derivas litorales (flechas con velocidad en nudos = millas naúticas/h). Modificados de: A y B, Swift *et al*., 1972; C, Langfelder *et al*., 1968.

Plataformas relacionadas con deltas

En los márgenes continentales pasivos la plataforma se extiende como una prolongación del continente y prograda a partir del sedimento aportado por los ríos formando un prisma sedimentario en cuya parte alta actúan el oleaje y las corrientes que redistribuyen el sedimento. Por el contrario, en la parte distal el papel preponderante corresponde al transporte gravi-

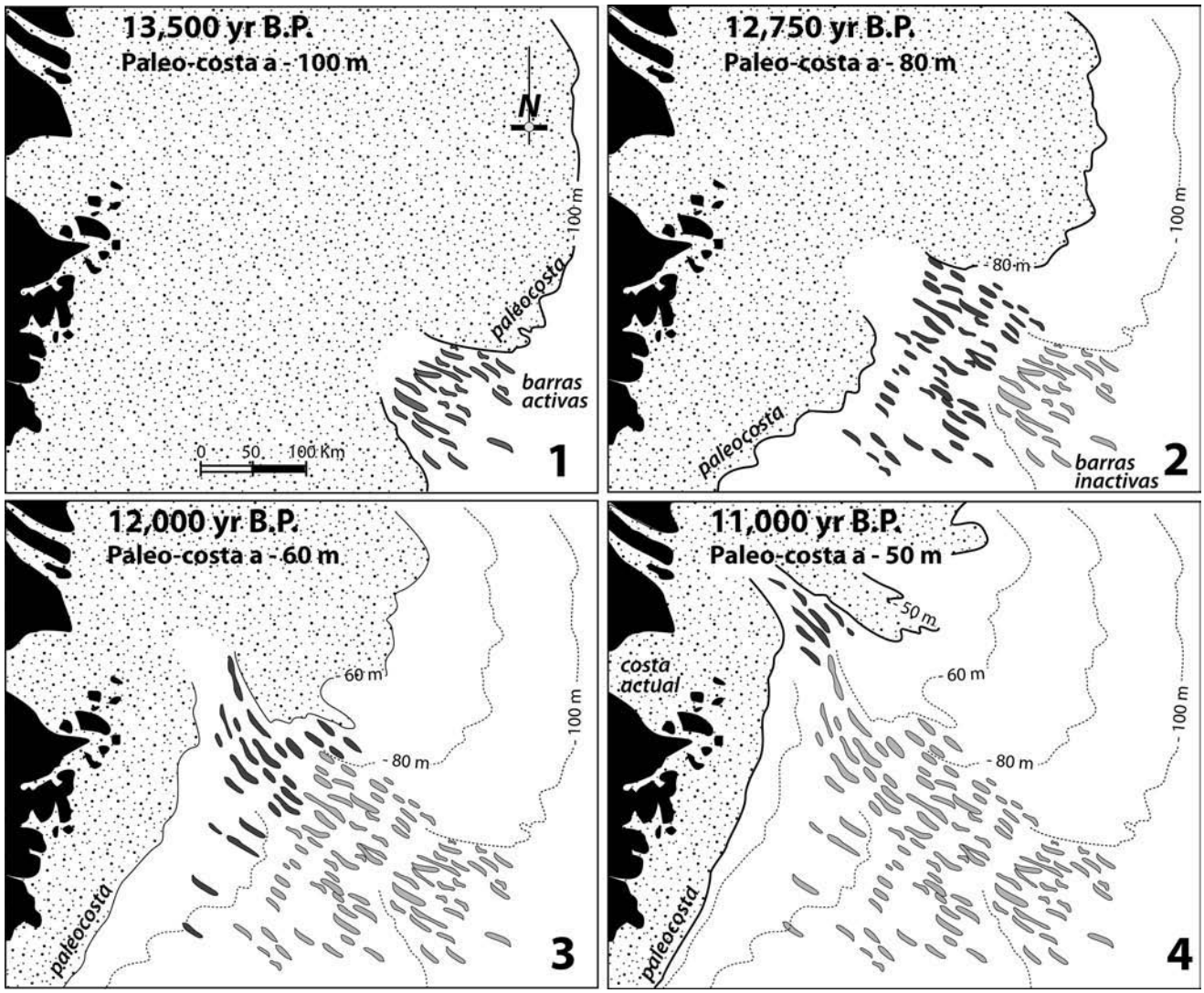


Figura 12.9. Evolución del campo de barras mareales del mar de la China Oriental durante la subida eustática de la Última Deglaciación. Las barras ocupan un valle encajado en la plataforma durante la última glaciación, que ha ido pasando de condiciones fluviales a estuarinas y, finalmente, marinas someras en el curso de la transgresión. Modificado de Yang y Sun, 1988.

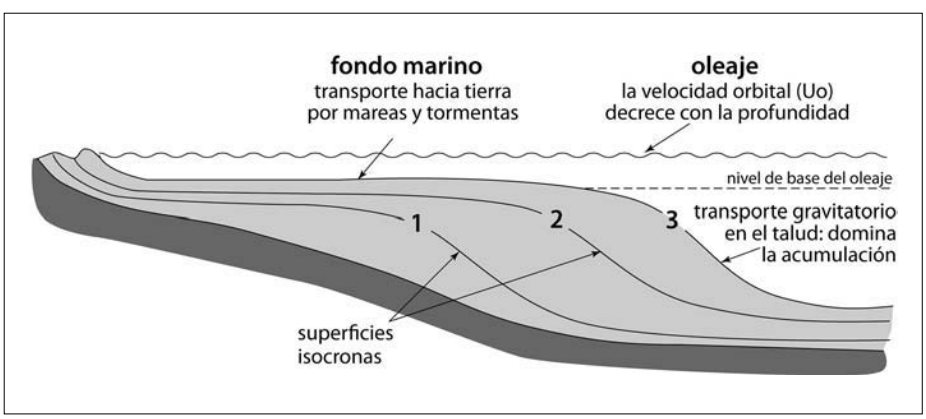


Figura 12.10. Morfología de un prisma sedimentario de plataforma en pleno crecimiento en un margen continental. Las líneas de tiempo indican las sucesivas posiciones de la superficie del depósito. Modificada de Swift y Thorne, 1991.

tatorio (figura 12.10). Este es, por ejemplo, el caso de la plataforma oriental de la Península Ibérica durante el Neógeno.

No obstante, en la vecindad de los deltas, la elevada tasa de sedimentación altera el esquema ideal y las líneas batimétricas se adaptan a los abombamientos resultantes. Esto sucede en la plataforma del sur de Texas (EE.UU.), donde desembocaban los ríos Grande y Colorado-Brazos durante el Pleistoce-

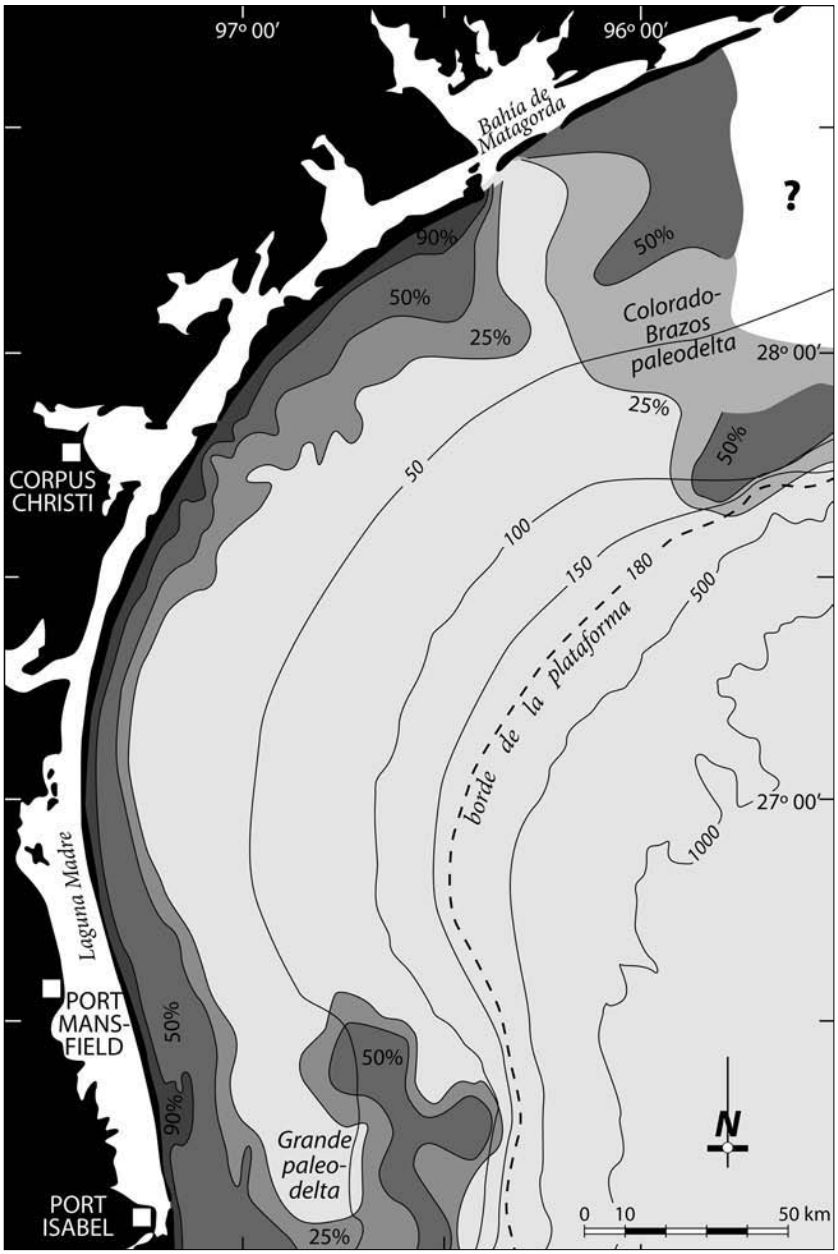


Figura 12.11. Topografía de la plataforma continental del Sur de Tejas (batimetría en m) y curvas de porcentajes de arena (fracción mayor de 63 micras) en el sedimento superficial del fondo. Modificado de Berryhill *et al.*, 1976 y de Bouma *et al.*, 1982.

no superior (figura 12.11). Este ejemplo ilustra la variedad de procesos y las consecuencias de la historia sedimentaria.

La topografía de esta plataforma muestra pocos accidentes y una pendiente muy baja (del orden del 2 por mil). Los únicos relieves destacables son unos montículos carbonatados pleistocénicos que sobresalen por encima de una loma curva que hay en medio de la plataforma a unos 100 m de profundidad, y los dos grandes abultamientos de los deltas pleistocénicos enterrados que progradaron activamente durante una época de nivel del mar más bajo que el actual (figura 12.12). La plataforma constituye la prolongación topográfica y geológica de la llanura costera tejana, cuyas islas barrera son acumulaciones de arena relativamente poco potentes (entre 18 m cerca de Corpus Christi en la parte norte de la Isla Padre y 2 m hacia la desembocadura del río Grande). Tanto hacia tierra como hacia el mar se encuentran los restos de otras islas barrera que demuestran la variabilidad del nivel del mar en épocas pasadas.

La plataforma interna está cubierta de sedimentos arenosos y la granulometría decrece hacia el mar, como cabria esperar. No obstante, hacia la plataforma externa, aparecen arenas más gruesas y bien seleccionadas pero con restos de conglomerados, cuya fauna de moluscos costeros delata su origen litoral durante una fase de bajada eustática del orden de 150 m durante la última glaciación (Würm o Wisconsin, figura 12.12). Hacia el norte y el sur aumenta también el tamaño de grano pues la plataforma grada lateralmente a los deltas pleistocénicos (figura 12.11) que actualmente están siendo reelaborados por la dinámica marina.

Así pues, las oscilaciones eustáticas han influido repetidamente en la dinámica de la plataforma y modificado drásticamente tanto el régimen hidrodinámico como la distribución de ambientes sedimentarios. Durante los períodos de nivel del mar bajo *(lowstand)* gran parte de la plataforma quedaba emergida y en continuidad lateral con la llanura costera; se acumulaban allí deltas, islas barrera y lagoones, aunque a una cota decenas de metros por debajo de la actual. Al ascender el mar durante la última deglaciación estos ambientes fueron sumergidos progresivamente y empezaron a cubrirse de sedimentos marinos de grano fino.

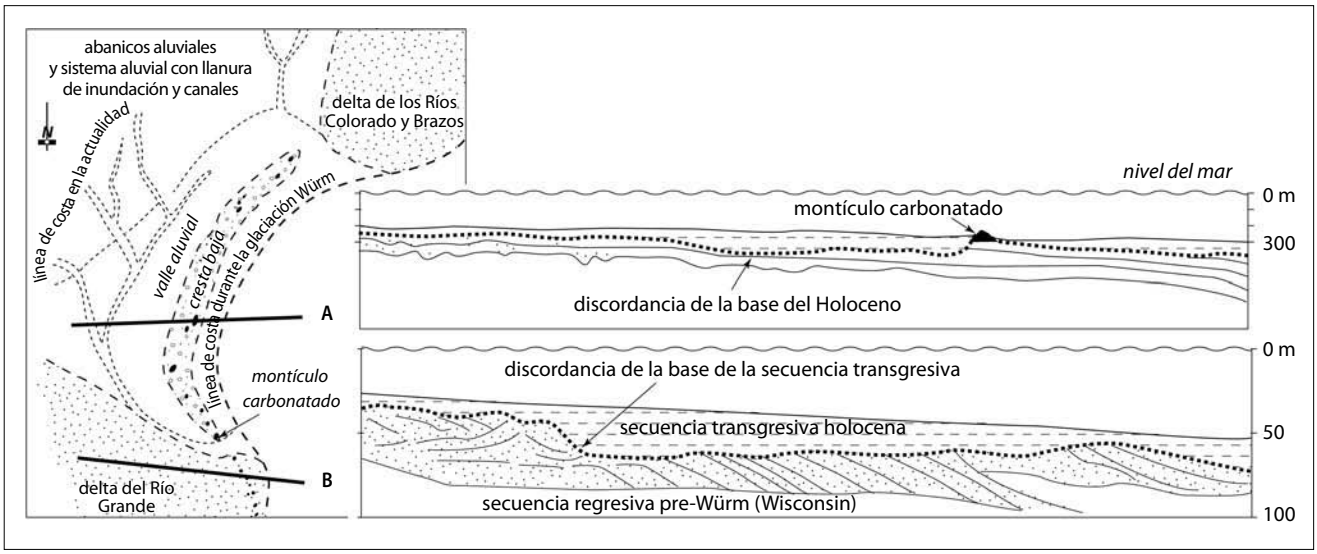


Figura 12.12. Perfiles esquemáticos de la plataforma del sur de Tejas que ilustran las relaciones entre los sedimentos pleistocénicos regresivos y los holocénicos transgresivos. Corte A: secuencia regresiva poco potente y canales fluviales hacia tierra; Corte B: potente secuencia progradante del paleodelta del río Grande que se extendía hasta el borde de la plataforma durante la última glaciación (Würm=Wisconsin) cubierta por los sedimentos transgresivos holocenos. Modificado de Bouma *et al.*, 1982).

PROCESOS SEDIMENTARIOS EN LA PLATAFORMA

La barrera de energía del litoral

La sedimentación en las plataformas depende en gran medida de la respuesta del litoral a los cambios eustáticos, pues la zona litoral actúa como una barrera que tiende a impedir el trasvase de sedimento desde el continente hacia el mar. Ello se debe a que las olas ejercen un esfuerzo sobre el fondo dirigido hacia tierra, que tiende a llevar la arena hacia la costa produciendo un efecto que se denomina *barrera de energía del litoral* (figura 12.13). El sedimento sólo puede atravesarla para alcanzar la plataforma de dos modos: en las desembocaduras fluviales y en el *shoreface* de las playas (figura 12.14).

En las *desembocaduras fluviales* el sedimento traspasa la barrera por la inercia del chorro de agua (figura 12.15) y se acumula allí cerca formando flechas y cordones litorales en las que permanece cierto tiempo, hasta que las corrientes de resaca de tormenta (también llamadas

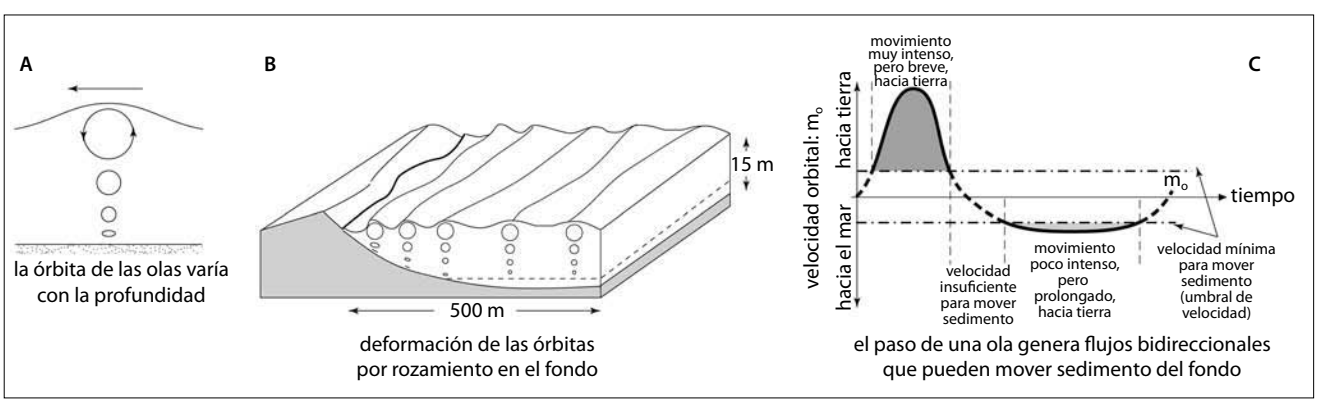


Figura 12.13. La barrera de energía del litoral. A: variación de las órbitas de las olas con la profundidad; B: deformación de las órbitas por rozamiento con el fondo; C: registro tiempo/velocidad del flujo en el fondo durante el paso de una ola, el gráfico simula la situación dinámica vista en planta, con la costa hacia arriba. Modificado de Swift y Thorne, 1991a.

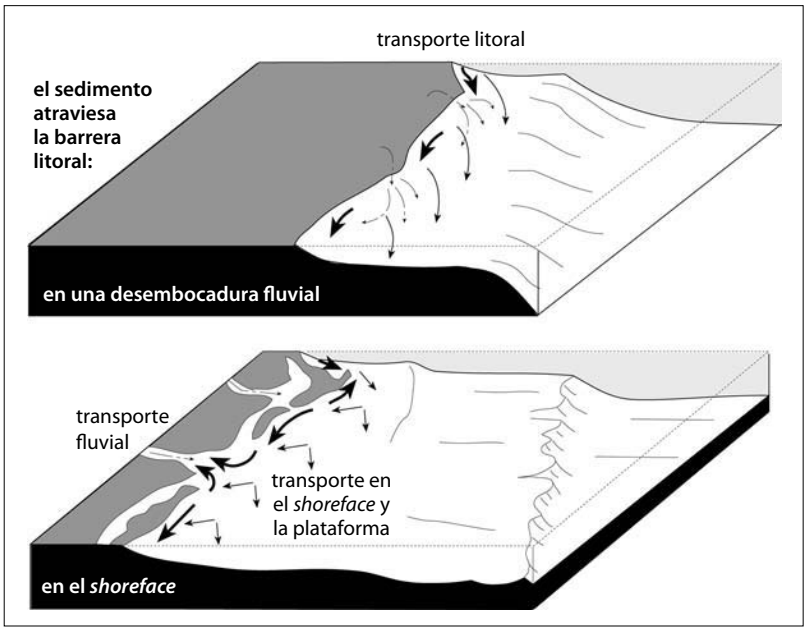


Figura 12.14. El sedimento sólo puede atravesar la barrera de energía del litoral en las desembocaduras fluviales o por erosión del *shoreface* durante las tormentas. Modificado de Swift y Thorne, 1991a.

de retorno o de reflujo de tormenta), que barren el fondo hacia el mar abierto, lo arrastran a la plataforma externa. Estos materiales que traen los ríos de lejos (de sus correspondientes áreas fuente) son alóctonos y, al llegar a la plataforma, se depositan rápidamente sin que haya ocasión para que se seleccionen facies separadas. La elevada tasa de sedimentación produce potentes sucesiones homogéneas de grano fino, con cambios graduales de facies y granulometría. El proceso dominante es la *advección*, es decir, el movimiento lateral y vertical de masas de agua (corrientes).

Las desembocaduras fluviales son sistemas de depósito regresivos que se asocian a deltas y estuarios en equilibrio, en los que el aporte supera a la acomodación, aunque en algunos casos estén situados incluso en costas transgresivas. En definitiva, dejan pasar mucho sedimento hacia el mar.

El *shoreface* de las playas aporta sedimento autóctono (pues ya se ha incorporado al sistema marino) cuando se erosiona en el transcurso de una transgresión y la acomodación supera la sedimentación. Esto sucede porque los estuarios anejos a las playas retienen sedimento dejándolas deficitarias en arena e incapaces de compensar la repetida erosión de las resacas de tormenta (figura 12.16). De este modo se van excavando superficies erosivas *(ravinement surfaces)* que descubren y erosionan los depósitos infrayacentes. En casos extremos puede llegar a removilizarse la arena de los estuarios y los ríos.

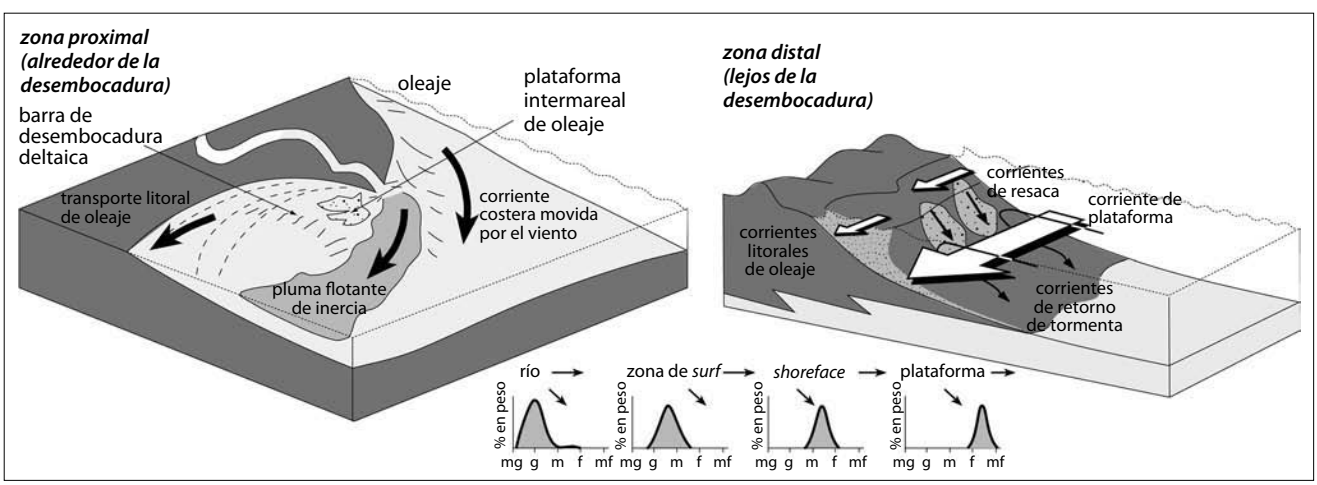


Figura 12.15. Dinámica del traspaso hacia la plataforma en la desembocadura de un río. Cerca de la desembocadura, en la zona proximal, la mayor parte de la arena aportada se acumula en la barra de desembocadura deltaica de donde la va removiendo poco a poco la deriva litoral. El chorro o pluma de desembocadura (pluma flotante de inercia) arrastra las fracciones finas (arena fina a lutita) hacia la plataforma interna, donde decantan (Wright, 1977; Wright y Coleman, 1974). Lejos de la desembocadura (zona distal), las corrientes de resaca (retorno o reflujo) de tormenta que se forman en la zona de *surf* arrastran arena en suspensión y la ponen al alcance de las corrientes de plataforma, que la mueven oblicuamente hacia el *shoreface* inferior y el *offshore*. El tamaño de grano va disminuyendo progresivamente hacia las zonas distales del *sistema de dispersión del sedimento* por selección progresiva, como muestran los histogramas granulométricos de la parte inferior de la figura. Modificado de Swift *et al.*, 1985.

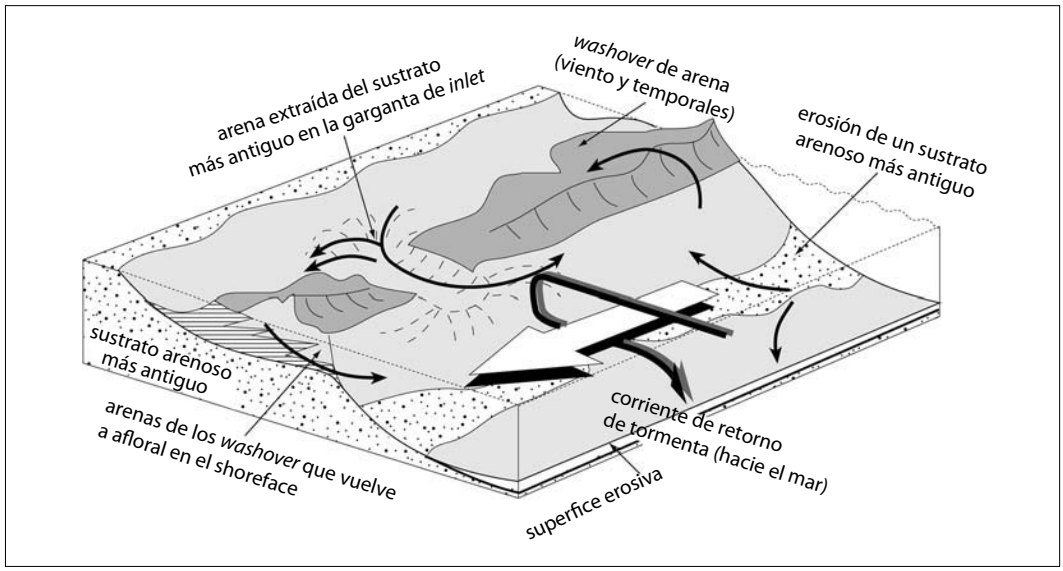


Figura 12.16. Traspaso de la barrera litoral por retrogradación erosiva del *shoreface* durante una transgresión. La arena de la barrera se recicla una y otra vez por *overwash,* enterramiento y re-exposición en el *shoreface*. Las corrientes de tormenta son paralelas a la costa y tienden a hundirse *(downwelling)* y erosionan el *shoreface*. Parte de esa arena va a parar a la barrera y los *inlets* y parte va hacia la plataforma movida por los reflujos de tormenta (que están sometidos al efecto de Coriolis y, en el bloque diagrama, se desvían hacia la derecha porque se les supone en el Hemisferio Norte) y se incorpora a los mantos de arenas transgresivos. Modificado de Swift *et al.*, 1985 y Niedoroda *et al.*, 1985.

La velocidad de sedimentación es baja y el sedimento se pone repetidamente en suspensión antes de alcanzar su enterramiento «definitivo». Hay un *by-pass* diferencial muy alto y cambios bruscos de texturas, con facies bien definidas, pues el proceso dominante es la *difusión* bajo la acción combinada de las olas y las corrientes inducidas por el viento, que van llevando el sedimento hacia la plataforma externa

Los depósitos asociados a la erosión del *shoreface* son transgresivos, poco potentes, heterogéneos y de grano grueso.

El transporte: olas y corrientes

Los *procesos de transporte* más activos son las olas de tempestad y las corrientes. Se deben, sobre todo, a causas meteorológicas (vientos y olas locales), a las mareas y a otras causas de mayor escala, como los sistemas de circulación atmosférica general inducidos por la radiación solar.

El transporte se produce en suspensión y carga de fondo, en respuesta a la energía del fluido producida por las olas y corrientes. Durante el transporte se seleccionan los granos y van quedando abandonados en el fondo los que el agente implicado no puede mover.

La «energía del fluido» es, en realidad, el esfuerzo que ejercen sobre el fondo las olas y las corrientes de tormenta y de marea. El 80% de la plataforma está dominado por las olas y sufre varios eventos de erosión y transporte al año. El oleaje de buen tiempo no suele afectar el fondo y sus efectos son mínimos, pero el de tempestad provoca erosión en grandes extensiones y las superficies resultantes se continúan lateralmente en sondeos y afloramientos. Sobre estas superficies erosivas se disponen secuencias de energía decreciente análogas a las expuestas en ambientes sublitorales (figura 12.17). Cabe añadir las olas de origen sísmico o *tsunamis* que barren las plataformas y las costas no sólo de las zonas vecinas de las regiones sísmicamente activas, sino de otras situadas a gran distancia.

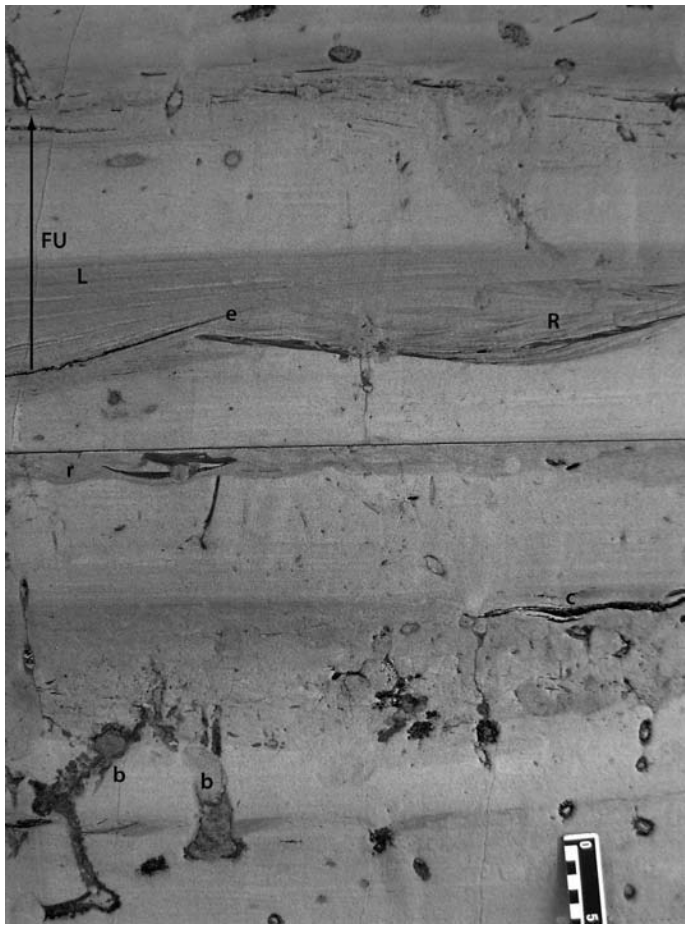


Figura 12.17. Secuencias de energía y tamaño de grano decrecientes hacia el techo (FU) producidas por el oleaje en un fondo marino somero y separadas por superficies erosivas (e). Las letras significan: L, arenas con laminación paralela de régimen de flujo alto; R, estratificación y, r, laminación cruzada de oscilación; b, bioturbación *(Ophiomorpha)*; c, restos carbonosos (escala en cm).

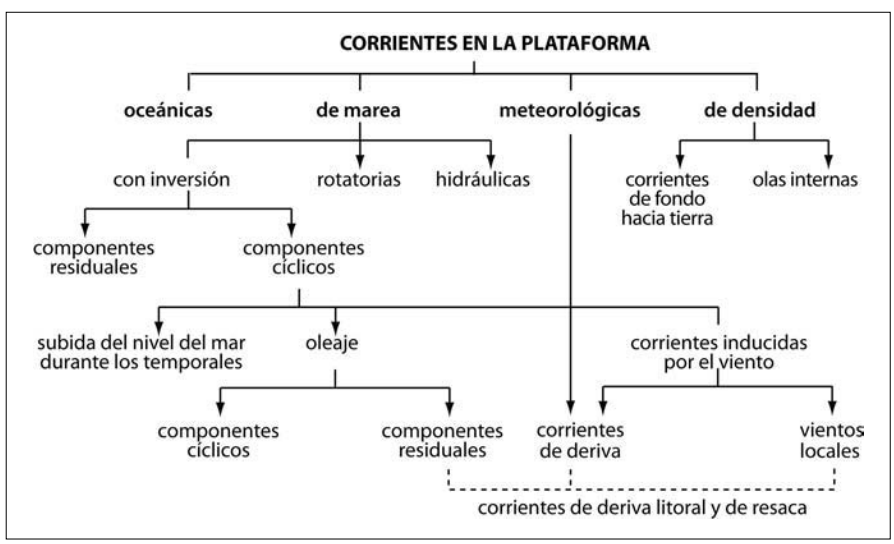


Figura 12.18. Principales procesos físicos que influyen sobre los regímenes hidráulicos de la plataforma. Modificado de Swift *et al.*, 1971.

Existen cuatro tipos principales de corrientes: de circulación oceánica semipermanente, meteorológicas, de marea y de densidad (figura 12.18). Las más activas desde el punto de vista del transporte son las meteorológicas, que son estacionales, y las mareales, que son regulares y actúan más continuamente. El 15% de la plataforma está dominado por corrientes de marea cuya velocidad supera los 25 cm/s. Esto equivale a decir que sufre a diario dos eventos de efectos semejantes a los de una tormenta.

Todos estos procesos, juntos o por separado, son capaces de acumular arena en barras de distinto tamaño, en cuyas crestas se elimina el sedimento fino que va a reposar a los surcos donde permanece, a menos que haya corrientes capaces de removerlo. Si las hubiera, lo arrastraría más lejos dejando un depósito residual *(lag)* sobre una superficie erosiva.

Corrientes meteorológicas

Las causas meteorológicas producen oleaje y arrastre de agua por el viento que, en gran medida, son los controles mayores de los sistemas de circulación en los ambientes someros donde la acción de las mareas es poco acusada o nula.

Pueden diferenciarse cuatro tipos de movimientos cuya acción sobre el fondo depende de la profundidad local y de la situación de ese punto con respecto a la costa: 1) Corrientes producidas por el viento dentro del sistema general de circulación atmosférica. Actúan a distintas escalas de tiempo y espacio. Por ejemplo, las brisas diurnas, que son muy constantes, pueden generar olas de período corto cuyos efectos se hacen patentes a largo plazo; en cambio, las borrascas y anticiclones, que duran varios días, producen vientos muy fuertes cuya dirección va cambiando según se desplaza la perturbación atmosférica. Finalmente, las células de altas o bajas presiones pueden persistir varios meses y producen condiciones más estables que las anteriores. 2) Oscilación del oleaje, cuyo efecto sobre el fondo está condicionado por la profundidad en ese punto. 3) Corrientes de retorno o reflujo de tempestades *(storm surge*

ebb), que vuelven hacia el mar cargadas de sedimento al cesar el viento y las bajas presiones características de los temporales (figura 12.19). Las corrientes de retorno o reflujo acarrean el sedimento erosionado en las zonas costeras hacia las zonas sublitorales y la plataforma, experimentando en el proceso el efecto de Coriolis. 4) Corrientes de resaca *(rip currents)* y paralelas a la costa *(longshore)* inducidas por el oleaje en las zonas de rompientes y de arrastre.

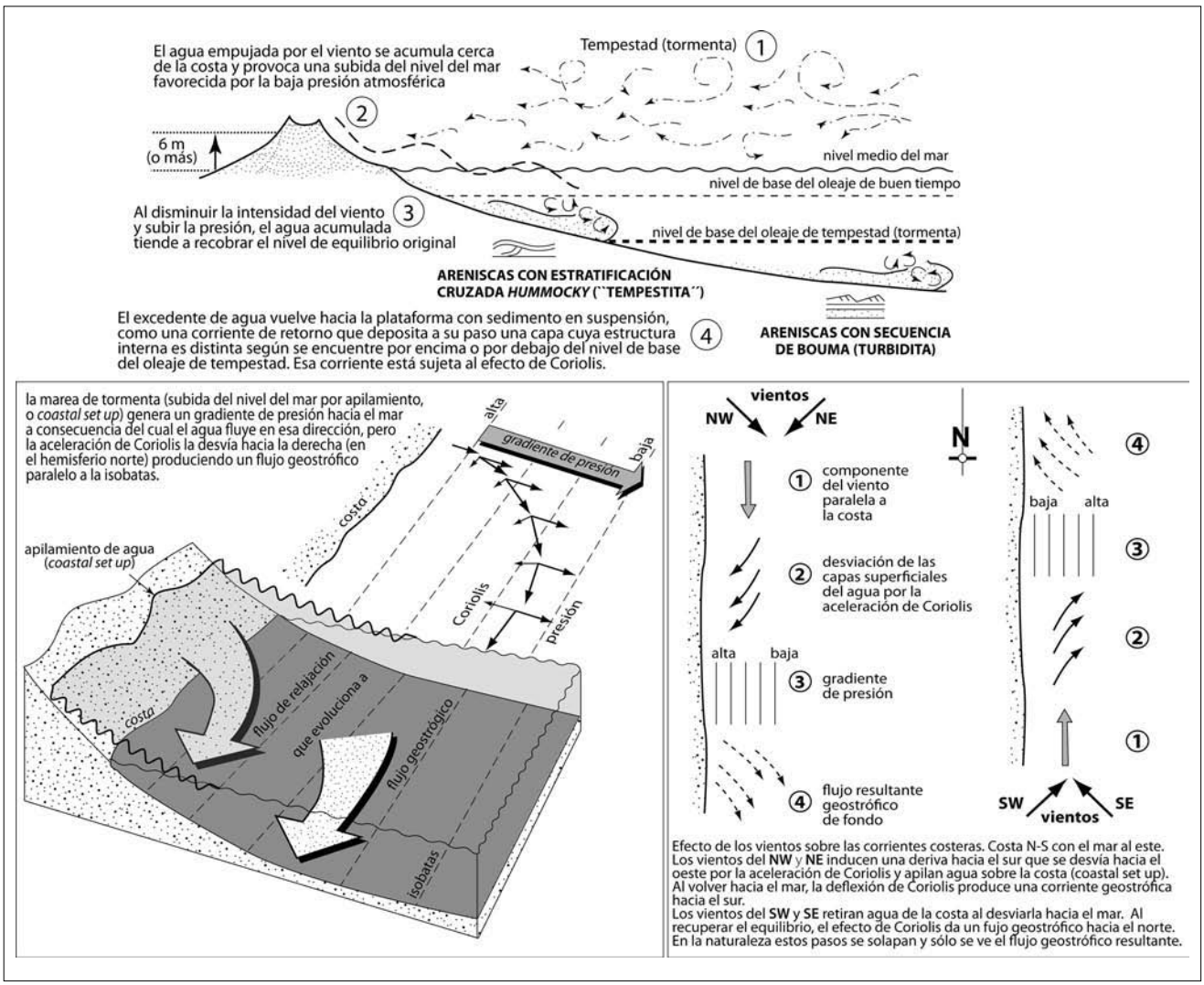


Figura 12.19. Arriba: modelo conceptual que relaciona una tormenta grande (1) con la elevación del nivel del mar resultante (2). Cuando el viento se calma, el agua acumulada en las zonas costeras tiende a recuperar su nivel normal y se produce una corriente de densidad que se mueve hacia el mar (3). Durante el depósito (4), las olas afectan todavía el fondo por encima del nivel de base del oleaje de tormentas pero por debajo del nivel de base en buen tiempo y, cuando se produce el depósito del sedimento transportado por la corriente de turbidez, se forma estratificación cruzada en montículos *(hummocky)*. Por debajo del nivel de base del oleaje en tormentas se deposita una turbidita con las divisiones de Bouma. Modificado de Walker, 1979). Abajo: efecto de Coriolis sobre las corrientes de reflujo de tormenta y sobre las corrientes y los flujos geostróficos inducidos por vientos de diversas direcciones, con el norte hacia arriba. Modificadas de Strahler, 1963 y Swift y Thorne, 1991 y de Walker, 1984.

Corrientes de marea

Las mareas son deformaciones de las masas de agua que cubren la tierra en respuesta a la atracción combinada de la Luna, el Sol y las estrellas. La magnitud de la deformación se llama amplitud o rango de marea y depende del período de oscilación de la cuenca, que está condi-

cionado por sus dimensiones (tamaño y profundidad). Estas mareas, denominadas astronómicas, se forman en los océanos y se propagan hacia sus bordes como unas olas u ondas de marea que están sujetas a las fuerzas de Coriolis. En alta mar la oscilación mareal es inapreciable a un observador pero cuando la onda de marea se aproxima a zonas someras resulta influida por la morfología costera y la topografía del fondo, dando lugar a sistemas de corrientes que giran en sentido opuesto al de las agujas del reloj alrededor de puntos nodales en los que el nivel del mar permanece constante. Estos puntos se denominan puntos anfidrómicos (figura 12.20).

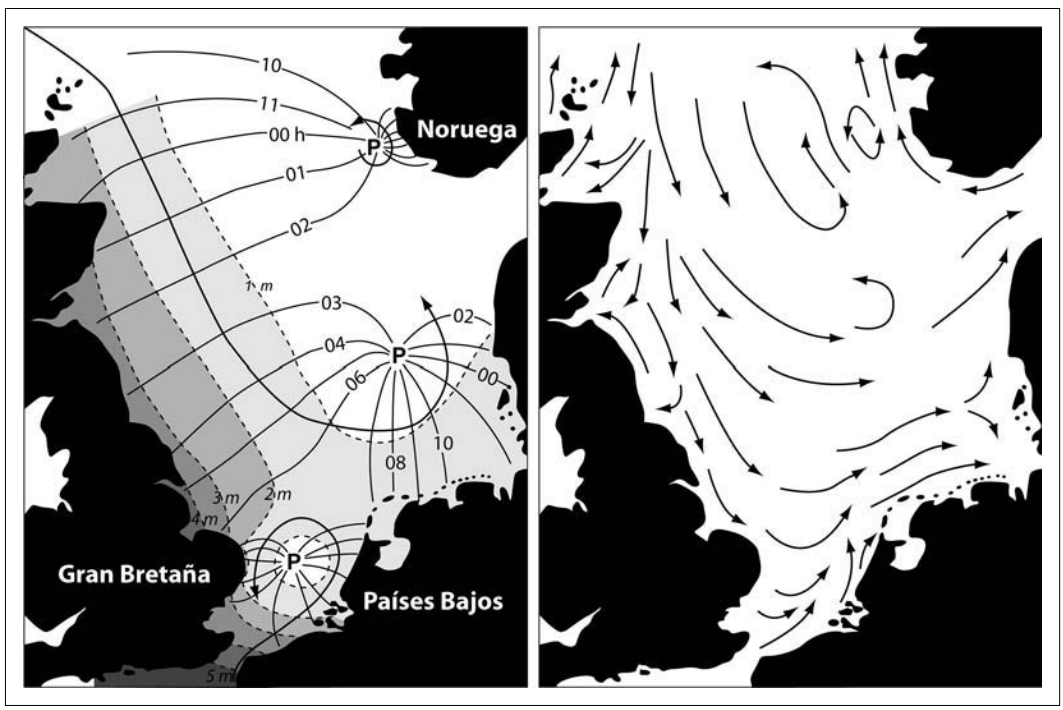


Figura 12.20. Las ondas mareales del mar del Norte giran alrededor de puntos anfidrómicos (P) en los que la amplitud de la marea es cero. Las líneas continuas unen los puntos en los que la marea se produce a la misma hora lunar y las discontinuas los puntos de igual amplitud media. Las corrientes mareales medias medidas en superficie y, presumiblemente el transporte de sedimento, presentan una distribución semejante. Modificado de Houbolt, 1968 y Harvey, 1976.

Las corrientes de marea suelen tener un papel secundario en las plataformas abiertas, pero son muy activas en zonas con restricciones topográficas. En estas condiciones, la corriente es lo suficientemente intensa como para mover arena y acumularla en barras, de las que existen excelentes ejemplos en el mar del Norte. El repetido movimiento de las corrientes de marea afecta intensamente las barras del fondo de estos mares someros. Por una parte interviene el arrastre por las corrientes de flujo y reflujo, que suelen seguir caminos diferentes. Por otra, la asimetría de las corrientes que barren la cresta de las barras hace que su forma vaya cambiando, volviéndose cada vez más sinuosa, hasta llegar a romperlas; se modifican así su morfología y su distribución (figura 12.21).

Para que la marea produzca una deformación apreciable del agua de una cuenca, su volumen debe ser relativamente grande; en caso contrario, la amplitud mareal es muy pequeña o inapreciable. Tal es el caso del mar Mediterráneo o de los Grandes Lagos norteamericanos. En estos mares se genera un tipo de marea diferente al anterior que se denomina marea meteorológica. El nombre hace referencia a que está producida por factores meteorológicos más o menos locales, en especial los vientos diurnos y las tempestades, que son capaces de apilar agua

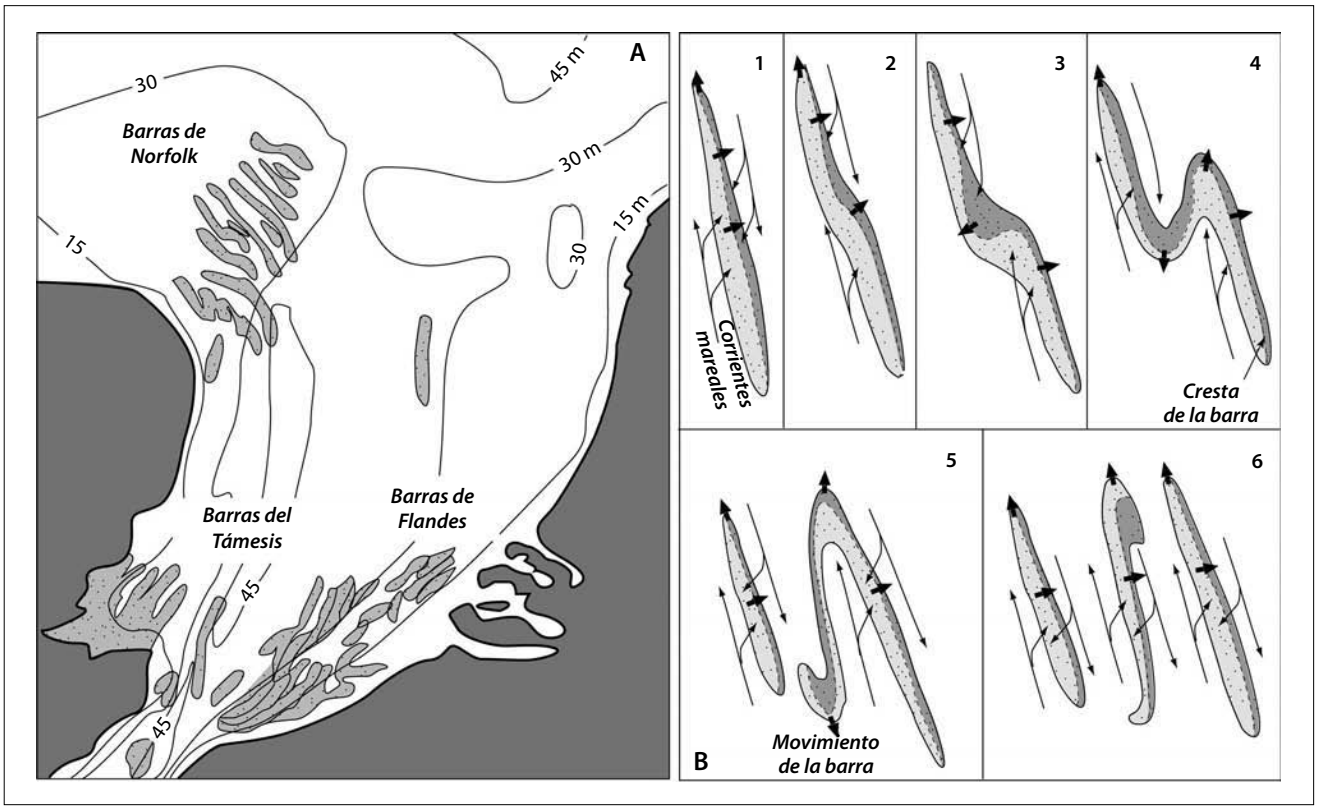


Figura 12.21. A: Campos de barras mareales del mar del Norte meridional. Modificado de Houbolt, 1968). B: La acción opuesta de las corrientes de flujo y reflujo que fluyen por caminos separados a ambos lados de una barra modifica su forma doblándola progresivamente hasta romperla en tres trozos aproximadamente paralelos. Donde antes había una barra aparecen tres. Modificado de Caston, 1972.

contra la costa y producir una sobre-elevación del nivel del mar *(wind setup)*. Este tipo de marea suele tener una periodicidad diurna, o incluso mayor, según sean los patrones de vientos locales. En cambio, las mareas astronómicas suelen ser semidiurnas. Las mareas meteorológicas juegan un gran papel en las costas en las que las mareas astronómicas son despreciables, pues amplían la zona en que pueden actuar los procesos del *foreshore*: en muchos puntos del Mediterráneo occidental la amplitud de la marea astronómica no supera los 8 cm (datos de El Puerto de Mazarrón, Murcia) pero la meteorológica puede ampliarla a 20-25 cm durante las horas centrales del día cuando sopla la brisa del mar en buen tiempo. La sobre-elevación del nivel durante los temporales es uno de los factores que desencadenan la erosión de las playas y la formación de corrientes de resaca de tormenta *(storm surge ebb)*.

Corrientes oceánicas

Se deben a las diferencias de temperatura entre las masas de agua y de aire del ecuador y los polos, que producen un flujo térmico del ecuador a los polos. Hay dos tipos principales: corrientes someras forzadas por los vientos y corrientes profundas, inducidas por diferencias de temperatura y de salinidad, que mueven masas de agua independientes unas de otras y que están separadas entre si por *termoclinas* (superficies de cambio brusco de temperatura entre dos masas adyacentes de agua).

Estas corrientes alcanzan velocidades muy variables; algunas transportan carga de fondo y la apilan en *megaripples* y otras pueden, incluso, erosionar el sustrato. Estas corrientes pueden afectar grandes extensiones, siempre que el movimiento del agua se propague hasta la profun-

didad adecuada. En ciertas ocasiones, las masas de agua que se mueven están empobrecidas en oxígeno y, en caso de que lleguen a cubrir una plataforma, darían lugar a episodios de anoxia en el fondo. Este hecho reviste mucho interés desde el punto de vista económico, porque favorece la acumulación anormal de materia orgánica y la fijación de minerales o elementos químicos que tengan afinidad por ella.

Corrientes de densidad

Se deben a diferencias de temperatura, salinidad o concentración de sedimento en suspensión y aparecen como capas de agua en movimiento a distintas profundidades (figura 12.7), como ocurre en las desembocaduras de los ríos y en los estuarios.

DISTRIBUCIÓN DE FACIES

La sedimentación en la plataforma se caracteriza porque los procesos que actúan en ella son eventos episódicos, es decir breves y frecuentes. La periodicidad de estos eventos es muy variable: unos ocurren de vez en cuando (por ejemplo, las tormentas) y otros a diario a diario (por ejemplo, las corrientes mareales).

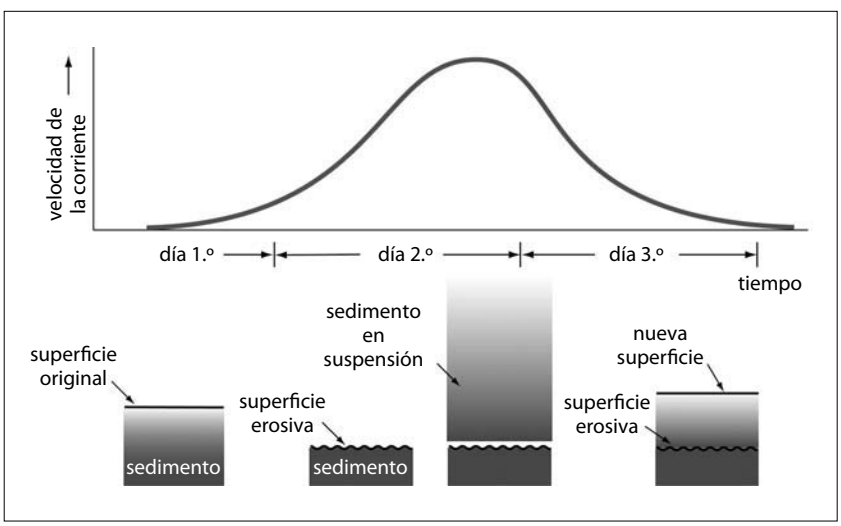


Figura 12.22. Modelo del depósito de una capa de tormenta. Al aumentar la velocidad de la corriente se erosiona sedimento del fondo y se pone en suspensión granoclasificada inmediatamente por encima del fondo. Al desvanecerse la corriente se deposita una capa granoclasificada. Modificado de Niedoroda *et al.*, 1989.

En el evento hay varias fases que quedan registradas en la capa de sedimento resultante. Durante la fase de energía del flujo («energía ambiental») más alta se produce erosión del fondo. Luego se pasa a una situación de equilibrio entre la suspensión y el transporte, en la que los granos caen y se remueven continuamente. Finalmente, al decrecer la intensidad del agente responsable del evento, los granos van decantando de acuerdo con su peso y se organizan con granoclasificación positiva porque los granos gruesos son los primeros en depositarse y tienden a acumularse en la parte basal de las capas, normalmente sobre la superficie erosiva producida durante el paroxismo del evento (figuras 12.22 y 12.17).

En definitiva, las corrientes de marea y de tormenta tocan el fondo, remueven parte del sedimento y lo ponen en suspensión pero, cuando cesa la agitación del agua, vuelve a depositarse el sedimento, pero los granos tienden a ordenarse por tamaños, formándose una granoclasificación positiva.

La selección progresiva

El fondo está sometido a sucesivos eventos de agitación, cada uno de los cuales puede ser más intenso o más débil que el precedente. En el primer caso, la erosión y remoción del fondo puede borrar toda huella del evento débil anterior. En el segundo, la erosión no afecta toda la capa de tormenta previa, sino sólo su parte superior, de modo que solo pasan a la suspensión los granos más cercanos al fondo que, en virtud de la granoclasificación son, por término me-

dio, los más pequeños. Al cesar el nuevo evento vuelven a depositarse con tendencia a granoclasificación positiva, de modo que el sedimento del fondo se va seleccionando cada vez mejor. En realidad el proceso es algo más complicado porque siempre hay alguna mezcla de sedimento, pero el mecanismo básico es éste.

Poco a poco el sedimento se va desplazando hacia la plataforma externa a base de ponerse en suspensión y depositarse una y otra vez pero, al alejarse de la costa y aumentar la profundidad, se va reduciendo la competencia de las corrientes y, por tanto, su capacidad de remover sedimento, pues el esfuerzo que pueden aplicar sobre el fondo es cada vez menor. De este modo, el sedimento se selecciona progresivamente a la vez que se dispersa (figura 12.23).

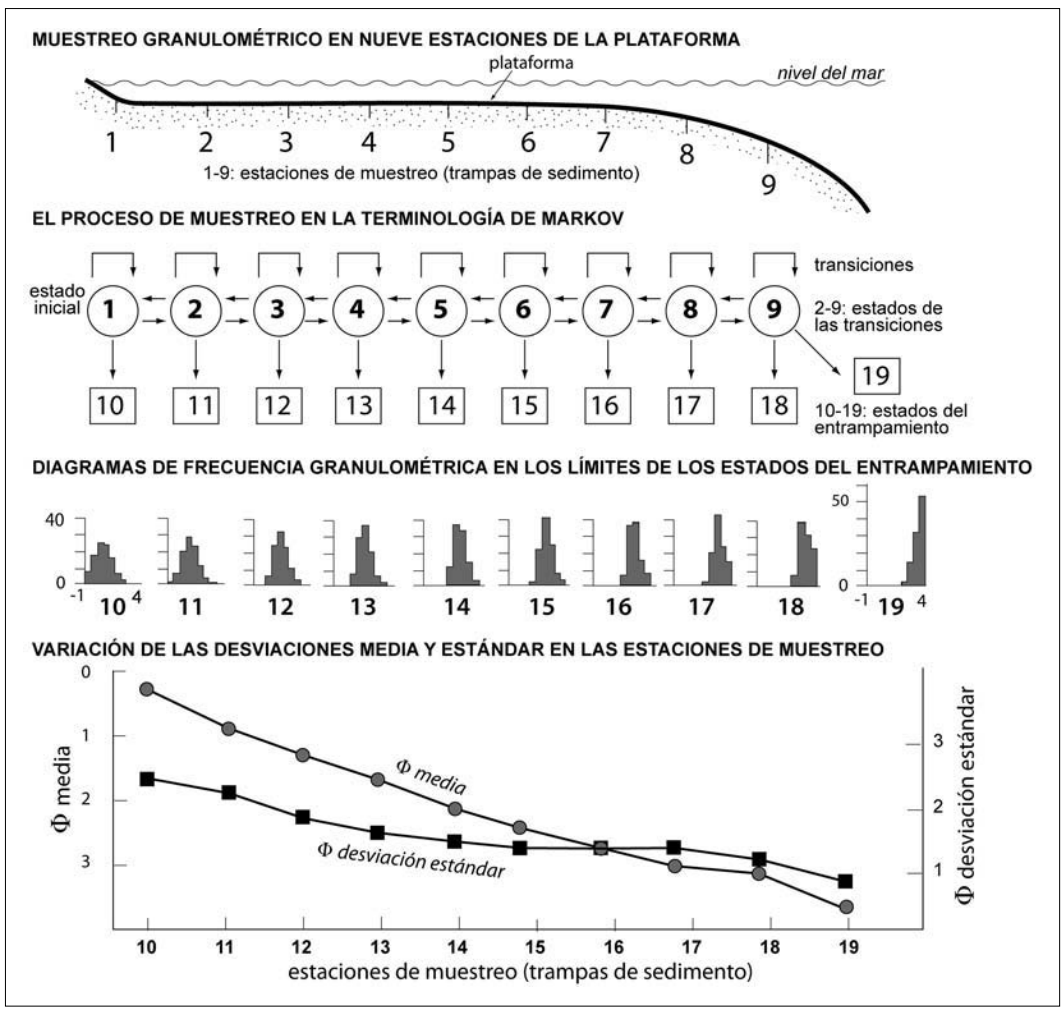


Figura 12.23. Modelo de la selección progresiva en la plataforma. A partir de un corte transversal con nueve estaciones se ha construido una cadena de Markov con estados de transición (círculos), estados de entrampamiento (cuadrados) y posibles transiciones entre ellos. Cada estación se caracteriza por una granulometría, pero el sedimento se hace más fino y mejor seleccionado a medida que las partículas más gruesas van quedando retenidas en las estaciones precedentes, como pone de relieve la disminución de las desviaciones. Modificado de Swift *et al.*, 1972.

La secuencia positiva es muy importante para el proceso de selección progresiva, porque predetermina y limita el tamaño de grano disponible para los eventos posteriores y sus correspondientes flujos (figura 12.24). En general, cuanto menor sea la tasa de sedimentación tanto más tiempo hay para movilizar y seleccionar el sedimento del fondo antes de que se entierre y fosilice.

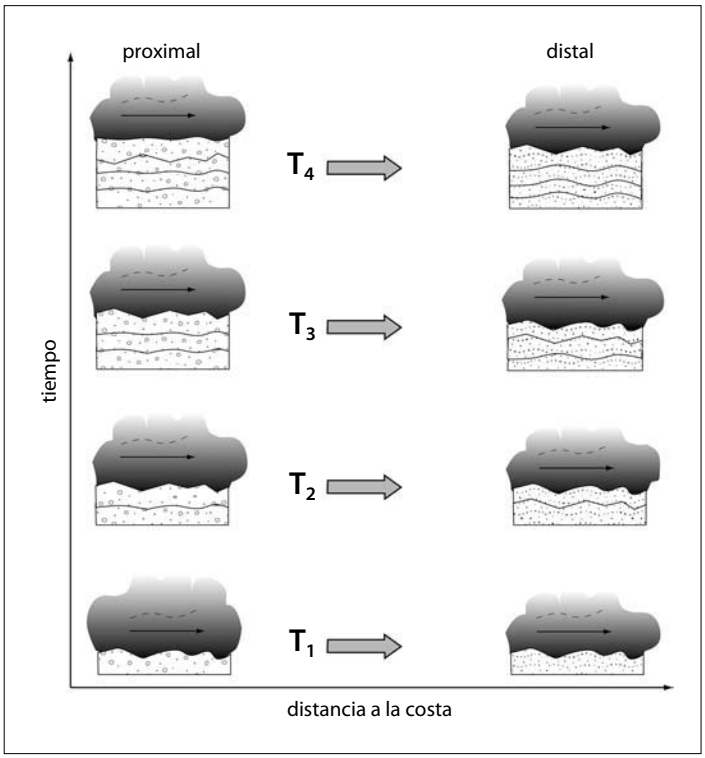


Figura 12.24. Selección progresiva y diferenciación de facies. Durante un evento de suspensión, los granos más gruesos depositados por el evento precedente son los que tienen menos probabilidades de ponerse en suspensión y ser transportados por el sistema de dispersión. Después de varios eventos se ha acumulado una facies proximal que es de mayor tamaño de grano y más potente que la distal. Modificado de Swift y Thorne, 1991.

La *selección progresiva* es más eficaz cuando la plataforma proximal está en régimen regresivo dominado por el aporte, pues los ríos seleccionan bastante el sedimento antes de verterlo a la plataforma (figura 12.25).

Por el contrario, los regímenes transgresivos dominados por la acomodación reciben tamaños de grano mucho más variables porque el aporte procede no sólo de la destrucción del *shoreface* de las playas, sino también de la erosión y el reciclado de sedimentos más antiguos expuestos tanto a lo largo de la costa como en la zona infralitoral. Como es natural, cuando la plataforma recibe estos aportes gruesos comienza una nueva cadena de selección progresiva (figura 12.25).

En las plataformas actuales, el tamaño de grano tiende a decrecer hacia la plataforma externa y el mar abierto, aunque los sedimentos heredados de episodios de nivel del mar más bajo que el actual introducen grandes anomalías. Ahora bien, se ha observado que los depósitos heredados («relictos») suelen estar en vías de adaptación a las condiciones actuales.

Igualmente, la madurez textural depende de hasta qué punto han conseguido reorganizar los procesos modernos los sedimentos y los rasgos erosivos heredados de la exposición subaérea en el último episodio glaciar cuando el nivel del mar era más bajo *(lowstand)*. El oleaje de tempestad ha mejorado mucho la madurez textural de algunas plataformas, como la Bahía de Bristol en el mar de Bering (figura 12.26), pero en otras, como la plataforma meridional de Oregón (figura 12.7), la madurez es mucho menor porque están todavía en período de transformación a las condiciones actuales.

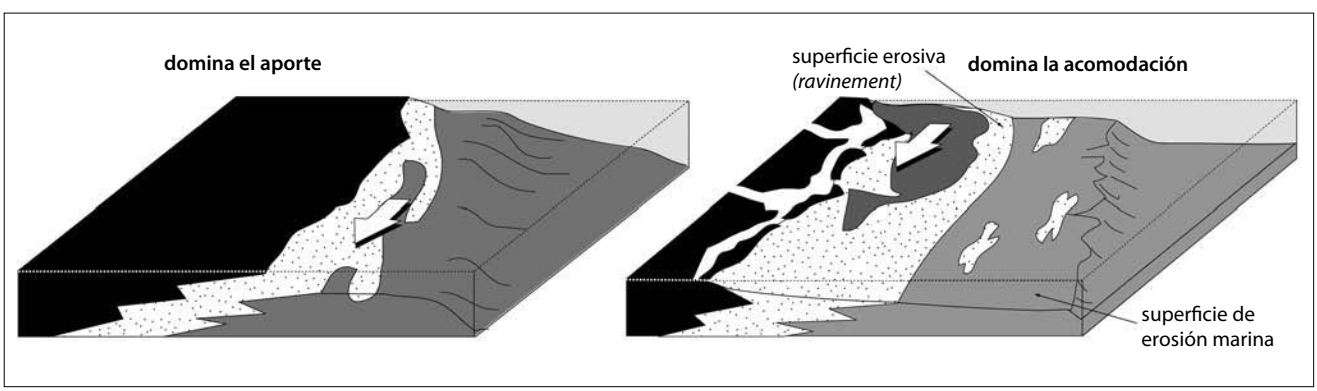


Figura 12.25. Regímenes sedimentarios de la plataforma. En el dominado por el aporte, el trasiego *(by-pass)* en la desembocadura del río lleva el sedimento fino a toda la plataforma, mientras que la arena que traspasa la barrera litoral en las avenidas fluviales tiende a acumularse en cuerpos de arena. En el dominado por la acomodación, la removilización en el *shoreface* deja una capa de material grueso *(lag)* sobre la superficie erosiva producida por la retrogradación del *shoreface* y sufre más erosión frente a los salientes costeros. Modificado de Swift y Thorne, 1991.

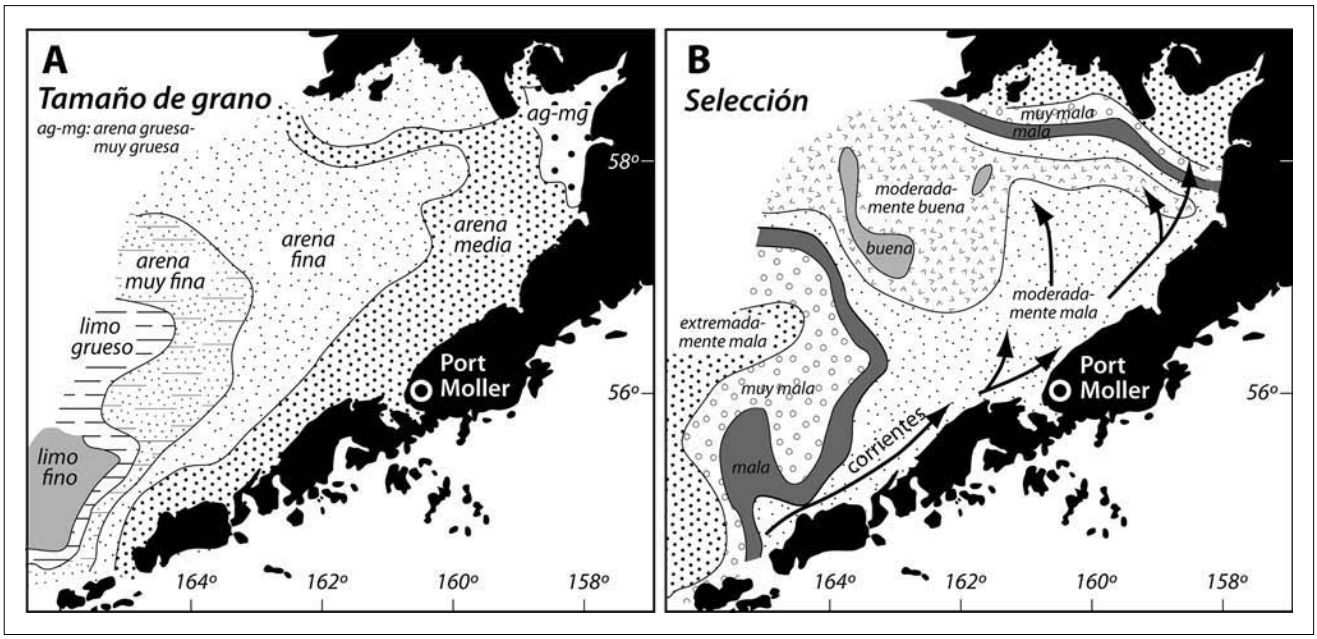


Figura 12.26. La bahía de Bristol en el mar de Bering meridional es un mar somero maduro desde el punto de vista textural como se refleja en el tamaño de grano (A) y en la selección del sedimento (B), indicándose además el sistema de corrientes de plataforma. Modificado de Sharma *et al*., 1972.

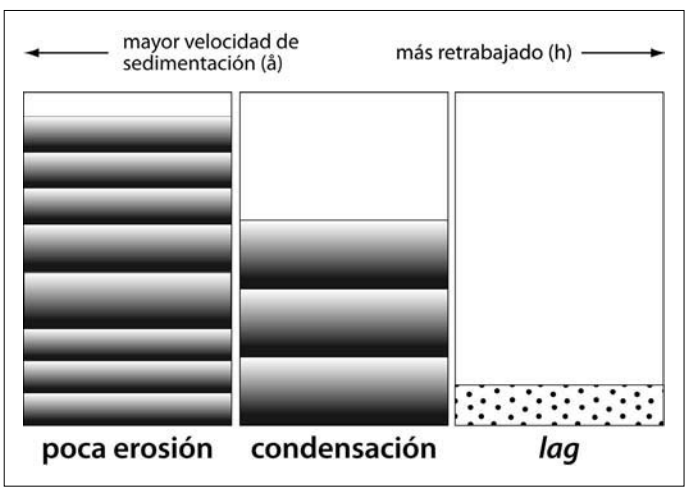


Figura 12.27. La configuración de la estratificación depende de la relación entre la velocidad de sedimentación y de la tasa de removilización del fondo durante los eventos. Modificado de Niedoroda *et al*., 1989.

Flujo y estratificación

La selección progresiva controla también la estratificación de los materiales de la plataforma, independientemente de que sea producida por eventos diarios o esporádicos: unos y otros generan estratos de potencia variable llamados *capas de evento,* que son las unidades básicas del depósito en la plataforma.

La eficacia de la selección progresiva en la generación de estratos depende del aporte de sedimento y la energía del medio. La eficacia es directamente proporcional a la frecuencia de las tormentas y a la profundidad hasta la que erosionan el substrato, e inversamente proporcional a la acumulación de sedimento a corto plazo (anual). Se producen así diferentes configuraciones de capas (figura 12.27). Con velocidad de sedimentación alta y poco retrabajado, las capas sufren poca erosión y se obtiene una sucesión expandida. Con velocidades de sedimentación bajas y tasas de retrabajado altas, se obtiene un registro condensado. En el caso extremo, se elimina todo el sedimento excepto las fracciones más gruesas y se forma una capa residual de abandono o *lag* (figura 12.27).

El *shoreface* superior está sometido a un intenso reciclado porque hay mucha remoción, independientemente de la tasa de sedimentación; por ello se acumulan capas poco potentes con secuencias truncadas. En cambio, el *shoreface* inferior y el *offshore* sufren muy poco retrabajado, aunque las tasas de sedimentación sean allí mucho más bajas que en los ambientes más cercanos a la costa. La explicación es doble: hay pocas tormentas que produzcan una agitación tan grande del agua que llegue a afectar el fondo y además, cuando lo hacen, sólo remueven

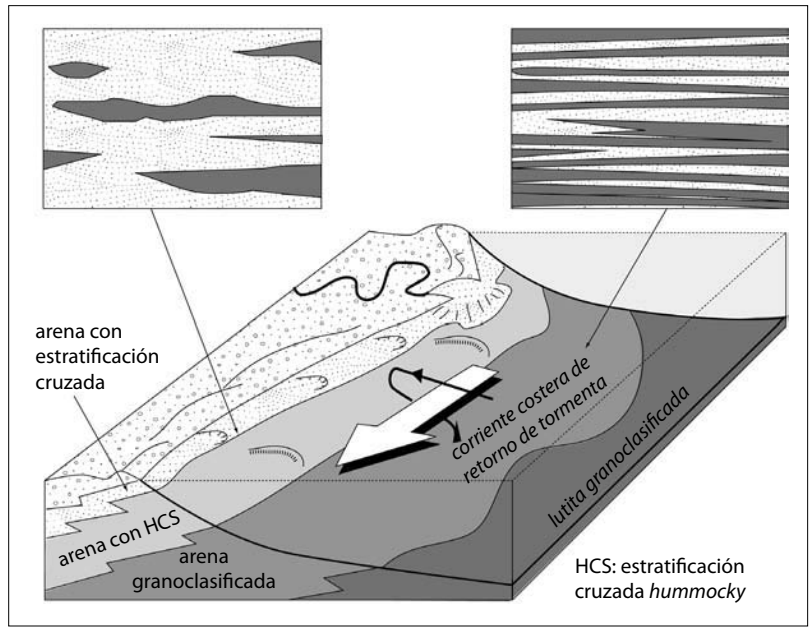


Figura 12.28. Esquema de los tipos de estratificación de tormentas en un *shoreface* progradante. Los cambios de tipos de estratificación desde la playa al *shoreface* inferior reflejan la disminución de la velocidad de sedimentación y de la mezcla de sedimentos por procesos físicos. Modificado de Niedoroda *et al*., 1989.

la parte más alta del sustrato. En consecuencia, se depositan muchas capas con secuencias completas (figura 12.28).

El espesor de los estratos y su potencial de preservación dependen de los procesos que generan las capas y sus asociaciones o facies sedimentarias. El *espesor* de las capas está relacionado con el período de retorno de las tormentas anuales mientras que el *potencial de preservación* depende del *retrabajado* que haya experimentado: al aumentar éste porque disminuya la profundidad o la velocidad de sedimentación, aumenta también el espesor medio de las capas (figura 12.29).

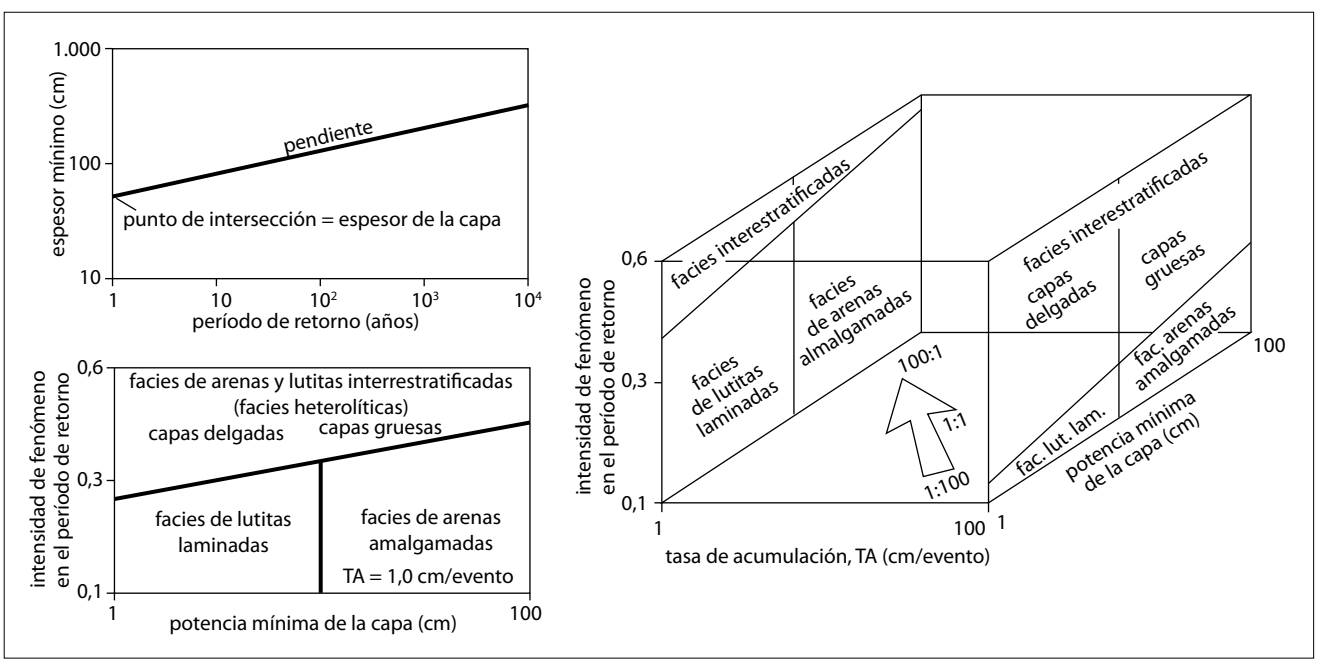


Figura 12.29. Relaciones entre los procesos generadores de capas y las facies sedimentarias. Modificado de Swift *et al*., 1991a.

Sistemas de dispersión y de depósito

Un *sistema de dispersión* es el conjunto de ambientes de depósito relacionados con un flujo y consiste en una zona de erosión (que es el origen, el lugar que aporta el sedimento) conectada con unas zonas de depósito mediante una corriente cuya competencia disminuye aguas abajo. Tiene, pues, un sentido geomorfológico y dinámico.

Paralelamente a ellos, los *sistemas de depósito* son conjuntos de rocas y tienen un volumen concreto, es decir son unidades tridimensionales con un sentido estratigráfico. En otras palabras, los sistemas de dispersión son asociaciones de ambientes sedimentarios relacionados con una corriente o agente de transporte, mientras que los sistemas de depósito son asociaciones de facies relacionadas con un proceso (figura 12.30).

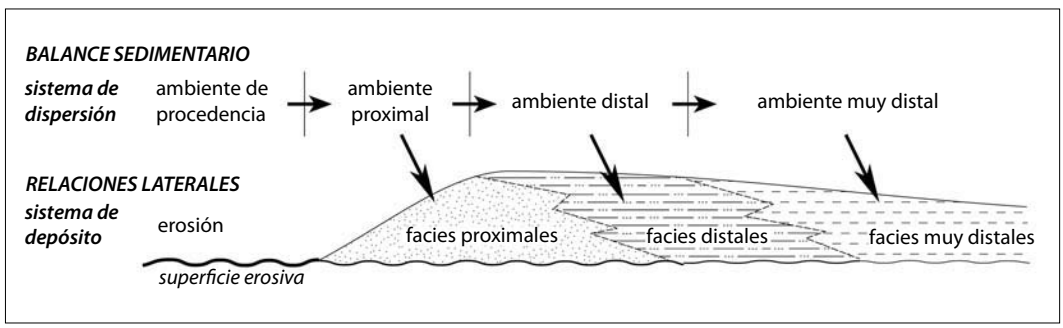


Figura 12.30. Balance sedimentario de los sistemas de dispersión y relaciones laterales (geométricas) de los sistemas de depósito correspondientes. Modificado de Swift *et al.*, 1991a.

Las zonas donde se produce erosión o depósito están condicionadas en gran parte por las variaciones locales de profundidad y de anchura de la plataforma, que fuerzan al flujo a contraerse y expandirse (figura 12.31). El flujo es geostrófico y se mueve paralelamente a la costa y, aunque el tamaño de grano disminuye progresivamente hacia la plataforma externa, en realidad la distribución de facies a gran escala debida a la selección progresiva está controlada por los sistemas de dispersión y se dispone perpendicularmente a la costa.

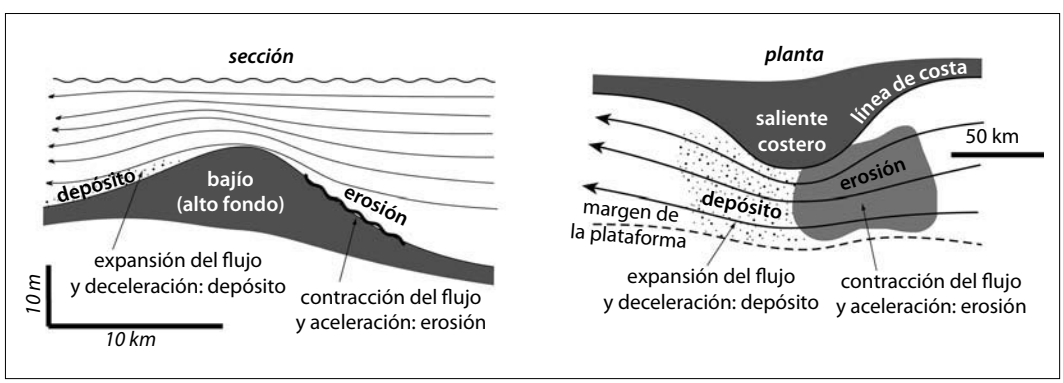


Figura 12.31. Control de la topografía sobre la sedimentación en la plataforma continental. Una disminución de la profundidad o de la anchura de la plataforma produce aceleración del flujo y erosión; pasada la constricción el flujo se expande y pierde velocidad, depositando el sedimento en suspensión. Modificado de Swift y Thorne, 1991.

Las plataformas con sedimento fino están gobernadas por *sistemas de dispersión por difusión* bajo la acción conjunta de las olas y de las corrientes que se les superponen y que son indu-

cidas por el viento. Unas y otras mueven el sedimento paralelamente a la costa y, a la vez, lo van llevando hacia la plataforma externa; es decir, el coeficiente de difusión es elevado. Como al mismo tiempo actúa la selección progresiva, los límites de facies se disponen paralelos a la costa.

Las plataformas con sedimento grueso están gobernadas por *sistemas de dispersión por advección,* es decir, por el movimiento lateral y vertical de masas de agua (corrientes), y los coeficientes de difusión son relativamente bajos. Por eso los sistemas de facies se disponen en bandas perpendiculares la plataforma.

La actividad orgánica

A todo lo anterior se suma la actividad de los organismos en el fondo, que modifica profundamente las características de la parte superior del sedimento (figura 12.32). La actividad orgánica se lleva a cabo en varios niveles y corre a cargo de diversos taxones o tipos de organismos que, como resultado indirecto, bioturban el sedimento llegando incluso a destruir la estructura original. A su vez, la litología y la granulometría del substrato y las condiciones hidrodinámicas en el fondo ejercen un fuerte control sobre la biota: en substratos arenosos sometidos a transporte activo, con abundante carga de fondo, la biota es pobre y no suele haber epifauna bentónica; en cambio, en substratos de grano fino y de aguas más tranquilas hay mayor densidad de población bentónica y los comedores de sedimento reemplazan progresivamente a los filtradores de partículas en suspensión. El estudio de las ichnofacies ofrece claves para la interpretación ambiental, pues su potencial de preservación es elevado.

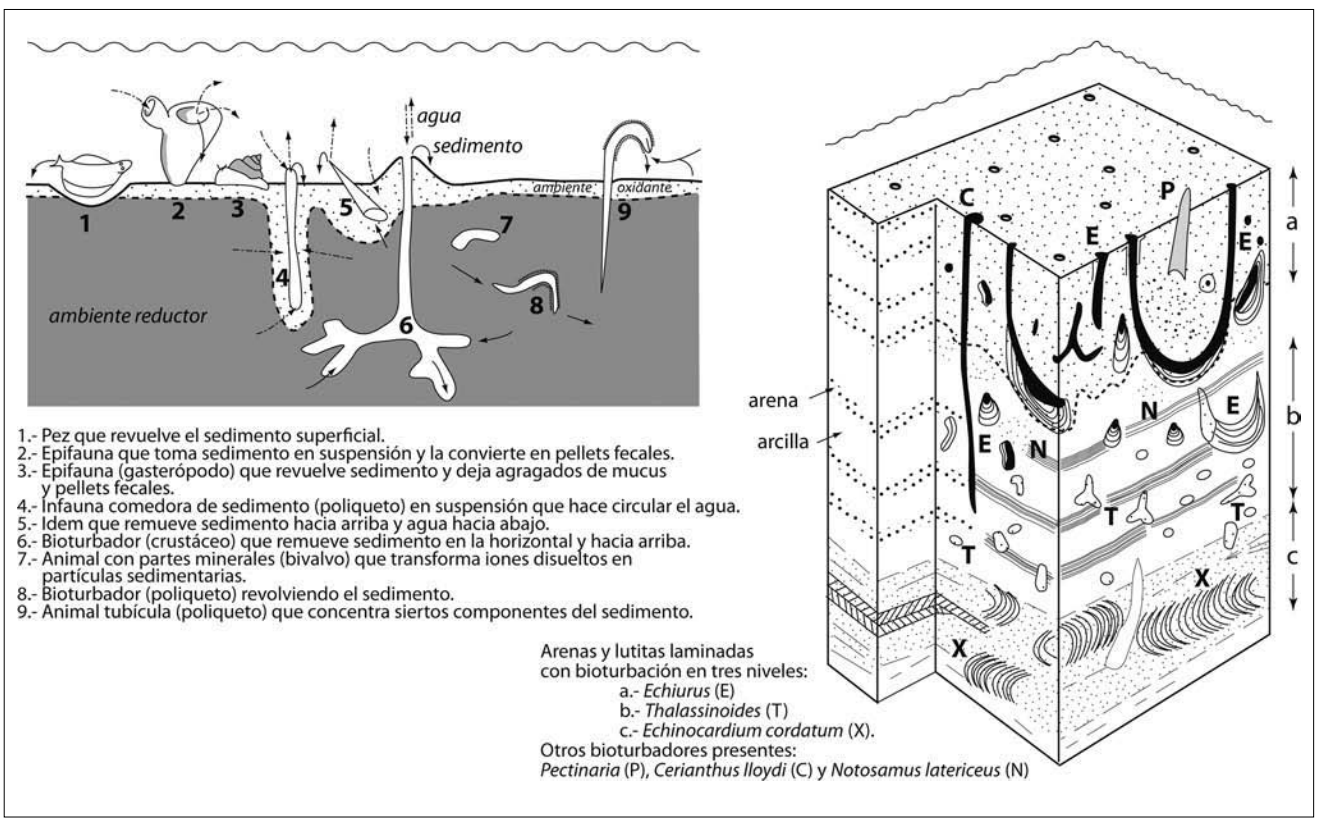


Figura 12.32. Modificaciones del fondo debidas a los organismos. Modificado de Webb *et al*., 1976 y estructuras de bioturbación en tres niveles en los sedimentos finos del mar del Norte meridional. Modificado de Reineck *et al*., 1967.

ACUMULACIÓN DE SEDIMENTO EN LA PLATAFORMA

El régimen sedimentario y la acumulación de sedimentos en la plataforma dependen de unas variables que están íntimamente relacionadas entre sí: el aporte, la acomodación y el transporte de sedimento, acorde a la energía del fluido. Estas variables son homeostáticas porque tienden a restablecer el equilibrio, aunque a corto plazo las condiciones hidrodinámicas puedan ser muy dispares.

El régimen sedimentario de la plataforma se define por el estado de las variables y tiende a mantener una superficie de equilibrio dinámico si dispone del tiempo suficiente y las condiciones se mantienen constantes. Para logarlo, se deposita o erosiona el fondo hasta alcanzar un perfil topográfico estable estrechamente controlado por la relación aporte/acomodación (figura 12.33). La plataforma sólo puede crecer por agradación vertical si se mantiene una relación constante entre la sedimentación y el transporte *(by-passing)* de sedimento hacia el talud. En resumen, la plataforma tiende a adquirir la típica configuración de plataforma y talud, independientemente de su origen (figura 12.10). En la práctica, es muy raro que las condiciones se mantengan estables y lo normal es que, en vez de la secuencia de depósito simple con clinoformas ilustrada en esa figura, se produzcan apilamientos de secuencias.

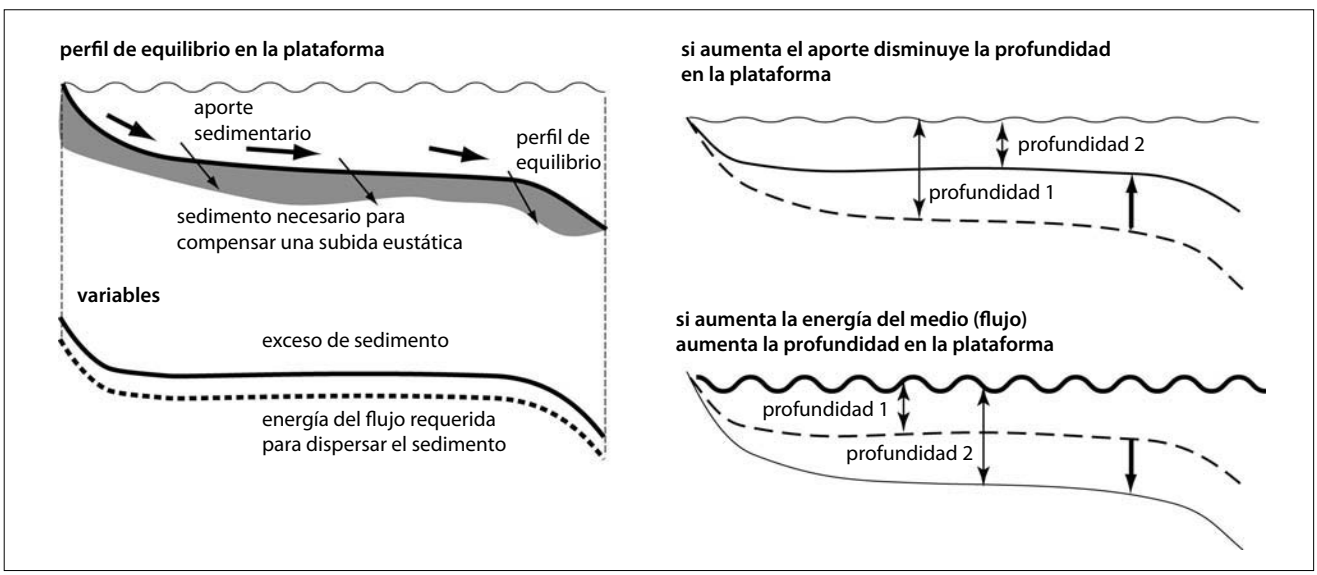


Figura 12.33. La plataforma como superficie en equilibrio. Modificado de Swift y Thorne, 1991.

Se han descrito varios modelos de perfiles en función de la variable dominante (figura 12.34). El perfil de equilibrio costero dependiente del nivel del mar define los regímenes transgresivos (retrogradantes), con poco sedimento autóctono. El perfil de equilibrio costero dependiente del aporte define los regímenes regresivos (progradantes), con mucho sedimento alóctono aportado por el sistema fluvial.

LITOFACIES Y SISTEMAS DE DEPÓSITO

Litofacies

El principal proceso sedimentario (sobre todo en la plataforma interna) es la remoción del fondo durante las tempestades, que forma una superficie erosiva, y el redepósito del material

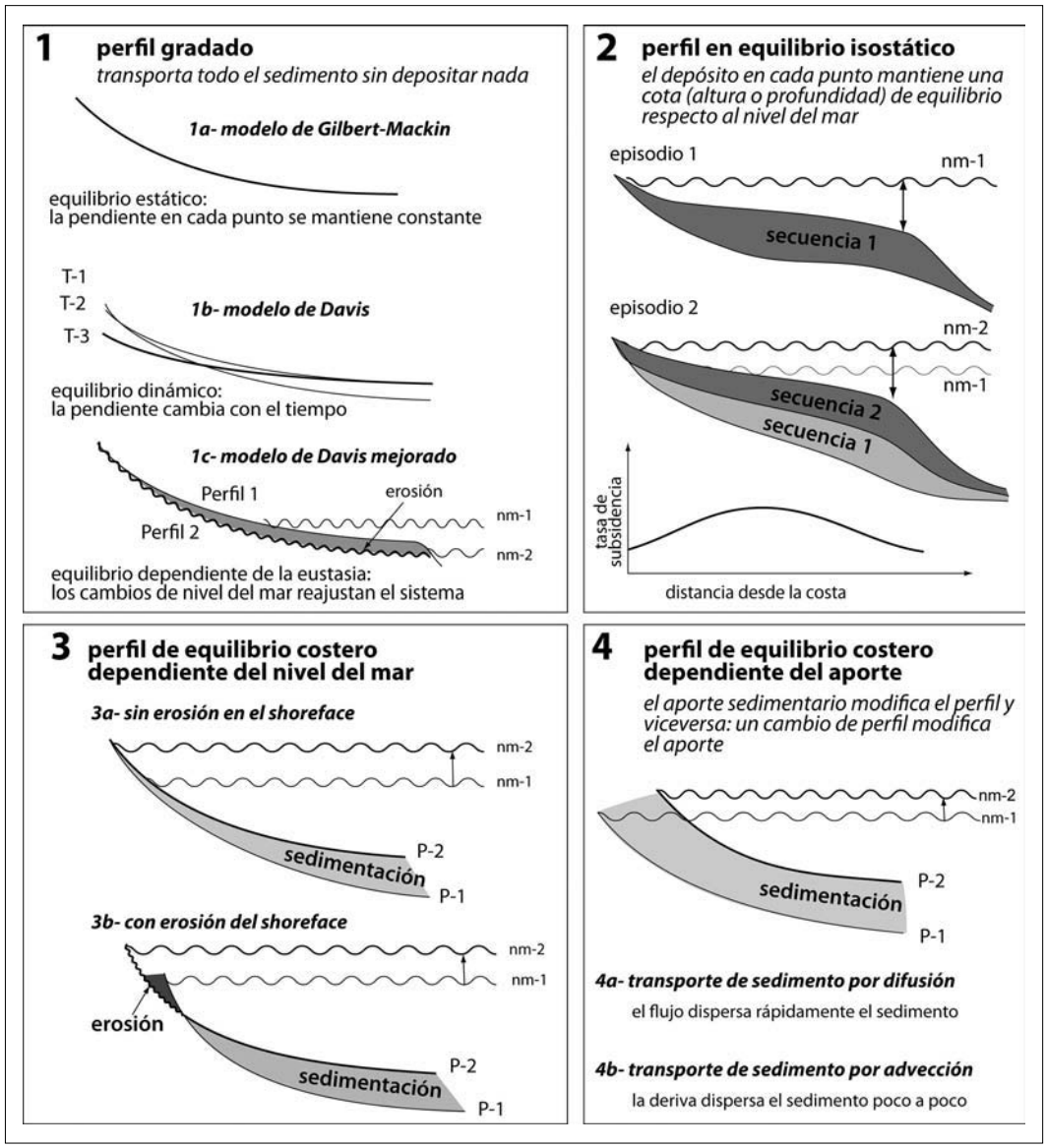


Figura 12.34. Diversos perfiles de la plataforma. El perfil en equilibrio isostático, implica una escala espacio-temporal mayor que los demás. Modificada de Swift y Thorne, 1991.

formando una secuencia granodecreciente. Los sistemas de depósito están formados por la superficie erosiva y las litofacies granodecrecientes. Ahora bien, la posición relativa de una y otras varía según se trate de sistemas dominados por el aporte, en los que la superficie erosiva se sitúa encima, o por la acomodación, en los que la superficie erosiva se sitúa debajo (figura 12.35).

Por otra parte, la zona proximal (más cercana del origen) del sistema de depósito se caracteriza por litofacies de arenas amalgamadas, que han sufrido múltiples erosiones y resedimentaciones (o sea, mucho retrabajado) y por ello se consideran secciones condensadas. En los ambientes distales hay menor removilización y por ello dominan las litofacies de arenas y lutitas interestratificadas (facies heterolíticas) y las litofacies lutíticas laminadas o bioturbadas, es decir son sucesiones expandidas (figura 12.36). Hay que tener presente, sin embargo, que, cuando el aporte es muy escaso, la amalgamación o condensación se puede extender también a las facies distales.

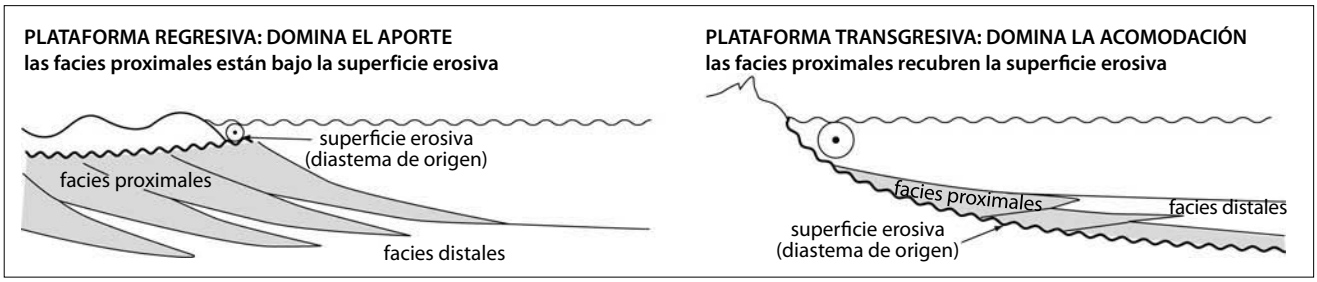


Figura 12.35. Tipos de sistemas de depósito y contactos entre ellos. El círculo con punto es la corriente vista desde delante; el radio del círculo es proporcional a la anchura de la corriente y no a su intensidad. Modificado de Swift *et al.*, 1991a.

facies	subfacies	columna	estructura interna	% de arena	espesor (cm)	procesos sedimentarios y observaciones
S ARENISCAS	S_a estratificación cruzada		estratificación cruzada tabular o en surco	100%	20-200	migración de megaripples de crestas rectas o sinuosas
	S_b laminación paralela		laminación paralela o cruzada de bajo ángulo		variable	laminación de alta energía debida a olas o corrientes
	S_c laminación cruzada		laminación cruzada	90%	1-5	migración de ripples de corriente, de oscilación o de una combinación de ambos
H HEEROLÍTICAS	H_a arena dominante		laminación paralela		5-20 máx. 200	la arena se deposita como carga de fondo y desde la suspensión durante los temporales y sufre un retrabajado por ripples de corriente y de oscilación la arena puede contener restos de conchas removilizadas frecuente amalgamación de capas areniscosas bioturbación más abundante en las intercalaciones lutíticas
			laminación paralela y cruzada		5-20 máx. 200	
			laminación paralela y cruzada en surco		5-20 máx. 50	
			sets aislados de estratificación cruzada tabular		5-20 máx. 50	
			laminación flaser en arena	75%	1-5	
	H_b alternancias de arena y lutita		laminación paralela		1-10	esencialmente, areniscas con laminación cruzada de ripples de corriente, de oscilación o de una combinación de ambos y, en menor proporción, laminación paralela; la parte alta de los niveles de arenisca esta bioturbada estas son las facies de tormenta y las intercalaciones de lutitas representan las condiciones de buen tiempo
			de laminación paralela a laminación cruzada		1-10	
			laminación cruzada de bajo ángulo		1-10	
			laminación flaser y ondulada	50%	1-3	
	H_c lutita dominante		laminación paralela		1-5	laminación lenticular formada, por olas o corrientes en un fondo con poca arena
			laminación paralela y cruzada		1-5	algunas capas delgadas de areniscas laminadas depositadas desde la suspensión durante las tormentas
			laminación lenticular	10%	1-3	las intercalaciones de lutita indican condiciones de buen tiempo: depósito desde la suspensión, intensa bioturbación
M LUTITAS	M_a		aranas granoclasificadas y capas ricas en conchas		0.1-2	lutitas con alguna capita delgada de arenisca depósito desde la suspensión olas y corrientes sólo actúan durante las grandes tormentas
	M_b		lutitas	0%	< 0.5	intensa bioturbación y fauna bentónica más o menos in situ

Figura 12.36. Principales litofacies depositadas en ambientes someros siliciclásticos. Modificado de Johnson, 1978 y Boersma, 1975.

La FACIES DE ARENISCAS (**S**, de *sandstone*) indica las condiciones ambientales de mayor energía del fluido; la movilidad del substrato impide que lo colonicen muchos organismos, de manera que se encuentran pocos restos orgánicos y pistas fósiles. Son, pues, litofacies de arenas amalgamadas con mucho retrabajado («condensadas») y superficies erosivas. Se pueden diferenciar tres subfacies, según la estructura interna sea estratificación cruzada (S_a), laminación paralela (S_b) o laminación cruzada (S_c).

La FACIES HETEROLÍTICA (**H**) incluye las alternancias de arena y lutita. Según la proporción de una y otra se distinguen tres subfacies (H_a, H_b y H_c) que, en principio, registran variaciones periódicas de las condiciones hidrodinámicas y del aporte sedimentario. En el muro de las

capas de arenisca suelen encontrarse restos transportados de vegetales. La bioturbación aumenta hacia el techo de las capas, coincidiendo con la colonización del fondo en las épocas de buen tiempo.

La FACIES LUTÍTICA (**M,** de *mudstone*) consiste esencialmente en arcillas laminadas o bioturbadas. Según aparezcan, o no, intercalaciones de material más grueso, fosilífero o bioclástico se diferencian dos subfacies (M_a y M_b). Corresponde a condiciones de energía baja en zonas situadas por debajo del nivel de base del oleaje, pero para precisar más la interpretación hay que estudiar las comunidades bentónicas.

Distribuciones de facies y sistemas de depósito dominados por el aporte (progradantes o regresivos)

Los sistemas de depósito regresivos se relacionan con grandes sistemas de dispersión alimentados con sedimento alóctono de grano fino a muy fino aportado por los ríos. Comprenden las barras de desembocadura deltaicas, plumas de prodelta y los sistemas regresivos de *shoreface* (figura 12.37). Presentan clinoformas simples y muestran granoclasificación positiva hacia el mar (figura 12.35).

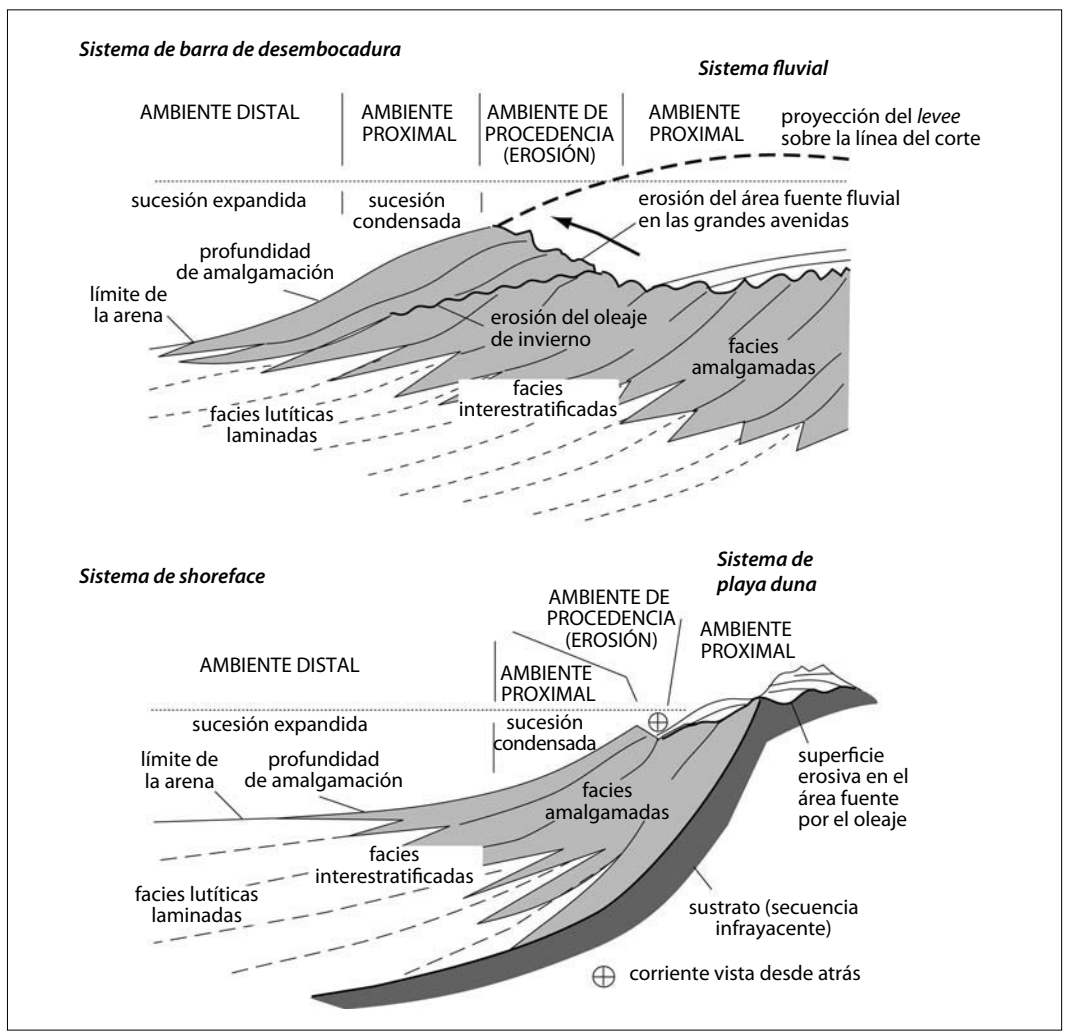


Figura 12.37. Litofacies de sistemas de depósito regresivos. El círculo cruzado es la corriente vista desde atrás. Explicación en el texto. Modificado de Swift *et al.*, 1991a.

La mayor diferenciación de facies se produce en la plataforma interna (figura 12.25) y las facies proximales con más retrabajado se restringen a los ambientes de playa y *shoreface* superior. La intensa difusión hacia el mar controla la distribución de facies en el resto de la plataforma, de modo que se produce un gradiente granulométrico perpendicular a la plataforma y una distribución de facies paralela a ella. Como la sedimentación es un proceso tridimensional, en la distribución del sedimento influyen tanto el carácter del aporte, que se restringe a puntos aislados (desembocaduras fluviales), como a la dirección dominante de las corrientes de la plataforma.

La acumulación de sedimento frente a la desembocadura fluvial reduce la profundidad de la plataforma y en cierta medida, también su anchura. A causa de ello se acelera la corriente y aumenta su capacidad de transporte, erosionando el fondo (figura 12.38, compárese con la figura 12.31), un efecto que suele olvidarse en las reconstrucciones ambientales. Sobrepasado el obstáculo, aumenta de nuevo la profundidad, disminuye la velocidad del flujo y se deposita una capa de granulometría decreciente en el sentido de la corriente dominante, denominada manto de desaceleración. Así pues, la mayor parte del depósito consiste en alternancias de arena y arcilla bien conservadas, que suelen presentar secuencias de Bouma depositadas por debajo del nivel de base del oleaje.

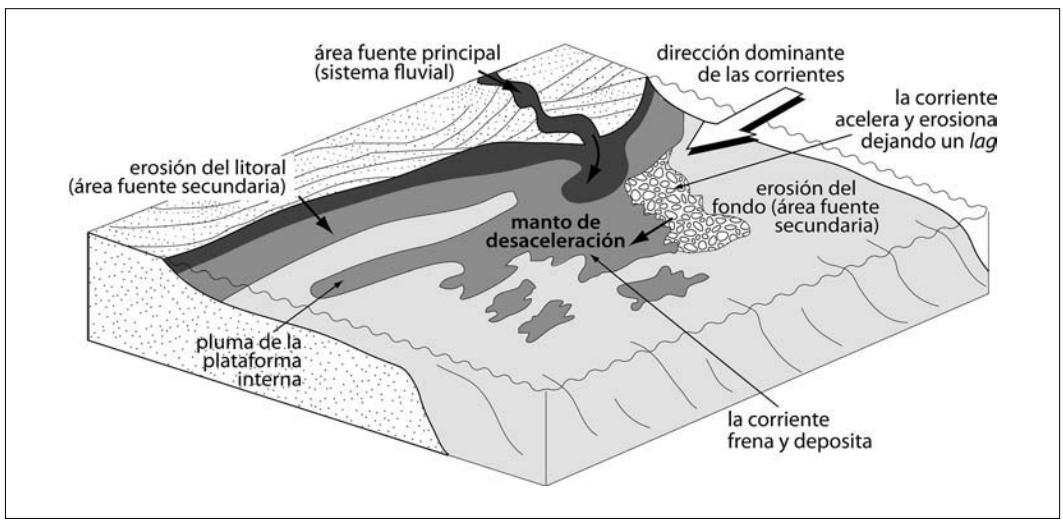


Figura 12.38. Manto de frenado en una plataforma regresiva; explicación en el texto. Modificado de Phillips, 1987.

Ejemplos de este tipo son las plataformas relacionadas con deltas que aportan grandes cantidades de sedimento y provocan una acumulación anormal. En algunos casos, el límite externo de la plataforma se abomba frente a los deltas, como la plataforma del Sur de Texas (figuras 12.11 y 12.12). En otros, la enorme acumulación fuerza la progradación de la plataforma completa.

Distribuciones de facies y sistemas de depósito dominados por la acomodación (retrogradantes o transgresivos)

En ellas, el aporte y la velocidad de sedimentación son menores que en las regresivas, pero sufren un mayor retrabajado, así que el sedimento se remueve y vuelve a depositarse muchas veces antes de quedar enterrado. Ello produce una selección progresiva muy eficaz, pero con diferencias granulométricas muy bruscas de unos puntos a otros (figura 12.25). Como el se-

dimento autóctono es de grano relativamente grueso y hay una gran densidad de granos, los procesos de difusión son poco activos y se produce sobre todo un transporte paralelo a la costa por masas de agua (advección). El sedimento se dispone en bandas de granulometría y de facies perpendiculares a la costa o, más propiamente, a la dirección del flujo.

Estas plataformas suelen presentar relieves relativamente abruptos debido en parte a la erosión y también a que las granulometrías gruesas permiten mayores ángulos de reposo. Además, como la costa es irregular, se forman diversos sistemas de aceleración y frenado que funcionan simultáneamente. Esta variedad dentro de plataforma se debe, simplemente, a la interacción de las corrientes dominantes con las irregularidades topográficas.

Las facies transgresivas pueden describirse como mantos discontinuos de arenas gruesas que se apoyan sobre la superficie erosiva que va tallando el oleaje en el *shoreface* superior a medida que se va desplazando hacia tierra durante la transgresión, truncando de paso las islas barrera y los *inlets* (bocanas) que encuentra en su camino (figura 12.39). La mayor parte del depósito está constituida por sucesiones proximales de arenas de grano grueso amalgamadas (condensadas), mientras que las litofacies de grano fino quedan restringidas al borde externo de la plataforma, especialmente en las zonas donde se ensancha y disminuye la velocidad del flujo.

Estos mantos de arenas gruesas quedan sumergidos formando bajíos frente a los cabos y estuarios y pueden ser removilizados posteriormente por las corrientes de marea. En este caso, al dispersarse el sedimento van apareciendo diversos tipos de estratificación y estructuras sedimentarias primarias (figura 12.39).

Como ejemplos se pueden citar la plataforma que rodea las Islas Británicas y el mar del Norte (figuras 12.21 y 12.39) y el margen Atlántico norteamericano, que incluye desde modelos con barras de arena y dominio de las tormentas (figura 12.8) a la plataforma glaciada del extremo noreste (figura 12.6).

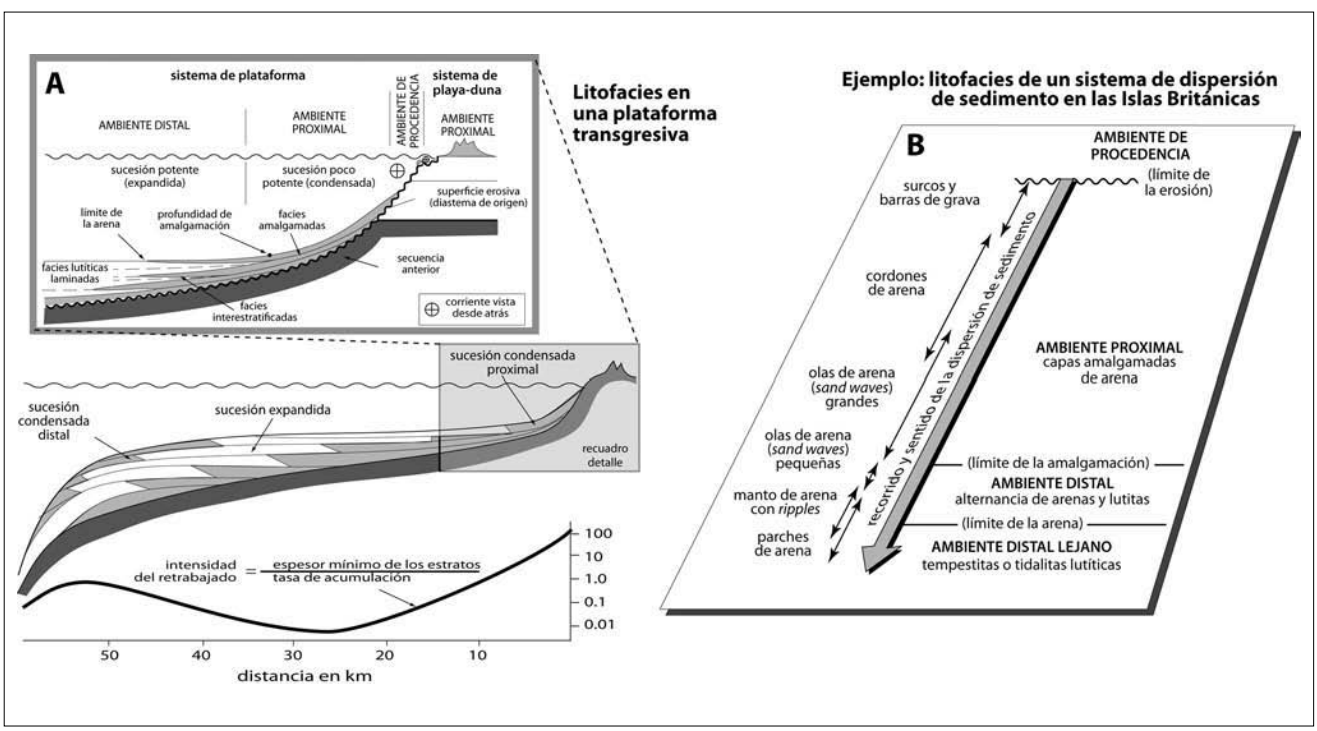


Figura 12.39. Litofacies en una plataforma transgresiva. A: detalle de la plataforma interna; B: aspecto general para mostrar las relaciones de las litofacies condensadas con el retrabajado. El círculo cruzado es la corriente vista desde atrás. Modificado de Swift *et al.*, 1991a.

La cuña progradante infralitoral (CPI)

Los modelos de sedimentación sublitoral presentados hasta ahora dan por supuesto que los depósitos de playa evolucionan lateralmente hacia el mar con una disminución del tamaño de grano, y de la acción del oleaje, hasta llegar a granulometrías lutíticas.

En las páginas anteriores se ha mostrado que el modelo es más complicado por dos razones principales. La primera es que los depósitos heredados de épocas de nivel del mar más bajo (los impropiamente llamados «relictos» en lugar de reliquia) están todavía en vías de reciclado y adaptación a las condiciones actuales. La segunda es que coexisten diversos sistemas de dispersión que interfieren mutuamente, independientemente de que el contexto sea progradante (regresivo) o retrogradante (transgresivo).

En cualquier caso, se asume que las facies arenosas del *shoreface* se acuñan y se interdigitan con las lutitas de plataforma a través del dominio infralitoral (figuras 12.28, 12.35 y 12.37). No obstante, se conocen cada vez más casos en los que aparecen arenas relativamente gruesas en el dominio infralitoral que están fuera de lugar en este esquema general. El dominio infralitoral se extiende entre los niveles medios de base del oleaje de buen tiempo y de tormentas (figura 12.40). Ha sido poco estudiado porque cae fuera del alcance de los estudiosos de las playas y no permite el acceso a los barcos de investigación oceanográfica convencionales, porque su calado es excesivo para las profundidades a las que se encuentra. Además, hasta hace muy pocos años, la resolución de la sísmica no permitía discriminar adecuadamente la estructura interna de estas formas, pues son relativamente pequeñas.

El perfeccionamiento de la sísmica de alta resolución ha permitido avanzar en el estudio del dominio infralitoral e identificar una cuña de sedimento relativamente grueso (arena e incluso grava) que ha recibido distintos nombres, entre los que se prefiere el de cuña progradante infralitoral (figura 12.40). La cuña se extiende desde los 10-20 m de profundidad con una ruptura de pendiente bien definida que se sitúa hacia los 20-25 m de profundidad en el mar Mediterráneo (figura 12.41) y los 30-35 m en el océano Atlántico, que son aproximadamente los niveles medios de base del oleaje de tormentas en ambos dominios y se extiende hasta los 40-50 m de profundidad según las zonas.

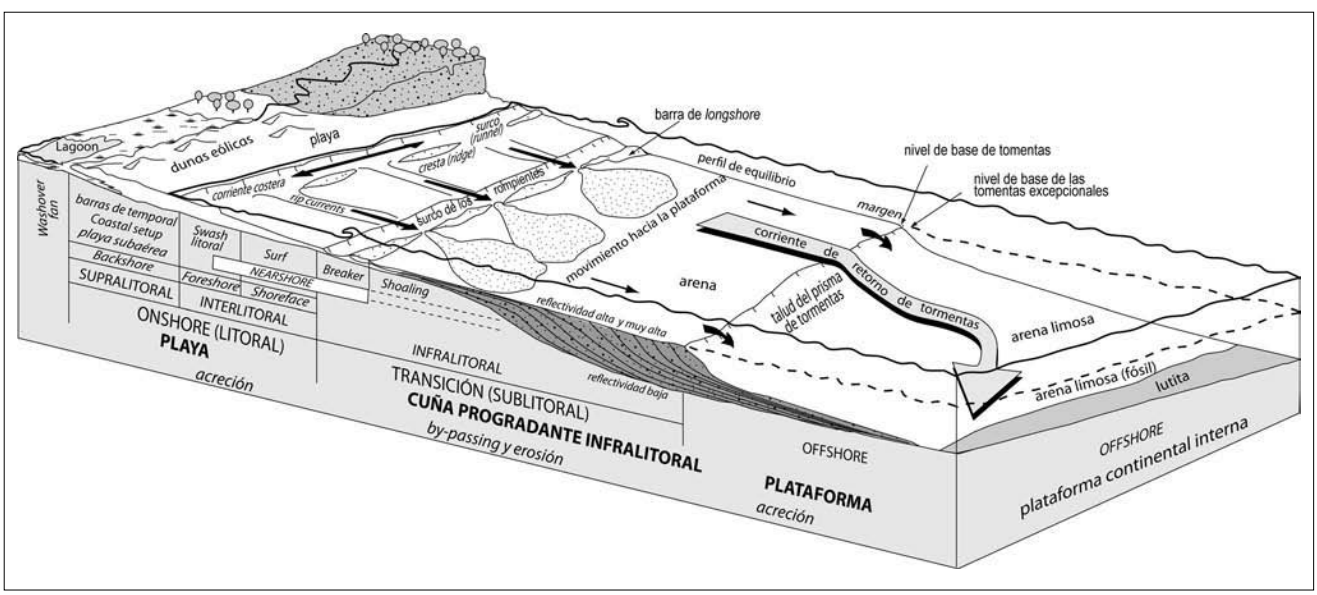


Figura 12.40. Cuña progradante infralitoral y resumen de la nomenclatura más utilizada para los ambientes marinos someros. Modificada de Hernández Molina *et al.*, 2000.

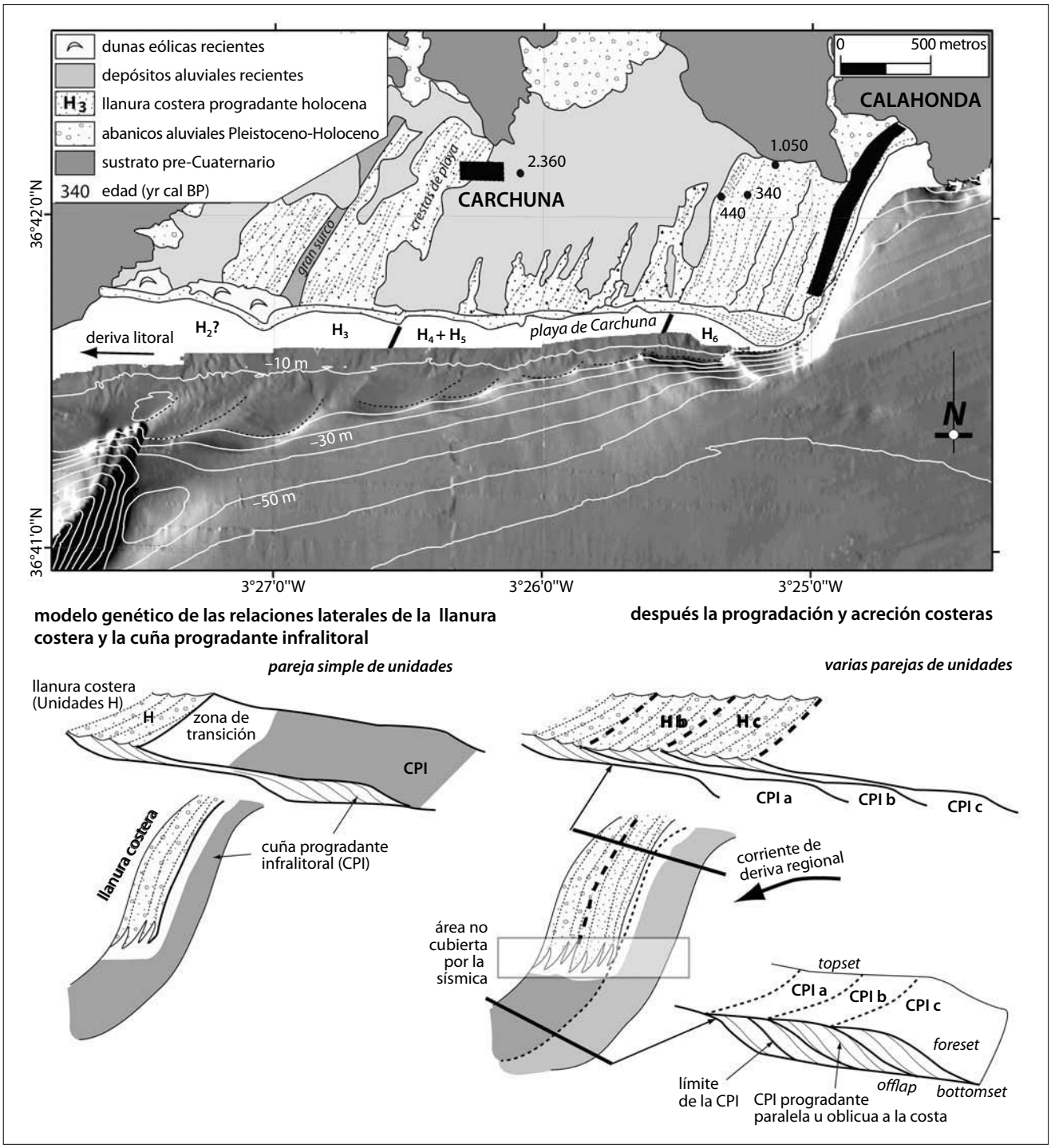


Figura 12.41. Modelo digital del terreno de las unidades de progradación de la llanura costera (H) y su prolongación en la cuña progradante infralitoral (CPI). Abajo se presentan los modelos genéticos de la sedimentación de ambas unidades para un episodio y tras algún tiempo de progradación, cuando las oscilaciones eustáticas menores han dado lugar a la acreción de varias unidades y complicado la correlación. Modificado de Fernández Salas *et al.*, 2009.

Las CPI son cuerpos estrechos (1-2 km) y alargados (10-100 km) paralela u oblícuamente a la costa, de 20-30 m de espesor, que pueden aparecer conectados lateralmente con prodeltas o bien aislados en la plataforma. Se forman por acumulación de sedimento transportado por las corrientes de reflujo (retorno) de tormentas que van siguiendo el fondo de la plataforma y

hundiéndose progresivamente *(downwelling currents)*. Desde el punto de vista morfológico, presentan tres partes: *topset*, *foreset* y *bottomset* y el interior presenta clinoformas en *offlap* (figura 12.41).

Donde hay derivas litorales producidas por corriente de *longshore,* las CPI están constituidas por varias unidades menores dispuestas en *offlap,* que presentan acreción paralela u oblicua a la dirección general de la costa, dando una estructura interna que puede llegar a ser muy compleja (figura 12.42).

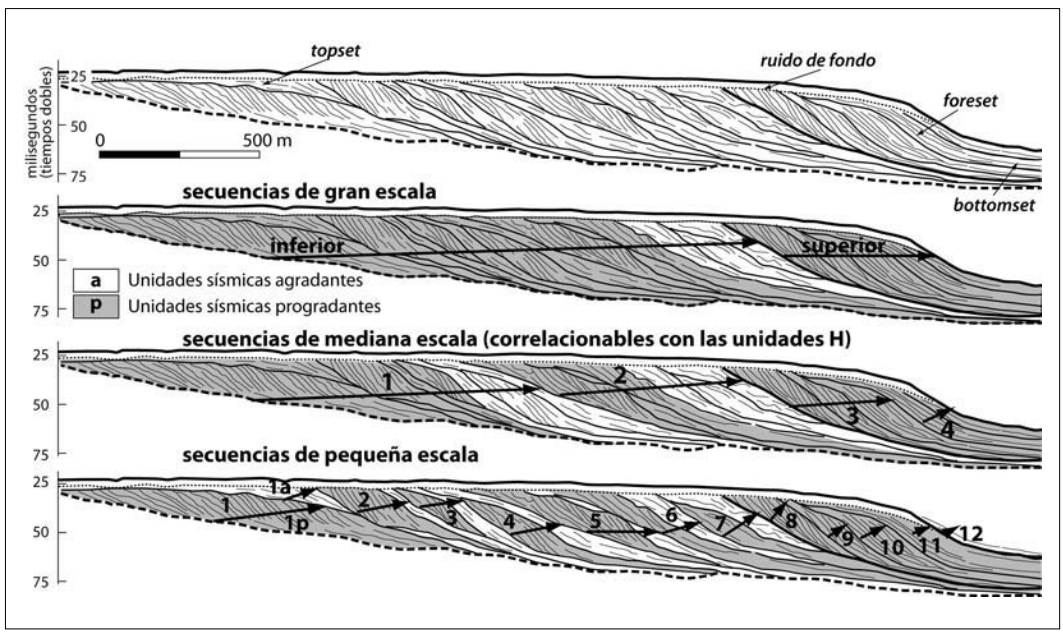


Figura 12.42. Jerarquía de elementos arquitecturales en el cortejo de facies de nivel del mar alto del Holoceno y correlaciones con las unidades H de Goy *et al.* (2003). Modificada de Lobo *et al.*, 2005. Nótese la semejanza con los modelos genéticos de la figura 12.41.

Las CPI se encuentran en tres contextos: 1) sobre los depósitos del máximo transgresivo, frente, o cerca de, desembocaduras de ríos con mucho depósito y dinámica litoral enérgica; 2) sobre mantos poco potentes de arenas transgresivas y 3) sobre unidades retrogradantes depositadas durante la última fase del último cortejo transgresivo. Los dos últimos casos se dan frente, o cerca de, desembocaduras fluviales con poco aporte.

Es evidente el interés que tienen estos cuerpos para la industria petrolífera, pues ofrecen unas posibilidades de almacenamiento de hidrocarburos adicionales a las de los clásicos modelos de las costas lineales de arena, largas y estrechas.

Observando la topografía submarina frente a las llanuras costeras parece evidente que hay continuidad física entre las unidades morfosedimentarias reconocidas en éstas (unidades H) y en el dominio infralitoral (sucesivas CPI), aunque la zona de tránsito no se observe bien por las dificultad de acceso a los buques equipados con equipos de sísmica de alta resolución (figura 12.41).

Puede proponerse un modelo simple para visualizar el distinto comportamiento de ambas unidades morfosedimentarias durante la progradación. Las unidades de progradación costera están constituidas por un conjunto de crestas de playas concordantes entre sí y separadas por surcos particularmente anchos, por superficies erosivas que destruyen parte del registro, o por ambas. La superficies erosivas se producen durante períodos de nivel del mar ligeramente más alto (unos decímetros) pero, aunque su expresión superficial sea muy aparatosa,

realmente se encajan muy poco en los depósitos infrayacentes; más bien se trata de un arrasamiento de las partes altas del perfil de la playa (*foreshore* superior y *backshore*) y el depósito de nuevas crestas discordantes con las anteriores. En cambio, estas fluctuaciones menores se registran en la CPI como sucesivas fases de progradación que, en detalle, comprenden dos términos: uno inferior progradante, formado, por ejemplo, a media escala, durante la progradación de una unidad H (en gris en la figura 12.42), y otro superior agradante (en blanco en la figura 12.42), más corto, durante la época de nivel del mar más alto y la erosión de las crestas de playa.

Tanto en la Unidades H como en las CPI holocenas se han reconocido dos unidades (o secuencias de depósito) «mayores» separadas por un evento de sedimentación más lenta o erosión y distinguibles por cambios en el estilo sedimentario. La unidad progradante inferior (6.500 a 3.700 yr cal BP) se caracteriza por progradación sigmoidal y comprende siete secuencias menores equivalentes a las Unidades H_1, H_2 y H_3 datadas por radiocarbono y reconocidas regionalmente. La estructura interna de la unidad progradante superior (3.700 yr cal BP a la actualidad) varía de progradación pura a regresión forzada (con descenso eustático) y comprende cinco secuencias menores equivalentes a las Unidades H_4, H_5 y H_6 (figura 12.43 y capítulo de playas).

El origen de las unidades H se relaciona con cambios climáticos y del nivel relativo del mar durante el Holoceno superior; por ello es lógico pensar que las secuencias menores de las CPI tengan un origen similar. Por ejemplo, los períodos de predominio de NAO (–) (Oscilación del Atlántico Norte negativa), cuando el anticiclón de las Azores se desplaza hacia el norte abre paso a las borrascas del Atlántico hacia la Península Ibérica. Son épocas de dominancia ciclónica, frías, con mayores precipitaciones, en las que aumentan los vientos de SW y W y se suceden las tormentas intensas que barren el *shoreface* superior arrastrando el sedimento hacia el mar y depositándolo en las CPI que, en consecuencia, progradan. En cambio, los períodos prolongados de NAO (+) son dominantemente anticiclónicos, sube el nivel relativo del mar y se erosiona la plataforma interna y la costa, aunque la intensidad media de las tormentas es menor. La mayor acomodación permite el depósito del término agradante de las secuencias menores.

Los cambios en las temperaturas superficiales del agua del Mediterráneo, los eventos fríos de Bond y la evolución cíclica de la actividad solar se alían para producir fluctuaciones de escala milenaria de los parámetros climáticos (pluviosidad, aridez, direcciones e intensidades de vientos, etc.) y, consecuentemente, del nivel del mar (figura 12.43).

No se han reconocido ejemplos de secuencias asimilables al CPI en el registro fósil, posiblemente por haber sido asimilados a depósitos deltaicos.

PARASECUENCIAS

Las facies y sus asociaciones (cortejos de sistemas de facies) se organizan en sucesiones verticales que se denominan secuencias de depósito. Las secuencias más pequeñas y simples tienen sólo unos metros de espesor y pueden consistir simplemente en *sets* de capas con tendencia estratocreciente. Algunas de estas secuencias están separadas por superficies de inundación marina ligadas a subidas eustáticas y reciben el nombre de *parasecuencias*. De acuerdo con lo explicado en un apartado anterior, una parasecuencia es un sistema de depósito simple.

Las parasecuencias suelen ser sucesiones estratocrecientes simples de una sola litología. Sin embargo, cuando se les sigue hacia el margen de la cuenca, se van diversificando las facies y aparecen indicios de erosión en las superficies que las limitan. En esas condiciones es cada vez más difícil distinguirlas de las secuencias estratocrecientes normales.

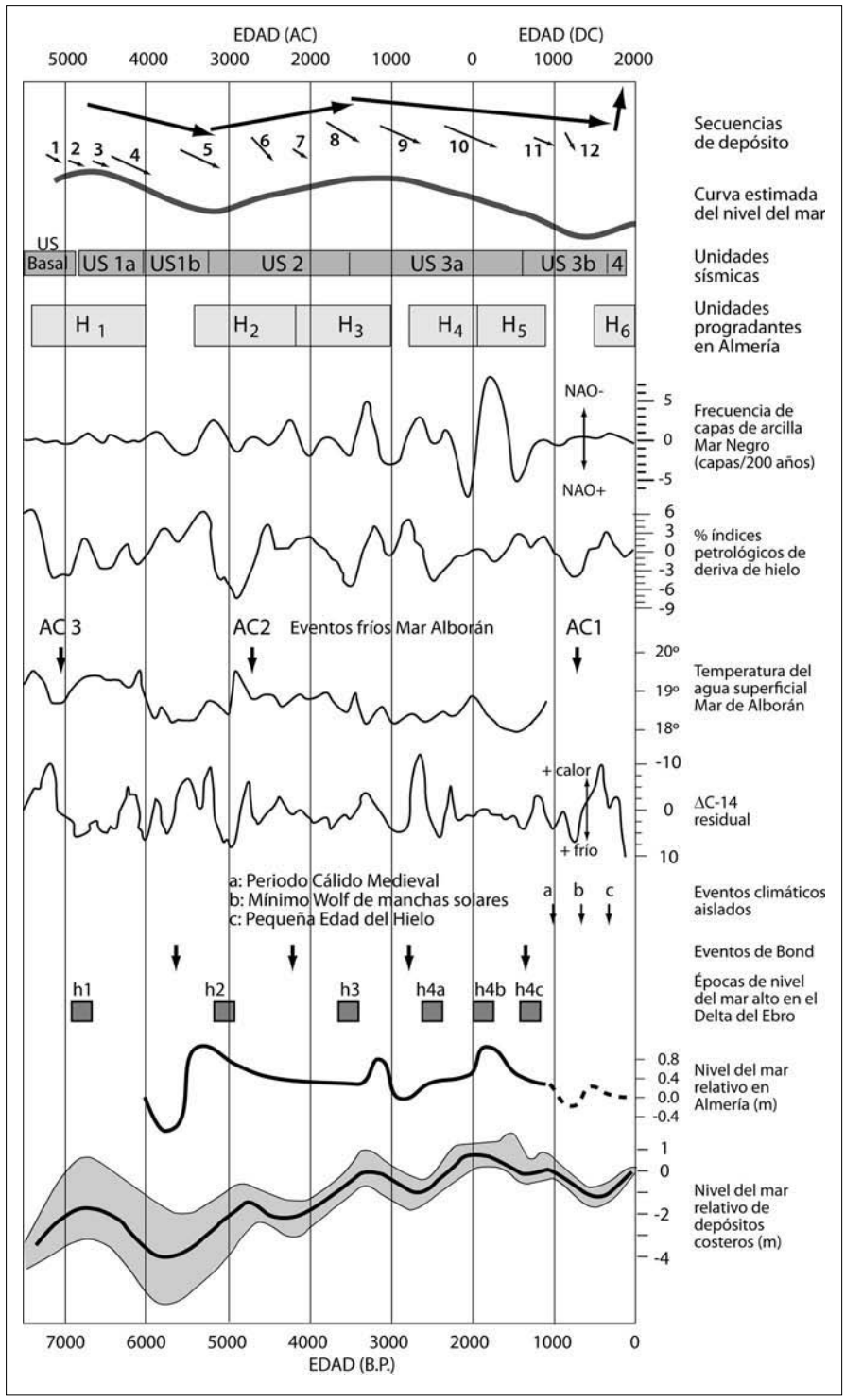


Figura 12.43. Comparación de las unidades sísmicas y secuencias de depósito y curva deducida del nivel del mar de Fernández Salas (2008) con diversos parámetros utilizados como *proxies* (indicadores) de variabilidad climática y eustática. De arriba abajo, unidades H (Goy *et al*., 2003) distinguidas en la llanura costera de Roquetas de Mar (Almería); frecuencia de capas de arcillas en el mar Negro indicadoras del índice NAO (Lamy *et al*., 2006); registro de deriva de hielos desde el Atlántico Norte (Bond *et al*., 2001); eventos fríos y temperatura superficial del mar de Alborán (Cacho *et al*., 2001); dC-14 residual que es una aproximación de la variabilidad solar (Stuiver *et al*., 1998); algunos eventos climáticos aislados citados frecuentemente en la literatura especializada; eventos fríos (Bond *et al*., 1997); épocas de alto nivel en el delta del Ebro (h1-h4) (Somoza *et al*., 1998); curva de oscilaciones mínimas del nivel relativo del mar registras en las llanura costeras de Almería (Goy *et al*., 2003); nivel del mar relativo de depósitos costeros en la costa española mediterránea (Somoza *et al*., 1998).

Se supone que las parasecuencias se forman por oscilaciones del régimen de depósito que duran miles a cientos de miles de años (figura 12.44). A su vez, las parasecuencias se agrupan en secuencias más potentes y complejas denominadas *secuencias de depósito* (o secuencias «deposicionales») cuya duración se estima en cientos de miles o millones de años.

El origen de las parasecuencias es muy variado. En contextos costeros intervienen procesos autocíclicos (por ejemplo, avulsión fluvial) y alocíclicos (externos a la cuenca, por ejemplo las

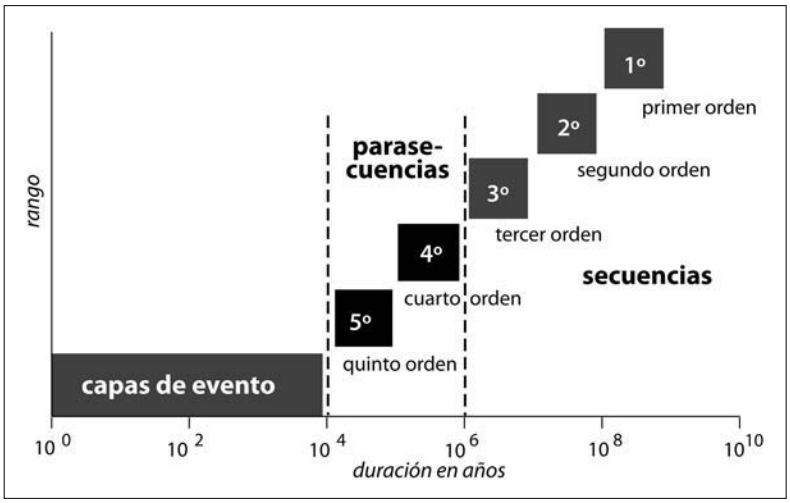


Figura 12.44. Escala temporal de los eventos de transporte y de los cambios de nivel del mar y de las unidades de depósito correspondientes. Modificado de Swift *et al*., 1991b.

variaciones de ciertos parámetros orbitales de la Tierra). Ya en la plataforma externa, el control principal de la ciclicidad debe ser esencialmente alocíclico y responder a causas orbitales.

Un posible origen de la ciclicidad es la variación glacio-eustática del nivel del mar como ocurrió en el Cuaternario, en el Triásico y en el Carbonífero. Sin embargo, esta explicación no es suficiente por sí sola, ya que la Tierra ha estado libre de hielo durante buena parte de su historia geológica. Una causa más general y constante es la periodicidad de Milankovich, que es una causa mayor de las fluctuaciones climáticas y que interviene en la generación de parasecuencias a través de la repetición de períodos templados (por el efecto de invernadero) y fríos, que harían variar las precipitaciones al modificar los sistemas de lluvias y el aporte sedimentario aparejado. Otra posibilidad, poco estudiada aún, es que las parasecuencias se deban a procesos autocíclicos que respondan a cambios no lineales de las variables que controlan la sedimentación. Por ejemplo, parece claro que las potentes alternancias de capitas delgadas de areniscas y lutitas marinas someras deben representar un delicado equilibrio entre la subsidencia y la sedimentación, en el que el fondo se comporta como una superficie en equilibrio homeostático (o sea, con tendencia a recuperar el equilibrio).

La estructura interna de las parasecuencias, su organización tridimensional (la denominada arquitectura estratigráfica) y, en realidad, toda la sedimentación en la plataforma, dependen, en último extremo, de las oscilaciones periódicas de la relación entre el aporte sedimentario y la acomodación, expresada por la relación $\Delta A/\Delta S$ (figura 12.45). Se expresa como un incremento porque, realmente, se trabaja con la variación de ambos parámetros para intervalos concretos de tiempo y no con su valor bruto o promedio.

Pues bien, aunque las oscilaciones de esa relación sean cíclicas, el depósito resultante no es un ciclo (con los sedimentos organizados simétricamente) sino una secuencia con tendencia sedimentaria asimétrica. La razón es muy simple: en la parte del ciclo en que domina la acomodación ($\Delta A/\Delta S > 1$) aumenta la removilización de sedimento en las áreas más someras, pues se inundan nuevas zonas y la nueva superficie de equilibrio de la plataforma desciende, erosionando el fondo. En la parte del ciclo donde domina el aporte ($\Delta A/\Delta S \leq 1$) se deposita la parte grano- y estratocreciente de la secuencia.

A una escala mayor (figura 12.45, derecha), cuando domina el aporte se depositan unidades en *offlap* con relaciones de *downlap* y parasecuencias regresivas bien conservadas. Según se va equilibrando la relación $\Delta A/\Delta S$, se forman parasecuencias retrogradantes asimétricas en las que predomina la parte transgresiva de la secuencia. Finalmente, cuando domina la acomodación, la preservación es baja y los depósitos regresivos formados durante las oscilaciones de alta frecuencia se destruyen durante la transgresión subsiguiente dando lugar a parasecuencias truncadas.

En detalle, cuando domina el aporte ($\Delta A/\Delta S \leq 0$) la morfología general puede variar desde regresión forzada (con nivel del mar en descenso) a progradación pura (nivel estable), con dispositivo en *offlap*. Los episodios transgresivos aparecen como superficies erosivas o nivelillos de arcillas, porque el escaso retrabajado no permite formar un nivel basal de grava o de lumaquela.

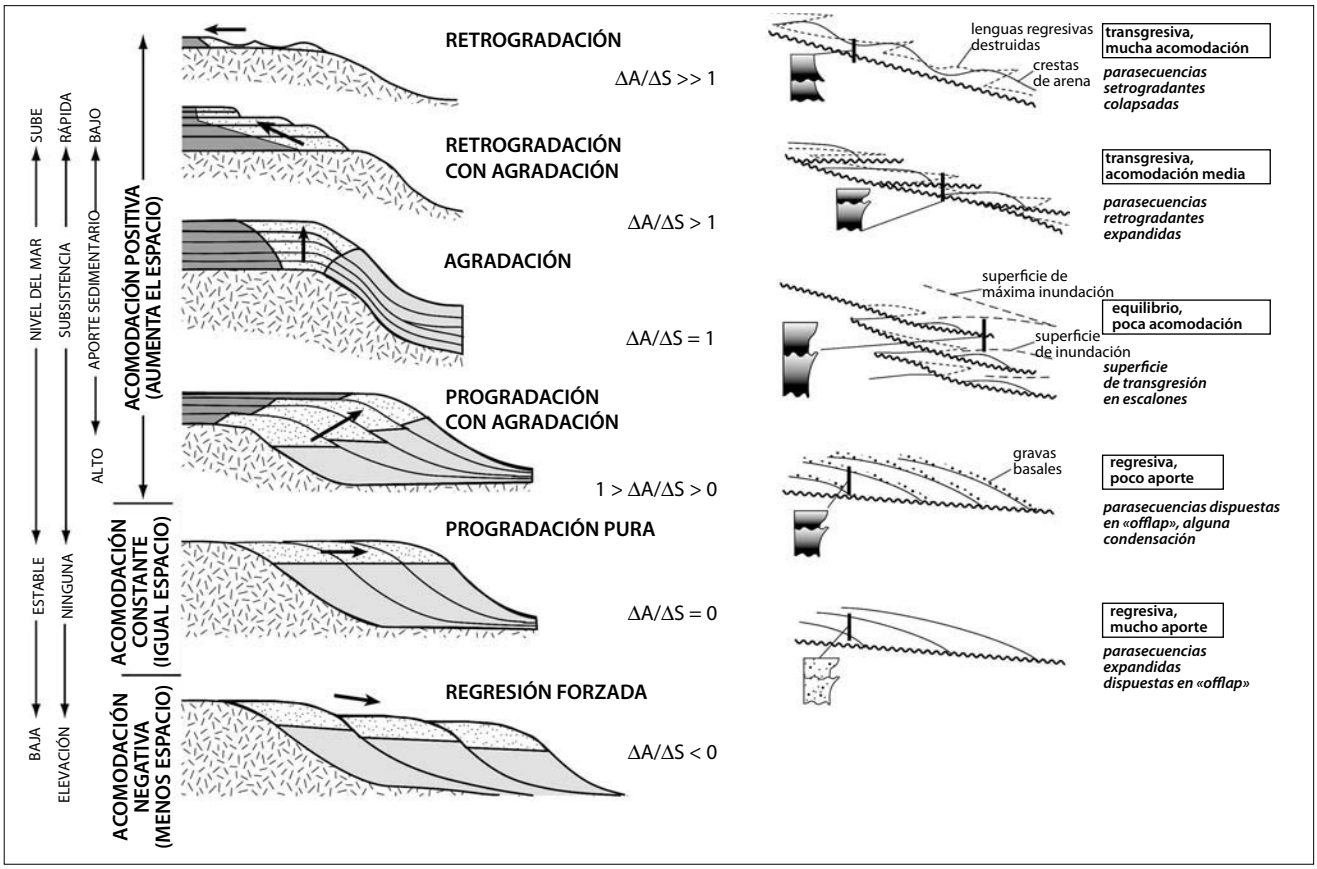


Figura 12.45. Arquitectura de parasecuencias en función de la relación entre la evolución de la relación acomodación/aporte (DA/DS). En parte, modificados de Homewood *et al.*, 1996 y de Swift *et al.*, 1991b.

Cuando el aporte es algo mayor que la acomodación ($\Delta A/\Delta S$ entre 0 y 1) el dispositivo general es progradación con agradación y tienden a preservarse los depósitos transgresivos y los regresivos, aunque generalmente la parte regresiva de la secuencia es más potente que la transgresiva.

Cuando la acomodación y el suministro son similares ($\Delta A/\Delta S \approx 1$) la arquitectura de las parasecuencias es esencialmente agradante y la superficie transgresiva es escalonada y no continua, por diferencias entre la acomodación y el aporte, aunque a largo plazo se mantenga el equilibrio. El potencial de preservación de las parasecuencias aumenta desde la plataforma externa, donde hay depósitos transgresivos condensados, a la interna en la que hay depósitos regresivos expandidos, pues las sucesivas detenciones de la subida eustática se aprovechan para progradar.

Cuando domina la acomodación ($\Delta A/\Delta S > 1$), se conserva parte de los depósitos regresivos de cada oscilación pero la semisecuencia granodecreciente de cada episodio retrogradante está peor desarrollada porque parte del material se recicla al quedar sumergido y pasa a formar parte de barras arenosas. Se produce retrogradación con agradación.

Finalmente, cuando la acomodación es muy alta ($\Delta A/\Delta S >> 1$) el *shoreface* transgresivo erosiona profundamente los depósitos de la fase regresiva y se produce retrogradación, con parasecuencias truncadas. En la plataforma externa, los períodos de ascenso eustáticos más rápidos se caracterizan por aportes de la erosión del *shoreface*, mientras que en los de nivel constante o caída predomina el aporte fluvial y la acumulación aumenta en el borde externo de la plataforma. El resultado es una parasecuencia granodecreciente.

Queda fuera del alcance de este capítulo entrar en más detalles de la secuencia de depósito.

SEDIMENTOS ANTIGUOS DE PLATAFORMA

Criterios de reconocimiento

Los depósitos de plataforma consisten esencialmente en grandes unidades litoestratigráficas de morfología más o menos tabular, en los que no suele haber grandes cuerpos canalizados. Estos rasgos pueden reconocerse, en principio, en perfiles sísmicos, en los que quizá se pueda establecer, además, las relaciones laterales con áreas de talud o costa.

La arquitectura estratigráfica es variable y se organiza alrededor de combinaciones de las tres litofacies más características: areniscas con diversos grados de amalgamación, alternancias de arenisca y lutita (facies heterolíticas) y lutitas laminadas o bioturbadas. Estas litofacies forman parasecuencias dominantemente estrato y granocrecientes, aunque a nivel del estrato individual (cada uno de los cuales es una capa de evento) se reconozca la granoselección positiva o una asociación de estructuras sedimentarias que indique disminución de la energía del flujo hacia el techo. Estos rasgos se reconocen bien en afloramiento y se pueden deducir del estudio de testigos de sondeos, pero no tanto en sísmica porque son de escala demasiado pequeña.

Si se tiene acceso a testigos de sondeos, los criterios de reconocimiento más fiables son los que tienen en cuenta alguna característica que guarde relación con la profundidad o de la salinidad: restos fósiles, ichnofacies, minerales autigénicos, características geoquímicas e, incluso, estructuras sedimentarias.

Los *restos fósiles* más fiables desde el punto de vista de la diagnosis ambiental son los de invertebrados, porque suelen estar estrechamente condicionados por la salinidad y sus oscilaciones. La mayoría de los corales, cefalópodos, braquiópodos, equinodermos, briozoos y algunos foraminíferos calcáreos son estenohalinos, es decir, sólo pueden vivir en condiciones de salinidad marina normal. Por contra, muchos de los gasterópodos, bivalvos y ostrácodos son eurihalinos, o sea, capaces de adaptarse a rangos de salinidad más amplios. Más difícil de establecer es la profundidad del agua: la mayoría de los organismos proporcionan únicamente una idea muy vaga de ella y, para obtener algún resultado, deben estudiarse aquellos que tengan alguna dependencia, por ejemplo, de la luz solar para realizar la fotosíntesis, etc.

Se obtienen datos a partir de las *ichnofacies* o asociaciones de trazas fósiles. Las comunidades de aguas someras consisten en filtradores de partículas, que suelen vivir enterrados (ichnofacies de Skolithos y Glossifungites), mientras que hacia aguas más profundas dominan los comedores de sedimento con técnicas sofisticadas de barrido (ichnofacies de Cruziana, Zoophycos y Nereites).

Los *minerales autigénicos* se restringen casi por completo a los ambientes marinos. Se forman silicatos de hierro (chamosita y glauconita) y fosfatos. La glauconita es exclusiva de medios marinos y aparece por precipitación directa o por alteración de filosilicatos detríticos y de materia orgánica (en particular de *pellets* fecales). Los granos de glauconita se acumulan luego bajo la acción de las corrientes. La chamosita es casi exclusivamente marina y suele asociarse a sedimentos clásticos, oolitos ferruginosos (de óxidos e hidróxidos de hierro) y depósitos de siderita, en aguas algo más cálidas que las requeridas por la glauconita. Los fosfatos se forman en bajíos y áreas de ascenso de corrientes profundas *(upwelling)* con velocidades de sedimentación muy bajas.

Algunos *rasgos geoquímicos*, tales como la relación entre elementos traza (por ejemplo: B/Ga y B/Li) en la illita y en lutitas, muestran cierta dependencia de la profundidad. También se usan isótopos del estroncio, pero más bien con fines paleooceanográficos.

Las *texturas* y *estructuras sedimentarias* pueden reconocerse en testigos de sondeos y, aunque no siempre tienen valor diagnóstico, aportan datos útiles si se usan junto a los criterios anteriores. Con frecuencia se atribuyen determinadas estructuras a un agente genético y ello pue-

de forzar algo las interpretaciones, pero hay dos tipos que deben citarse: la estratificación cruzada *hummocky* y la *herringbone*.

La estratificación cruzada *hummocky* (HCS) es un tipo de laminación de bajo ángulo, ligeramente ondulante, cuyo espesor aumenta y disminuye lateralmente y que muestra suaves discordancias internas (figura 11.13A). Se origina por corrientes oscilatorias fuertes y relativamente armónicas, que se superponen a una corriente suave y lenta (< 15 cm/seg). Al aumentar la velocidad de la corriente aparecen *megaripples* y estratificación cruzada de alto ángulo. La presencia de HCS se considera indicativa de ambientes someros con intenso oleaje, normalmente asociado con tempestades.

La estratificación cruzada *herringbone*, con paleocorrientes de sentidos opuestos, se asocia a la acción mareal. Sin embargo, no es un criterio definitivo porque el oleaje induce también corrientes costeras de direcciones opuestas, principalmente paralelas a la costa, capaces de mover *megaripples*. Es evidente que, en este caso, la marea no interviene directamente. Por otro lado, las corrientes de marea suelen seguir caminos diferentes en los bajíos (figura 12.21), produciendo cada una de ellas estructuras unidireccionales similares a las que generaría una corriente oceánica que barriese el fondo. Así pues, para invocar la acción mareal debe demostrarse fehacientemente que el flujo se invertía periódica y regularmente.

Además son muy frecuentes las laminaciones paralelas y las cruzadas de *ripples* de oscilación en el interior de los estratos y las morfologías de *ripples* de oscilación a techo de ellos.

Modelos sedimentarios

En sedimentos antiguos suelen reconocerse las plataformas por el proceso sedimentario que modela el depósito. Se distinguen los modelos dominados por las tormentas (o tempestades) y por las corrientes de marea. De acuerdo con las ideas anteriores, es evidente que la acción más representativa de estos agentes de transporte se produce en la plataforma interna, poco profunda, mientras que la externa puede ser muy semejante en ambos casos porque, a mayor profundidad, los efectos de las tormentas y las mareas se amortiguan. Así pues, no debe pensarse que esos mecanismos, y los modelos que se basan en ellos, se excluyen entre si: de hecho, es frecuente encontrar estructuras de corriente y de oleaje en la misma unidad, dando fe de la coexistencia de ambas durante la sedimentación, como se verá en los ejemplos fósiles que se describen luego.

Por otro lado, tampoco se puede aplicar a rajatabla un modelo a toda una sucesión de materiales de plataforma porque, en el transcurso de la evolución de la cuenca, el margen queda sometido a regímenes dominados por el aporte o la acomodación según vaya fluctuando la relación $\Delta A/\Delta S$ (figura 12.45). Además, no pueden olvidarse las complicaciones locales que introducen, por ejemplo, la subsidencia por compactación y el tecto-eustatismo, que modifican profundamente las facies sedimentarias y los motivos o patrones de las parasecuencias y de las secuencias de depósito.

EJEMPLOS

Plataformas dominadas por las tormentas

Las características más sobresalientes de los depósitos de plataforma atribuidos a tormentas se pueden recoger en un cuadro resumen (figura 12.46) y la distribución de facies en un modelo general (figura 12.47), que ayudan a la mejor compresión de los ejemplos descritos.

capa	espesor en cm	estructura interna	interpretación de procesos	interpretación ambiental	energía alta	energía baja
	20-150	estratificación cruzada tabular o en surco, superficies de discontinuidad	migración de *megaripples* por tormentas o corrientes mareales; fluctuaciones del paleoflujo	expansión de un campo de *megaripples* movidos por corrientes mareales reforzadas por tormentas	depósitos proximales de tormenta	ausentes
	20-150	laminación paralela con granos alineados (*parting lineation*)	corriente con régimen de flujo alto pero de energía decreciente, transporta arena como carga de fordo y en suspensión	condiciones de energía ambiental muy alta durante las tormentas en zonas litorales y sublitorales con mucha arena disponible		
	20-150	estratificación cruzada en surco con granos alineados (*parting lineation*) en el *foreset*	corriente de energía decreciente, régimen de transición, que transporta arena como carga de fordo y en suspensión	forma un anillo de facies alrededor y aguas abajo de campos de barras mareales	depósitos intermedios de tormenta	
	± 20	granoclasificación y, hacia arriba, laminación paralela	corriente de energía decreciente que va depositando la carga en suspensión	cierto parecido con las arenas del *shoreface* superior		
	5-10	granoclasificación, masivo o laminación paralela	corriente que va frenando y deposita la carga en suspensión	según los casos, representan depósitos más distales de las barras ó condiciones de energía ambiental más baja en relación con procesos mareales, tormentas u oleaje		depósitos proximales de tormenta
	5-10	laminación paralela o cruzada de bajo ángulo, *ripples* de oscilación	régimen de flujo alto y retrabajado posterior por oleaje más suave			
	5-10	laminación paralela, *hummocky* y cruzada de oscilación	corriente que frena y posterior retrabajado por flujo oscilatorio			
	5-10	laminación paralela y cruzada de *ripples* de corriente	corriente que decelera y pasa de lecho plano a *ripples* de corriente			
	5-10	laminación paralela y cruzada de *ripples* de corriente y trepadores	corriente con régimen de flujo bajo			
	0,5-3	granoclasificación, lamin. paralela	depósito de sedimento en suspensión	de acuerdo con su posición en la sucesión general, representan las partes más distales de las corrientes mareales y los depósitos de plataforma	depósitos distales de tormenta	depósitos distales de tormenta
	0,5-3	laminación paralela	depósito de sedimento en suspensión			
	0,5-3	laminación cruzada	migración de *ripples*			
	0,5-3	laminación lenticular	migración de *ripples*			
	0,1-0,5	laminación paralela	depósito de sedimento en suspensión			

Figura 12.46. Cuadro que resume la estructura interna de algunas areniscas de aguas someras depositadas por tormentas y su interpretación sedimentaria. A la derecha, distribución de facies en plataformas de energía alta, en las que domina la arena, y baja, en las que domina la arcilla. Modificado de Johnson, 1978.

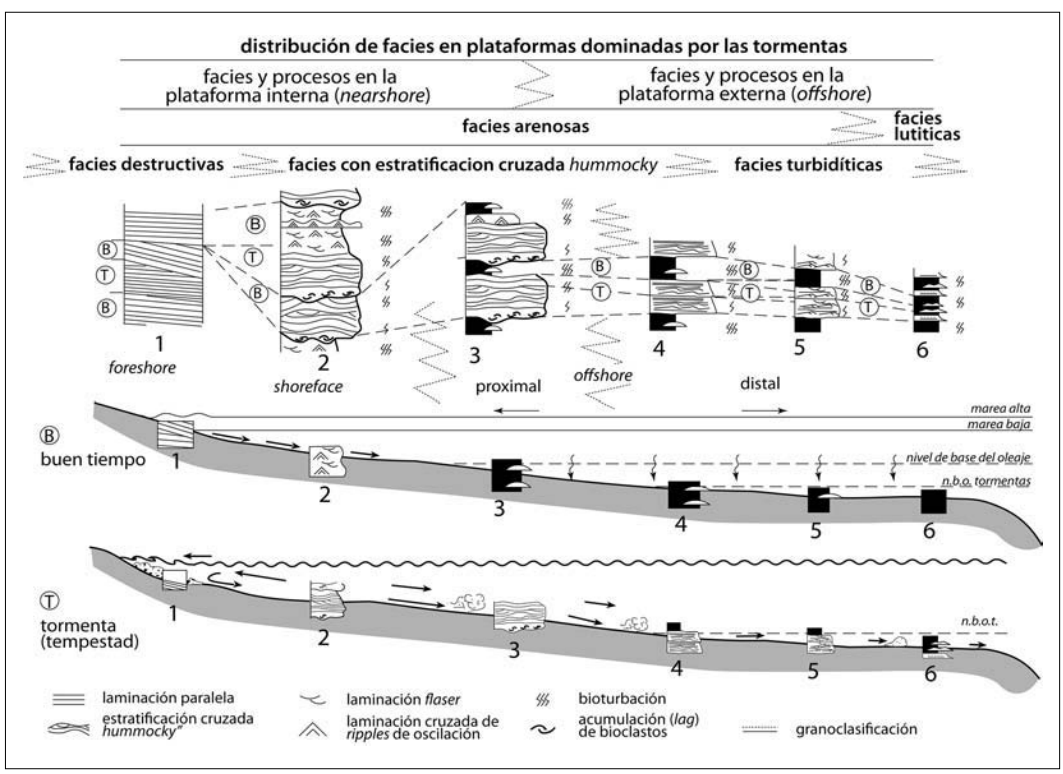


Figura 12.47. Distribución de facies en plataformas dominadas por la acción de las tormentas. Correlación de facies y procesos entre la plataforma interna y externa. Modificado de Gabaldón, 1989.

Paleozoico inferior de los Montes de Toledo (Alternancias de Pochico o Alternancias Superiores)

Las denominadas Alternancias de Pochico (Ordovícico inferior) se depositaron en una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje que, en buen tiempo, afectaba muy poco o nada a los depósitos lutíticos del fondo.

Se distinguen facies de areniscas (S), no muy aundantes, que se interpretan como depósitos en campos de *megaripples* que migraban activamente y que, a mayor escala, formaban complejos de barras o bajíos arenosos en la plataforma interna (*shoreface* superior).

Las facies H representan condiciones alternantes de tranquilidad, cuando se depositaban lutitas, y oleaje con corrientes de reflujo de tormenta *(storm surge ebb),* cuando llegaba la arena. Estos depósitos sufrían bioturbación (ichnofacies de Skolithos). Las subfacies ricas en arenisca se depositan en ambientes más proximales y las ricas en lutita en los distales.

Hacia la plataforma externa dominarían las facies de lutita (M).

La plataforma se extendía de noroeste a sudeste con el continente situado al sur. Las tormentas que inducían los oleajes que gobernaban el depósito en esas zonas llegaban desde el norte o noreste, según se deduce de las direcciones de corriente y las orientaciones de las crestas de los *ripples* y *megaripples*, removiendo profundamente el fondo de la plataforma.

Las tendencias estrato y granocrecientes (figura 12.48) se asimilan a apilamientos de parasecuencias generadas en respuesta a pequeñas fluctuaciones de la relación $\Delta A/\Delta S$, pero con una tendencia a la progradación de los ambientes proximales sobre los distales. Sin embargo, a largo plazo, tendía a mantenerse el equilibrio. Motivos similares se han descrito en la Zona Centro Ibérica, al noreste de la provincia de Jaén.

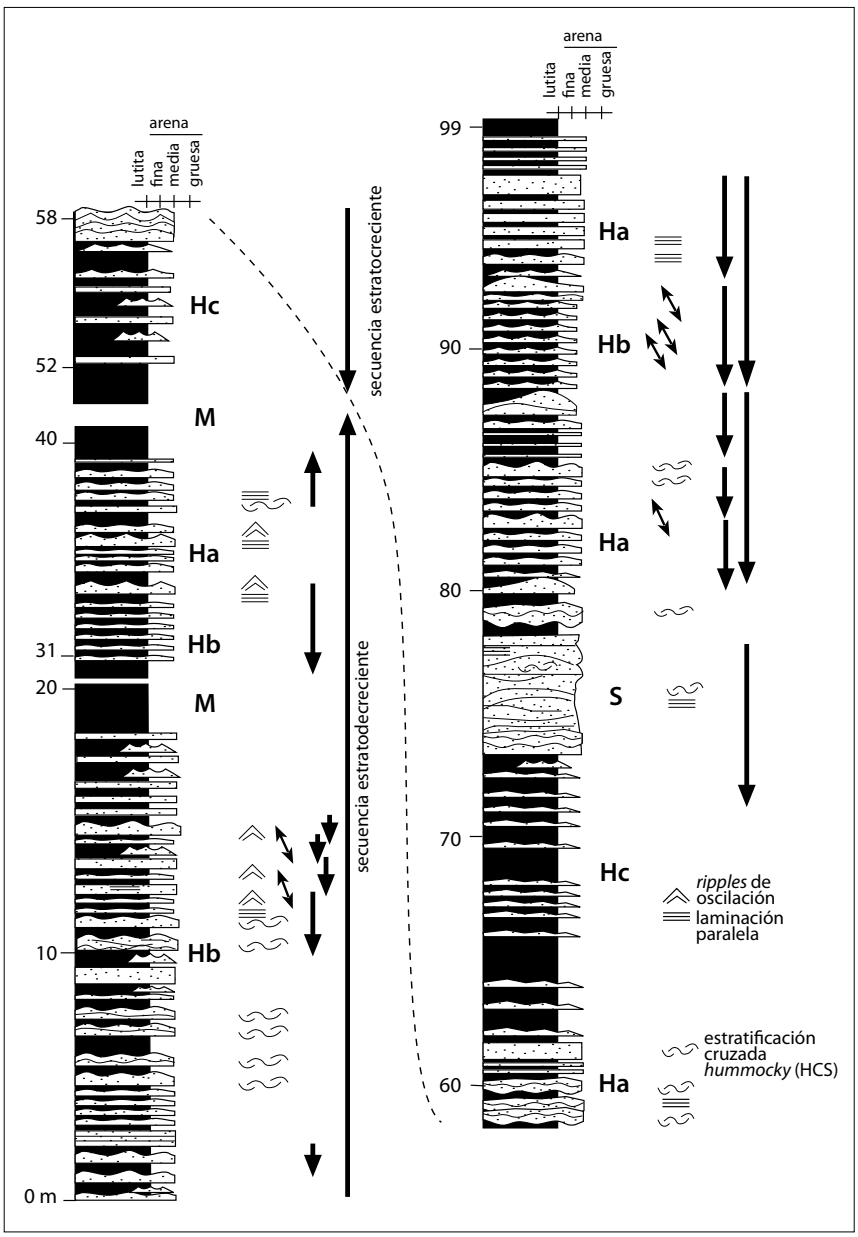


Figura 12.48. Secuencias estrato y granocrecientes (flechas verticales apuntando hacia arriba) en las Alternancias de Pochico (Ordovícico, Montes de Toledo). Algunas de menor potencia presentan tendencias contrarias. Modificado de Dabrio 1990.

Devónico de Asturias (Formación Naranco)

Se depositó en una extensa plataforma epicontinental de tipo rampa siliciclástica bajo dos modelos sedimentarios que se suceden en la vertical en tránsito gradual.

El primero se interpreta que está asociado a una plataforma gradada dominada por el oleaje y situada frente a una costa arenosa e inestable situada al este. El aporte arenoso era muy abundante pero el espacio de acomodación era reducido, pues el depósito coincide con una fase de nivel del mar bajo con tendencia al ascenso suave. Por ello la redistribución de sedimento era muy intensa y produjo en la plataforma interna una amplia faja de arenas de aguas someras, orientada paralelamente a la paleocosta. El mecanismo de alimentación no está bien establecido, y podía ser un punto (desembocadura fluvial) o un frente continuo de aportes de tipo llanura aluvial costera.

Los depósitos más proximales preservados son los del *shoreface* superior y, localmente, los del *foreshore*. Hacia la plataforma externa los términos arenosos se hacen minoritarios frente a los fangosos, como es de esperar en una plataforma gradada, en la que el depósito y la erosión se compensan, tendiendo a mantener un perfil de equilibrio (figura 12.49).

El modelo superior corresponde a una situación transgresiva respecto a la anterior acompañada de una reducción del aporte siliciclástico de tamaño arena y un aumento de las fracciones más finas. Esto, junto con la evolución lateral de las facies, sugiere una conexión con una costa baja y fangosa, quizá relacionada con estuarios.

En ambos modelos se reconoce, además, una alternancia de etapas (o áreas) con sedimentación siliciclástica abundante y reducida, pero la escasez de datos fiables de correlación impide una interpretación más detallada.

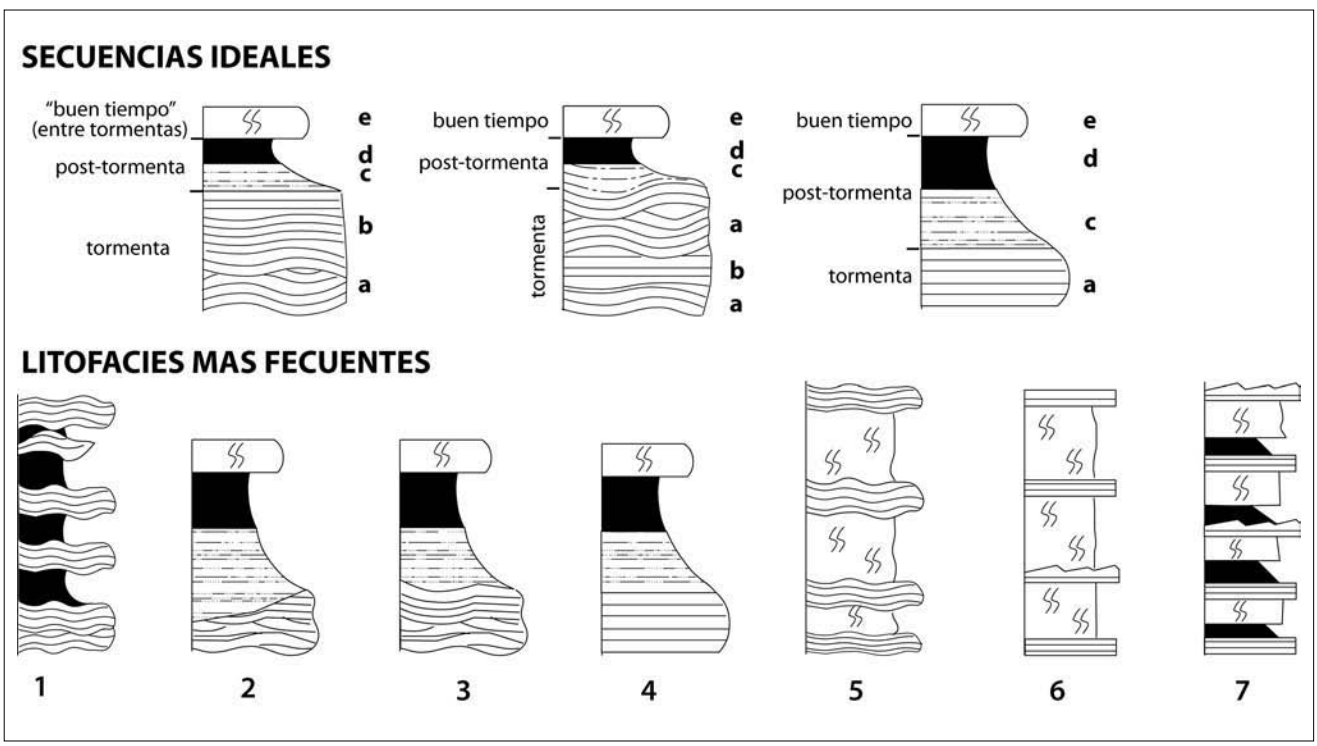


Figura 12.49. Secuencias ideales y litofacies representativas en la serie del Tranqueru. Modificado de García-Ramos *et al.*, 1992a.

Carbonífero inferior de Sierra Morena (Formación Terena)

Representa un caso de sedimentación de plataforma abierta, en un contexto tectónicamente activo, sinorogénico, con tres episodios de desestabilización al comienzo de la fase II de la orogenia Hercínica en Ossa-Morena.

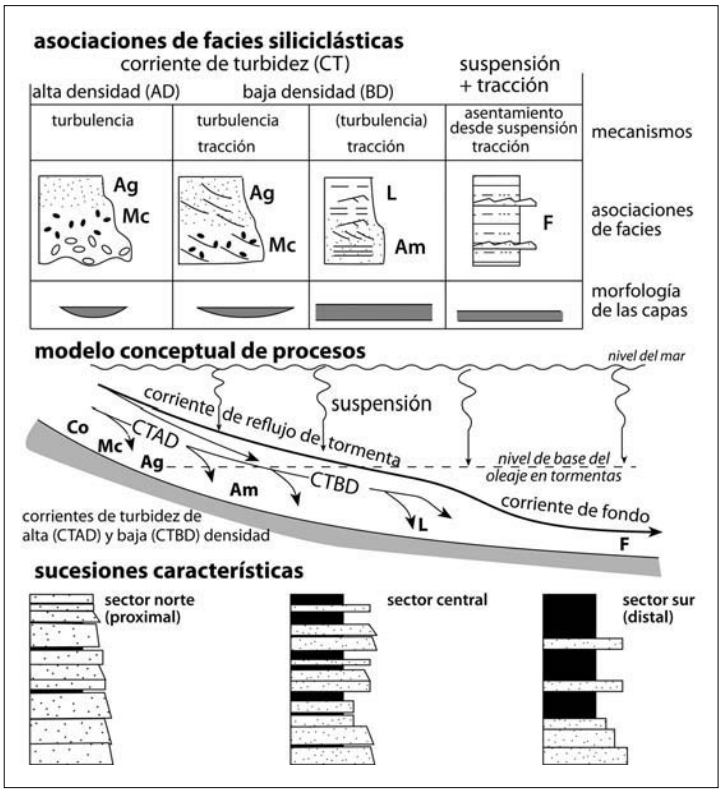


Figura 12.50. Asociaciones de facies siliciclásticas, modelo conceptual de los procesos sedimentarios implicados en su génesis y sucesiones características de los distintos ambientes en que se depositó la Formación Terena. Modificado de Santisteban *et al.*, 1990.

Se diferencian dos estadios: uno inicial de plataforma carbonatada estable y otro posterior, presumiblemente más prolongado, de plataforma siliciclástica inestable, con un nivel relativo del mar más alto, donde se depositaron tres unidades terrígenas granodecrecientes (figura 12.50). El principal agente sedimentario en la plataforma siliciclástica era el sistema de corrientes densas y diluidas de reflujo o resaca de tormenta *(storm surge ebb),* que generaron depósitos con secuencias de Bouma similares a la de las turbiditas, de las que se diferencian por su carácter más somero y su distribución espacial.

La evolución del sistema dependía, en último extremo, de un control tectónico.

Calcarenitas neógenas del río Alías (cuenca de Níjar, Almería)

Las calcarenitas marinas pliocenas, apiladas en barras de plataforma, forman la parte inferior de una unidad de areniscas siliciclásticas, calcarenitas y conglomerados con estructuras sedimentarias físicas y orgánicas y fauna marina somera (figura 12.51).

La estructura más prominente es la estratificación cruzada en surco de gran escala ligada a la migración de *megaripples (sand waves)* que llegaban a superar los 4 m de altura. Las láminas de avalancha de los *foresets* están retocadas por estructuras menores e incluyen niveles bioturbados. Las superficies de *interset* están intensamente bioturbadas.

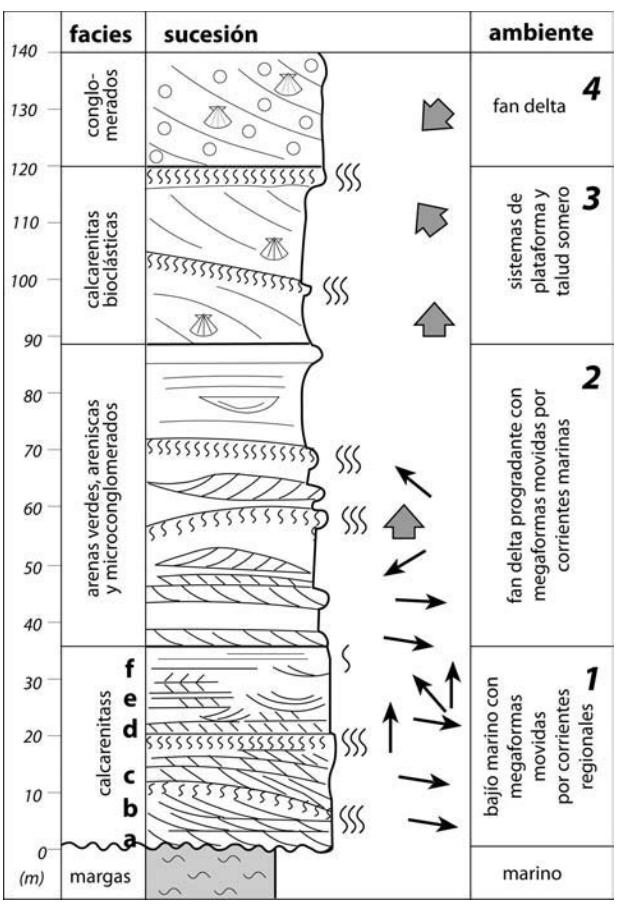


Figura 12.51. Sucesión estratigráfica del río Alias e interpretación. Las grandes formas de fondo descritas en el texto y en la figura 12.52 se encuentran en el término de calcarenitas (1), con las siguientes facies: a, *megaripples*; b, *sand waves*; c, *megaripples* sobre *sand waves*; d, trenes de *megaripples* rectos escalonados; e, grandes *megaripples* aislados y f, laminación paralela. Las flechas pequeñas indican paleocorrientes y las grandes las progradaciones. Modificado de Dabrio, 1986-1987.

Las *sand waves* comienzan a migrar a partir de las morfologías heredadas de otras formas ya inactivas o parcialmente erosionadas y la morfología de la estratificación cruzada va cambiando en las etapas de evolución, según se van modificando las condiciones hidrodinámicas durante la migración (figuras 12.52 y 12.53). La migración de las *sand waves* y *megaripples* del río Alías es un proceso repetitivo (pero no cíclico y regular) entre períodos de tranquilidad y bioturbación del fondo.

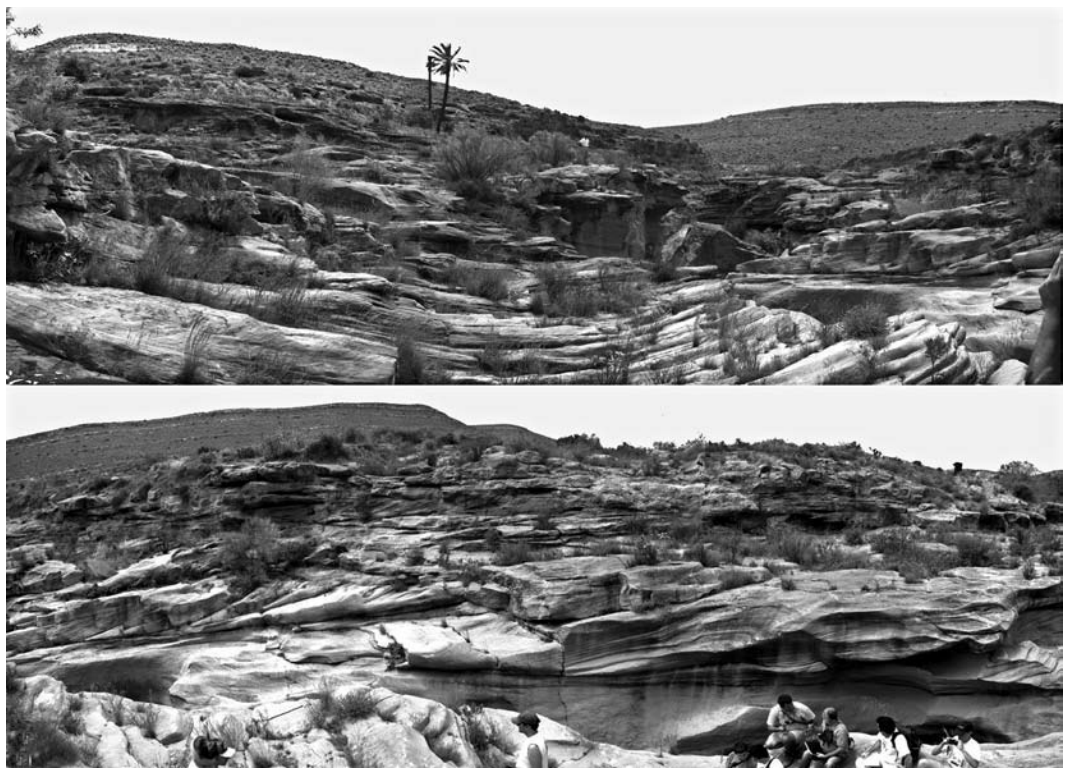


Figura 12.52. Características de las *sand waves* del río Alías. Arriba: corte transversal mostrando el aspecto general de la estratificación cruzada en surco de gran escala mirando en el sentido de la corriente. Abajo: corte en el sentido de la corriente que muestra grandes megaripples descendiendo por la cara de sotavento del apilamiento de *sand waves* (hacia la izquierda del lector).

La migración y apilamiento de las formas de fondo descritas registran el paso de corrientes esporádicas, de velocidad fluctuante y sentidos opuestos sobre una plataforma de baja energía y gran productividad orgánica que produjo abundantes restos esqueléticos y bioturbación.

Las *sand waves* se apilan en una barra (megaforma) que supera los quince metros de altura y descienden por la cara de sotavento. La intensidad de las corrientes era indudablemente mayor en las zonas altas («cresta» de la barra) donde el transporte de arena era muy alto y las condiciones para la colonización orgánica del fondo mucho más duras. Por eso hay mayores *sand waves* y están relativamente poco bioturbadas. La expansión del flujo tras la cresta hace descender la velocidad del flujo y la migración se torna esporádica: abundan aquí las facies de degeneración o detención de los *megaripples*, el retrabajado del oleaje y la bioturbación, que llegan a destruir gran parte de la estructura interna.

Algunos de los rasgos de las *sand waves* y *megaripples*, tales como la morfología aparentemente sigmoidal, las etapas de evolución y la alternancia de los períodos de migración y detención, podrían interpretarse a primera vista como de origen mareal, algo que también parece apoyar las medidas de paleocorrientes de sentidos casi opuestos entre la unidad 1 y la 2.

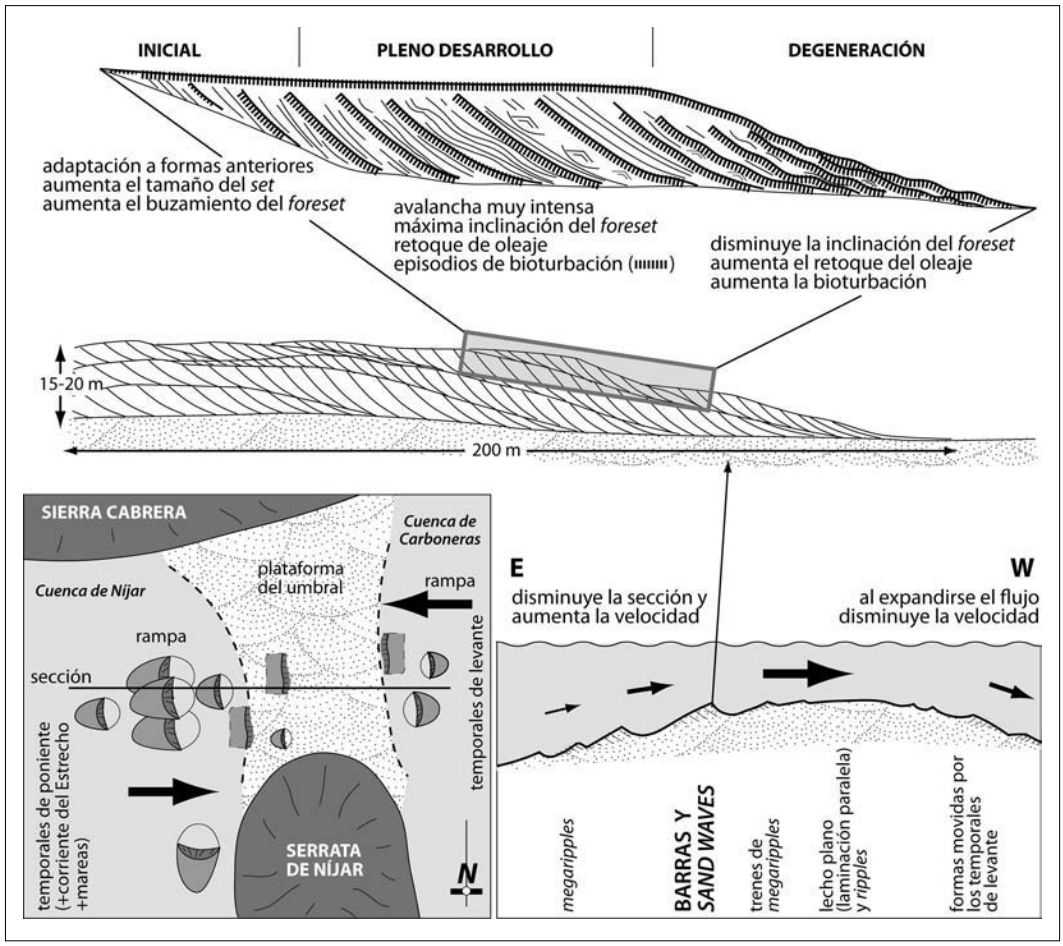


Figura 12.53. Modelo conceptual una barra constituida por el apilamiento de varias *sand waves* y detalle de una de ellas mostrando sus principales rasgos. Esquema paleogeográfico y sección del umbral entre cuencas de Carboneras y Níjar, en los que se han representado solo las formas de fondo *(bedforms)* movidas por los vientos y temporales de poniente. Modificado de Dabrio, 1986-1987.

La alternancia de períodos de migración y detención de las formas de fondo es un argumento a favor de las corrientes mareales, pero en el río Alías: 1) no existen parejas de láminas arena/arcilla como las que se forman en las sucesivas fases de corrida y detención de la marea; 2) la intensa bioturbación de las láminas del *foreset* sugiere períodos sin corrientes más prolongados que el mero lapso de parada de las corrientes mareales; 3) no se han encontrado superficies reactivación asimilables a la reversión continua del flujo y, además, 4) no hay evidencia del incremento y disminución progresivos del espesor de las láminas del *foreset* en respuesta a los cambios de competencia de las corrientes de marea al sucederse los períodos de mareas vivas y muertas.

La migración en sentidos opuestos se explica como inducidas por corrientes de origen meteorológico regional a causa de las derivas opuestas (hacia el este y el oeste) impulsadas por los temporales de poniente y de levante, con la colaboración de los vientos dominantes, que soplaban en esas mismas direcciones. Estas son las únicas orientaciones con *fetch* suficiente para generar oleajes y corrientes de intensidad significativa, a causa de la compleja morfología de las cuencas y las sierras que las limitan. Se supone que también contribuían la corriente del Estrecho (la corriente de agua superficial atlántica, SAW) y cierta componente mareal, aunque el rango mareal no sería suficiente para producir corrientes capaces de mover esas grandes formas de fondo.

El depósito se llevó a cabo en el umbral entre dos sierras emergidas que separaba las cuencas de Níjar y Carboneras (figura 12.53).

Plataformas con oleaje de tempestad y retoque de las mareas

La Cuarcita del Ordovícico en los Montes de Toledo («Cuarcita Armoricana»)

Presenta normalmente varios tramos areniscosos, alguno de ellos bastante potente y de aspecto masivo, con intercalaciones pizarrosas o de arenisca de grano fino a muy fino. Estas litologías forman secuencias de escala métrica a decamétrica estrato y granocreciente (figura 12.54) formada por la migración de barras arenosas (facies S) en una plataforma siliciclástica interna *(shoreface),* afectada por oleajes intensos pero sometidas también, probablemente, a la acción de corrientes mareales. Las pruebas a favor de este agente dinámico no son muy fuertes, salvo la aparición de paleocorrientes prácticamente opuestas (E-W y NE-SW según los puntos) pero que no suelen encontrarse estratificaciones cruzadas de tipo *herringbone*.

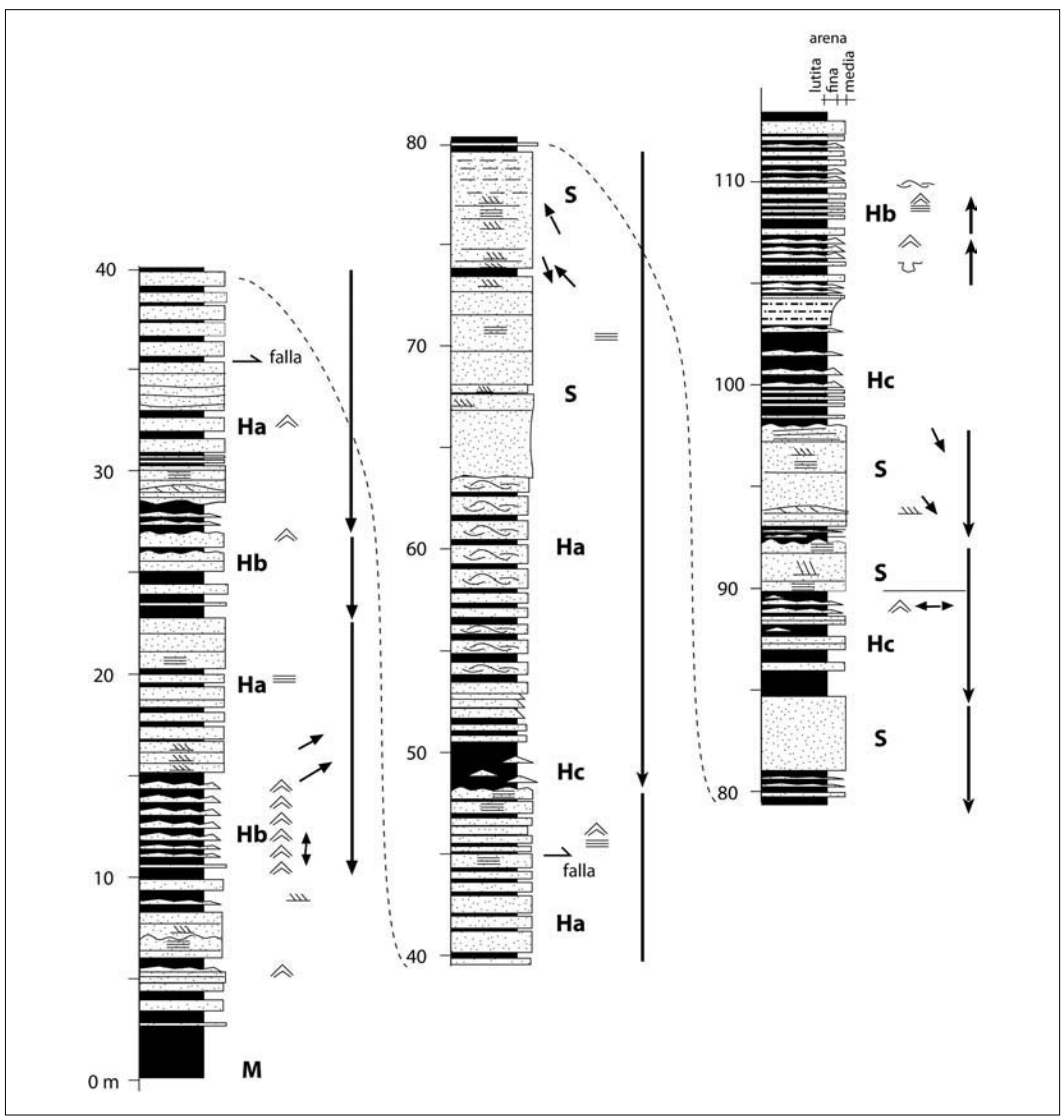


Figura 12.54. Secuencias estrato y granocrecientes en la «Cuarcita Armoricana» del Ordovícico de los Montes de Toledo. Modificado de Dabrio, 1988.

Los niveles cuarcíticos mayores están separados por areniscas de grano fino a muy fino y lutitas dando facies heterolíticas (facies H) e intervalos de arcillas (facies M). En estos materiales dominan las estructuras generadas por el oleaje (laminación paralela, estratificación cruzada *hummocky* y laminación cruzada de *ripples* de oscilación) asociadas secuencias de energía decreciente dentro de cada capa. Estos bancos se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras arenosas.

Estas mismas facies (S) se han interpretado en la Zona Centro Ibérica (Provincia de Jaén) como depositados en ambientes sublitorales (*foreshore* a *shoreface*) que pasan distalmente a las heterolíticas (H). En los Montes de Toledo no hay pruebas de sedimentación en el *foreshore* de playas.

Las direcciones dominantes de corriente parecen indicar una paleogeografía en la cual la plataforma sometida a la acción de las mareas podría orientarse de noroeste a sureste, es decir, más o menos perpendicular a la orientación supuesta de la plataforma y la costa, que se emplazaría al sur. Las corrientes de marea tenderían a mover masas de agua en dirección transversal a la amplia plataforma y los trenes de olas entrarían paralelamente a ella, produciendo *ripples* de oscilación de crestas orientadas noroeste-sureste.

Las tendencias grano y estratocrecientes pueden interpretarse, en principio, como parasecuencias debidas a la progradación de los ambientes someros de la plataforma interna, en respuesta a desequilibrios del régimen de depósito por aumento del aporte. A mayor escala, se han descrito diversas megasecuencias que se generaron a causa de cambios eustáticos de mayor envergadura.

Plataformas dominadas por las mareas

Barras calcareníticas en las calizas de crinoides del Carixiense subbético

Se formaron dentro de una gran plataforma carbonatada adyacente al Macizo Hespérico, en el fondo del gran golfo que dibujaba el Tethys. La tectónica determinaba la distribución de zonas paleobatimétricas y su morfología. A pesar de la naturaleza carbonática de los granos, el compartimiento hidrodinámico es análogo al de las barras de litología siliciclástica.

Se diferencian dos subfacies, de las cuales la inferior se asimila a apilamientos de *sand waves* mareales que migraban periódicamente. Aunque se encuentran ejemplos de migraciones en sentidos opuestos, cada parte del afloramiento deja ver sólo los *megaripples* movidos por la corriente dominante en ese punto, en cuyo caso la subordinada se limita a producir superficies erosivas y laminación o estratificación cruzada. Otro rasgo mareal es la alternancia de láminas calcareníticas y pelmicríticas (equivalentes desde el punto de vista hidrodinámico a la arenas y lutitas de los ambientes puramente siliciclásticos) cuyos espesores varían regularmente durante la fase de migración activa en las mareas vivas. En las mareas muertas los *megaripples* migran más lentamente, degeneran, sufren retrabajado por oleaje y son bioturbados (figura 12.55).

La estructura interna de la subfacies superior es estratificación cruzada en surco y laminación paralela y se atribuye a un aumento del efecto del oleaje sobre el fondo superpuesto a la acción mareal, con mayor disparidad de las direcciones de migración de los *megaripples*.

El conjunto se interpreta como un bajío carbonatado con campos de *sand waves* y de *megaripples* movidos por la corriente mareal dominante en cada zona del bajío. La mayor exposición al oleaje se producía en el borde del bajío enfrentado al segundo cuadrante (SE) del que provendrían los oleajes generados por tormentas, huracanes e incluso algunos de los vientos diurnos (figura 12.55).

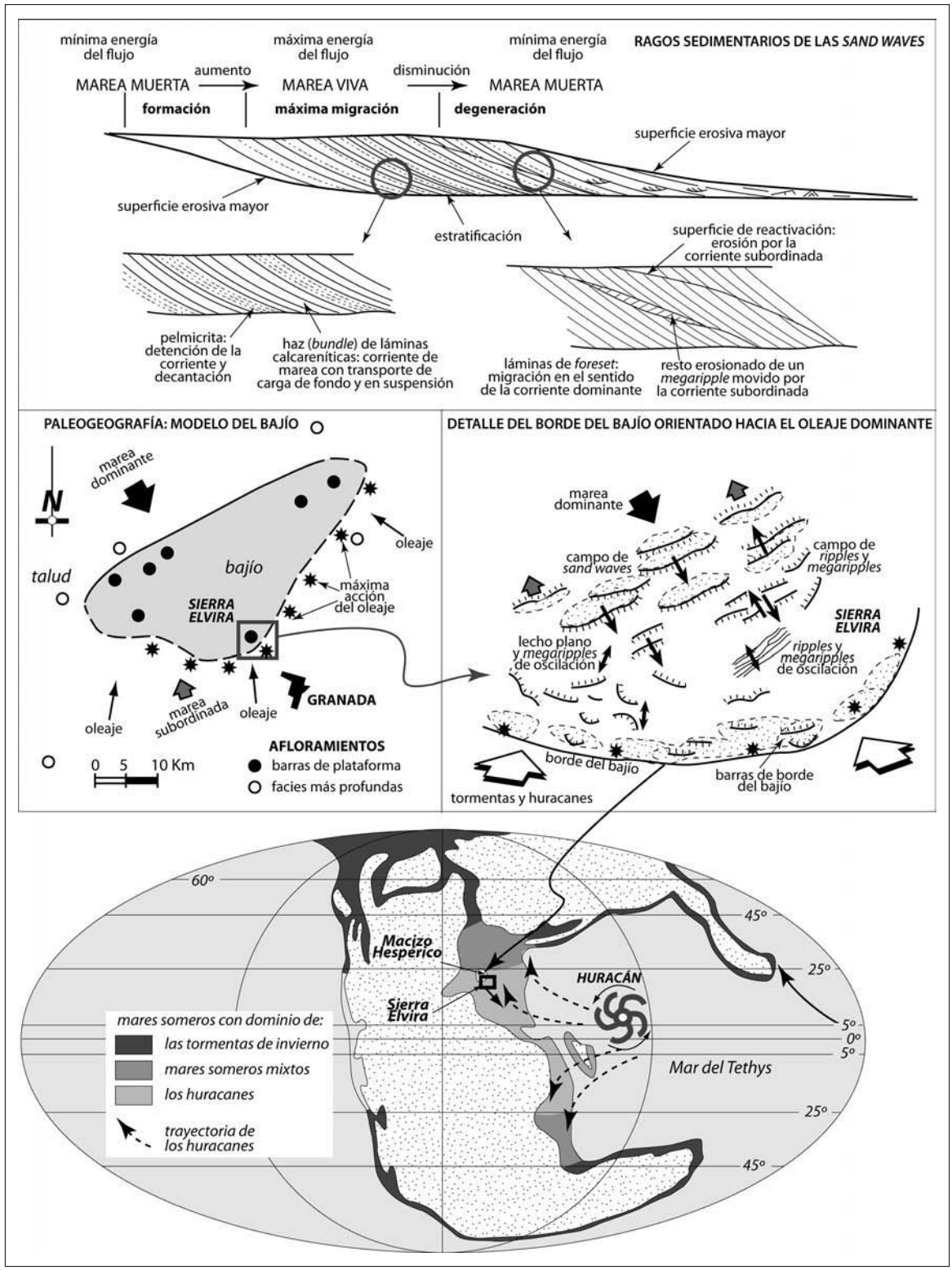


Figura 12.55. Arriba: esquema de la estructura interna de un megaripple en relación con las fases del ciclo mareal y detalles de los haces de láminas calcareníticas entre otras de pelmicritas, y de las superficies de erosión a las que se asocian restos de *megaripples* o *ripples* movidos por la marea subordinada de sentido opuesto. Las superficies de estratificación se deben a la erosión por migración de *megaripples* y al oleaje de tempestad. Centro: reconstrucción esquemática de la plataforma carbonatada carixiense de Sierra Elvira-Sierra Pelada-Poloria en la parte occidental del océano del Tethys, modelo hidrodinámico general y detalle el bajío de Sierra Elvira. Probablemente la parte interna del bajío estaba ocupada por un *lagoon*. Abajo: paleogeografía del Tethys en relación con los sistemas de tormentas y huracanes. Modificados de Dabrio y Polo, 1985.

Barras arenosas movidas por corrientes de marea y de deriva en mares epicontinentales y brazos de mar

Generalmente, es difícil achacar a un simple agente la generación de cuerpos arenosos, y muchos de ellos se interpretan por la acción combinada de varios agentes de transporte. Este es el caso de las barras de arena encontradas en antiguos brazos de mar, que eran mares relativamente someros en los que la morfología de la costa (figura 12.56) condicionaba la circulación de las corrientes mareales y regionales, así como las de tormenta, favoreciendo la acumulación y migración de barras, especialmente barras alargadas paralelamente a las corrientes dominantes y a la elongación de los pasillos o brazos de mar.

Los flancos de las barras arenosas lineales son superficies de gran escala que buzan hacia ambos lados. Ejemplos bien conocidos son las barras de la Arenisca Sundance, incluidas en las arcillas marinas jurásicas de Estados Unidos. La atribución ambiental se basa en la elevada madurez textural y mineralógica de las areniscas, la presencia de minerales autigénicos, la bioturbación, las acumulaciones de conchas fragmentadas y la ausencia de rasgos de emersión y

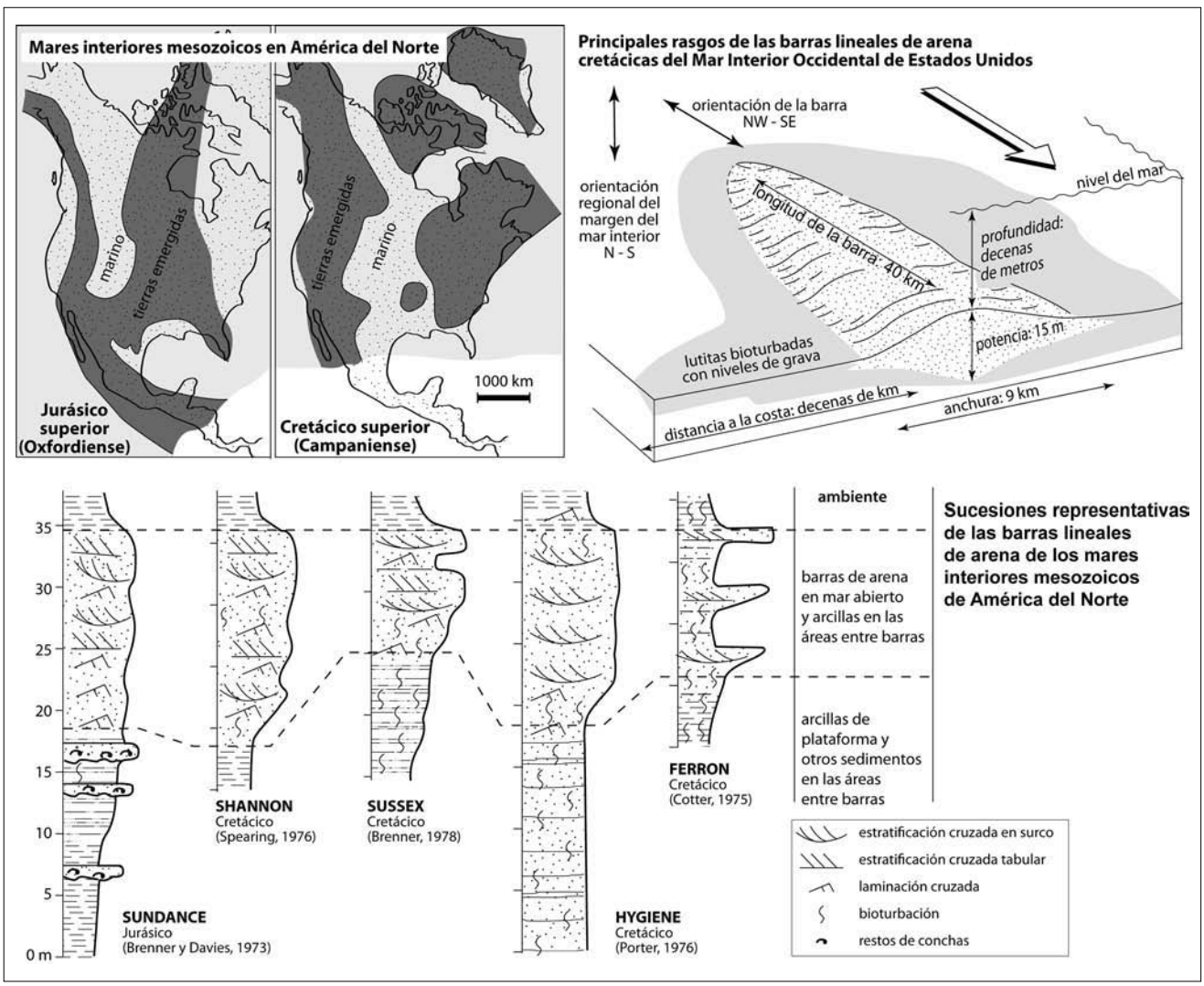


Figura 12.56. Arriba a la izquierda, paleogeografía de América del Norte en el Jurásico superior y el Cretácico mostrando los mares interiores (*seaways*) donde se depositaron barras lineales de arena. A la derecha, características generales de las barras (derecha arriba) y abajo, secuencias representativas de las barras más conocidas. Modificados de Brenner, 1978; Walker, 1984 y Bouma *et al.*, 1982.

de estructuras propias de ambientes costeros. La forma es lineal y las dimensiones de los cuerpos sedimentarios son del orden de cinco kilómetros de longitud, dos de anchura y veinte metros de altura. La megasecuencia típica de estas barras es grano y estratocreciente, con aumento de la energía ambiental, producida por la progradación de los ambientes de energía ambiental más alta, en los que se concentra la arena, sobre la plataforma lutítica de baja energía (figuras 12.56 y 12.57). Hay acumulaciones de arenas conchíferas que corresponden a niveles de abandono *(lags)* de tormenta en las zonas de barra e inter-barra como en las de fondo llano cubiertas de arcilla, donde el oleaje causa sólo un suave movimiento del fondo (figura 12.57).

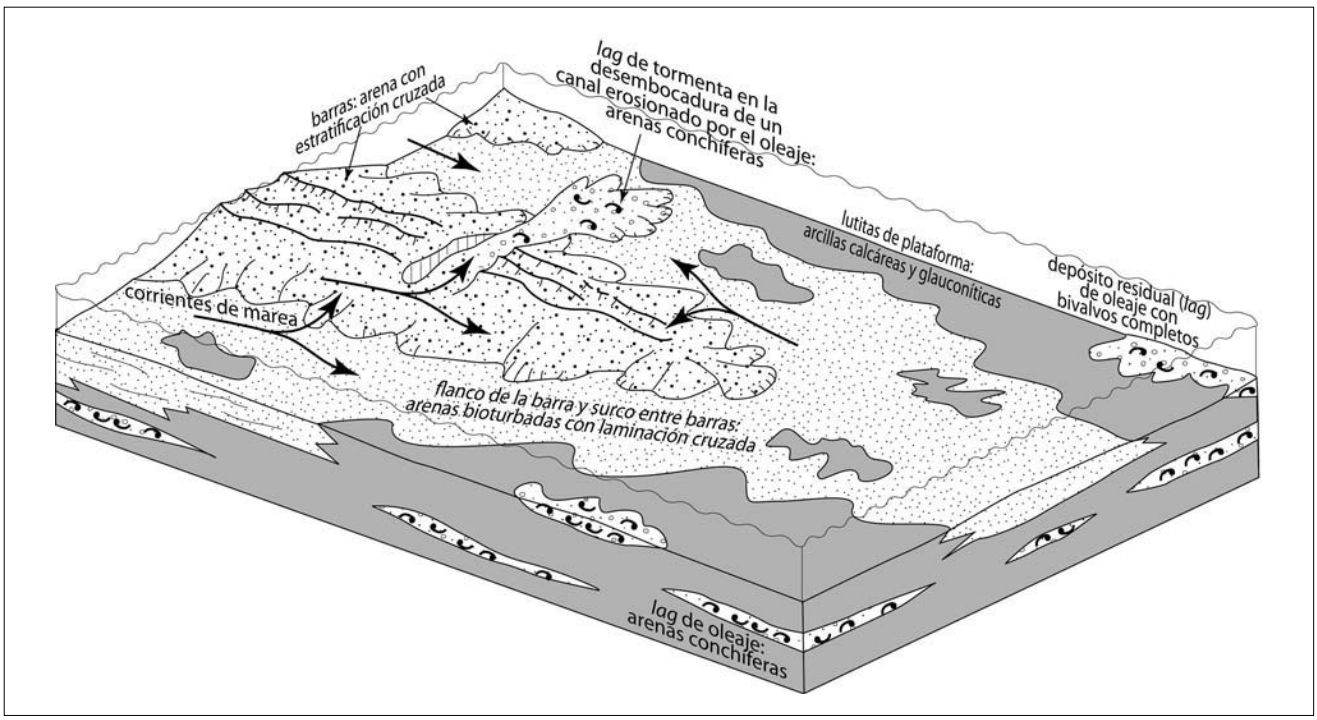


Figura 12.57. Modelo barra lineal de arena movida por las mareas y progradando sobre los sedimentos finos de la plataforma. Modificado de Brenner y Davies, 1974.

Hay ejemplos muy conocidos de este tipo de barras en el Jurásico superior (Arenisca Sundance) y en el Cretácico (Areniscas Gallup, Shannon, Sussex e Hygiene), todas ellas con facies sedimentarias y secuencias muy similares (figura 12.56), pues su papel como almacenes de hidrocarburos las ha convertido en el foco de muchos trabajos. También es muy parecida la arenisca del miembro superior de la Formación Dakkovarre del Precámbrico superior de Noruega.

El origen de estas areniscas ha sido objeto de controversia y la interpretación ha experimentado un profundo cambio a partir de la aplicación de los principios de la estratigrafía secuencial y los cambios eustáticos. Por eso conviene dedicarles cierta atención y plantear la discusión que sirva para ilustrar otros casos.

Según las interpretaciones tradicionales, las areniscas de Shannon y Sussex, de edad Campaniense (figura 12.58), se depositaron en épocas de nivel del mar estable con aportes sedimentarios procedentes de un gran sistema deltaico situado lejos hacia el noroeste y arrastrados plataforma abajo por la deriva regional. También en la arenisca Hygiene (Campaniense-Maastrichtiense) la costa que supuestamente suministraba el sedimento se situaba a unos cien kiló-

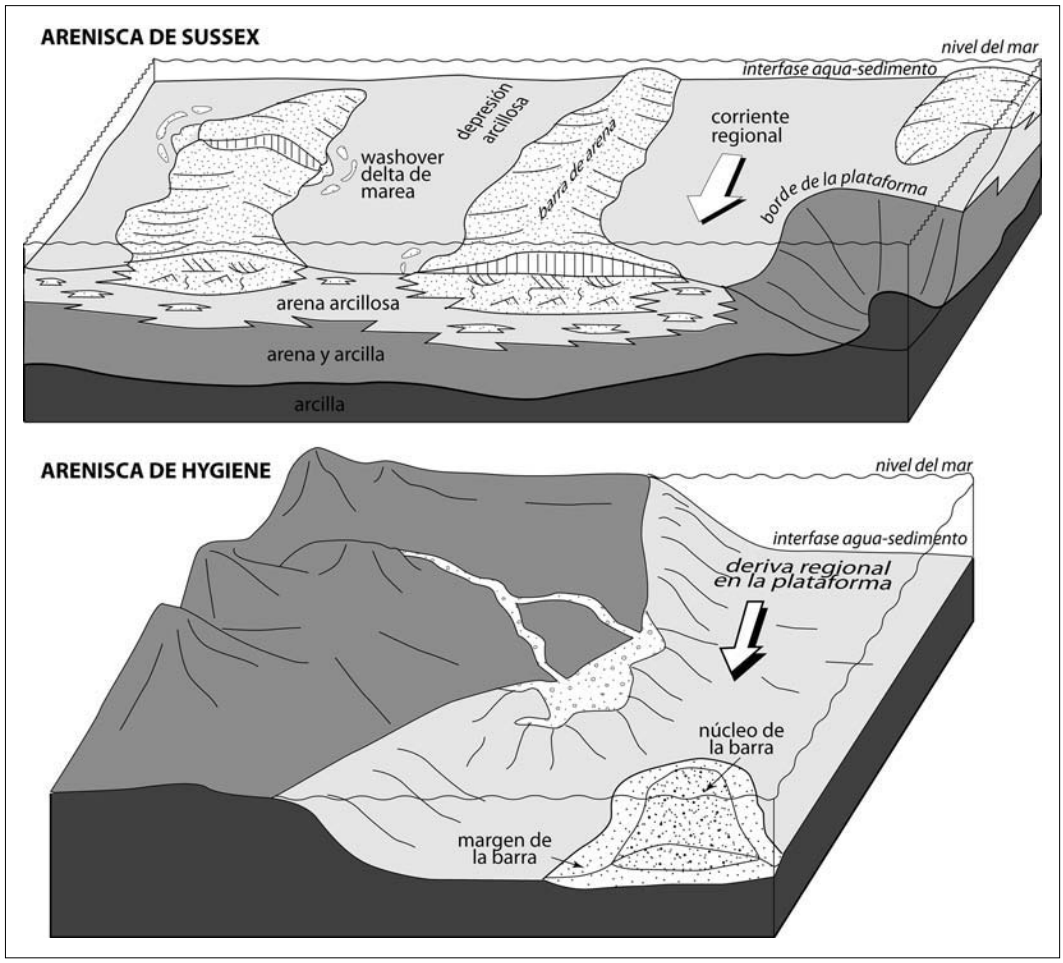


Figura 12.58. Modelos sedimentarios de los complejos de barras arenosas Sussex (modificado de Brenner, 1978 y Bouma *et al*., 1982) e Hygiene (modificado de Porter, 1976 y Bouma *et al*., 1982) del Cretácico superior (Campaniense) de los mares interiores de América del Norte.

metros de distancia. Durante las tormentas se intensificaban las corrientes y la arena se movía hacia el sudeste; en buen tiempo las corrientes transportaban sedimento fino sobre las lutitas de plataforma (figura 12.58).

Estas interpretaciones dejan algunos puntos realmente difíciles de comprender y que se han explicado de forma diferente a partir del estudio de las areniscas de la Formación Cardium (Turoniense-Coniaciense de Alberta, Canadá).

El primero es explicar cómo llegaron la arena y los conglomerados desde la costa hasta la barra de mar abierto. Originalmente se proponían diversas explicaciones: corrientes regionales relacionadas con tormentas, corrientes mareales o corrientes de circulación regional. En la formación Cardium, la morfología de las superficies erosivas sugiere que se trata de incisiones en el *shoreface* de playas durante bajadas del nivel del mar *(lowstand systems tracts)*.

Otra pregunta crucial es: si el sedimento grueso se movía en el fondo como una capa delgada a merced de las corrientes ¿por qué se acumulaba en cuerpos alargados y estrechos?, y ¿qué proceso lo hacía? Y se argumentaba que podría tratarse de depósitos a sotavento de irregularidades del fondo y de rupturas de pendiente preexistentes, o que quizás eran depósitos en lugares donde convergían y se expandían determinados flujos geostróficos a favor de irregularidades del fondo; incluso se pensaba que las barras lineales se nucleaban a favor de paleoaltos tectónicos. En cambio, en la Formación Cardium los cuerpos lineales se interpretan

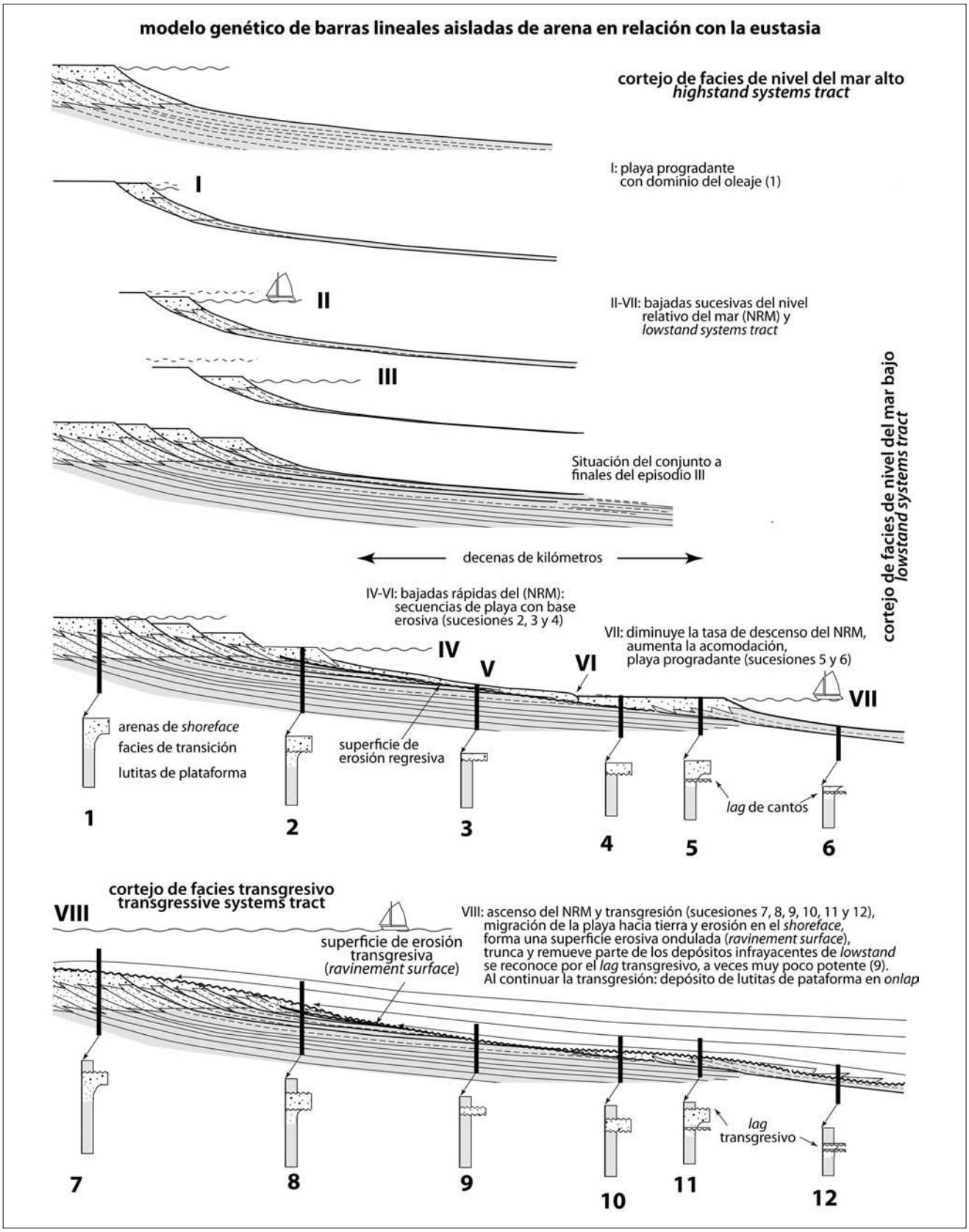


Figura 12.59. Génesis de las barras lineales a partir de cordones litorales de nivel del mar bajo, decapitados por la erosión durante la subida eustática subsiguiente. Modificada de Walker y Plint, 1992.

como playas arenosas alimentadas por la deriva litoral con el material grueso aportado por ríos vecinos.

La tercera cuestión es: ¿por qué se concentró progresivamente la arena que se movía en el fondo marino hacia el techo de la barra formando secuencias granocrecientes? La explicación al uso era que la tendencia granocreciente se debía a que, al crecer la barra, experimentaría una acción progresivamente mayor del oleaje, sin tener en cuenta que ese efecto sólo se deja sentir en ambientes muy someros, pero no cuando la profundidad supera unas decenas de metros. En la Formación Cardium se observa que los conglomerados están separados de las secuencias granocrecientes con estratificación cruzada *hummocky* por extensas superficies erosivas, que se interpretan como ligadas a la subida del nivel del mar y la transgresión asociada.

En definitiva, siguiendo el modelo de la Formación Cardium, las barras lineales pueden explicarse como playas depositadas durante episodios de nivel del mar bajo (*lowstands*), cuyas partes altas se erosionaron durante la transgresión subsiguiente, de manera que sólo conservan el *shoreface* y el *foreshore*. Al progresar la transgresión las playas decapitadas quedaron enterradas bajo los sedimentos finos de plataforma transgresiva (figura 12.59). Los canales que atraviesan las barras no son corredores de tormenta, sino las antiguas desembocaduras de los ríos que aportaban el sedimento (arenas y gravas) a la costa.

Plataformas lutíticas pobres en oxígeno

Las plataformas pueden sufrir eventos anóxicos de duración variable cuando llega hasta ellas un masa de agua pobre en oxigeno, cualquiera que sea la composición del resto de la columna de agua. En estas condiciones la materia orgánica no se oxida y se depositan arcillas negras a las que se asocian sustancias de interés económico, en particular uranio. Las aguas connatas expulsadas de los sedimentos finos durante la compactación arrastran las sustancias disueltas y los hidrocarburos hacia zonas permeables en las que la presión confinante es menor y las mineralizan. Estos fluidos mineralizadores se han confundido en muchos casos con emanaciones hidrotermales o con procesos vulcano-sedimentarios cuando son, en realidad, el resultado de un proceso diagenético. Un ejemplo de este tipo puede ser el enriquecimiento en uranio de algunos materiales paleozoicos del oeste de la provincia de Salamanca.

Morris (1977) distingue tres facies según las condiciones ambientales: marina normal, restringida y bituminosa (figura 12.60). En todas ellas hay fauna nectónica y planctónica, pero la fauna bentónica y, en su caso, los taxones que puedan aparecer dependerán de que el fondo quede bajo condiciones oxidantes o reductoras.

facies	grupos de bivalvos	pistas fósiles	foraminíferos bentónicos	concreciones	interpretación ambiental
arcilla	epifauna e infauna comedora de alimento en suspensión infauna comedora de sedimento	bioturbación horizontal	abundantes	siderita y carbonato	agua del mar abundante O_2 condiciones algo oxidantes condiciones reductoras
arcilla "restringida"	domina la infauna comedora de sedimento	bioturbación horizontal escasa	escasos	carbonato	agua del mar abundante O_2 condiciones reductoras
arcilla bituminosa	domina la epifauna comedora de sedimento en suspensión	no hay	no hay	pirita y carbonato	agua del mar abundante O_2 abundante SH_2 condiciones reductoras

Figura 12.60. Clasificación y criterios de reconocimiento de las facies arcillosas. Modificado de Morris, 1977.

Facies marina normal: arcillas, lutitas o margas con epifauna comedora de suspensión e infauna comedora de sedimento de suspensión. Esta biota bentónica bioturba el sedimento.

Facies restringida: pobre en organismos, con infauna de comedores de sedimento y alguna epifauna especializada en la superficie.

Facies bituminosa: contiene pocos bentónicos, salvo algunos grupos especializados que suelen fijarse sobre un substrato que les permita elevarse sobre la zona reductora con SH2 libre. Es una buena roca madre de hidrocarburos.

Las pizarras con Neseuretus

Parecen corresponder a un depósito de mar abierto, relativamente profundo, con fondo anóxico, donde se conservaba la materia orgánica y se formaban concreciones piritosas de pequeño tamaño. Hacia la base incluye unas capas de arenisca que son depósitos de turbiditas de plataforma externa, en la transición de los ambientes de plataforma de las alternancias infrayacentes a los profundos de la unidad pizarrosa.

BIBLIOGRAFÍA

Boersma, J. R. (1975): Rock types and sedimentary structures. En R. N. Ginsburg (ed.), *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag, Berlín.

Bond, G.; Kromer, B.; Beer, J.; Muscheler, R.; Evans, M. N.; Showers, W.; Hoffmann, S.; Lotti-Bond, R.; Hajdas, I. y Bonani, G. (2001): Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294 (5549), 2130-2136.

Bond, G.; Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, P.; de Menocal, P.; Priore, P.; Cullen, H.; Hajdas, I. y Bonani, G. (1997): A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science,* 278, 1257-1266.

Bouma, A. H.; Berryhill, H. L.; Brenner, R. L. y Knebel, H. J. (1982): Continental Shelf and Epicontinental Seaways. En P. A. Scholle y D. Spearing (eds.), *Sandstone Depositional Environments*. *AAPG Mem.,* 31, Tulsa, Ok., 281-327.

Brenchley, P. J.; Romano, M. y Gutiérrez Marco, J. C. (1986): Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.,* II, 241-255.

Brenner, R. L. (1978): Sussex Sandstone of Wyoming: an example of Cretaceous offshore sedimentation. *AAPG Bull.,* 62, 181-200.

Brenner, R. L. y Davies, D. K. (1973): Storm generated coquinoid sandstone: Genesis of high energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. Geol. *Soc. Am. Bull.* 84, 1685-1698.

— (1974): Oxfordian sedimentation in Western Interior United States. *AAPG Bull.,* 58, 407-428.

Brown, Jr, L. F. y Fisher, W. L. (1980): Seismic Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration. *AAPG Cont. Educ. Course Note Series,* 16.

Cacho, I.; Grimalt, J. O.; Canals, M.; Shackleton, N.; Schönfeld, J. y Zahn, R. (2001): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography,* 16, 40-52.

Caston, V. N. D. (1972): Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology,* 18, 63-78.

Cotter, E. (1975): Late Cretaceous sedimentation in a low energy coastal zone: the Ferron Sandstone of Utah. *J. Sedim. Petrol.,* 45, 669-685.

Dabrio, C. J. (1986-1987): Las sand waves calcareníticas del río Alías (Mio-Plioceno de la Cuenca de Níjar, Almería). *Acta Geol. Hisp.,* 21-22, 159-166.

— (1988): *Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de la Hoja 685 (Los Yébenes),* MAGNA. Informe Interno ITGE-ETS. Ing. Minas.

— (1989): Plataformas silicicásticas. En A. Arche (coord.), *Sedimentología*. CSIC. Nuevas Tendencias, 493-541.

Dabrio, C. J. (1990): *Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de las Hojas 734 (Villarta de Los Montes) y 735 (Fontanarejo)*. MAGNA. Informe Interno ITGE.

Dabrio, C. J. y Polo, M. D. (1985). Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense subbético. *Mediterránea, Ser. Geol.,* 4, 55-77.

Fernández Salas, L. M. (2008): *Los depósitos del Holoceno Superior en la plataforma continental del sur de la Península Ibérica: Caracterización morfológica y estratigráfica*. Tesis Doctoral Universidad de Cádiz.

Fernández-Salas, L. M.; Dabrio, C. J.; Goy, J. L.; Díaz del Río, V.; Zazo, C.; Lobo, F. J.; Sanz, J. L. y Lario, J. (2009): Land–sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). *Geomorphology,* 104, 4-11.

Gabaldón, V. (1989): *Plataformas siliciclásticas externas: facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona.

Galloway, W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis–part I: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *AAPG Bull.,* 73, 125-142.

García-Ramos, J. C.; Valenzuela, M. y Suárez de Centi, C. (1992a): *Plataforma marina siliciclástica del Devónico de Asturias*. Guía de Campo, Excursión A. Reunión Monográfica sobre Biosedimentación. Oviedo, Sociedad Geológica de España.

— (1992b): *Rampa carbonatada del Jurásico de Asturias*. Guía de Campo, Excursión B. Reunión Monográfica sobre Biosedimentación. Oviedo, Sociedad Geológica de España.

Goy, J. L.; Zazo, C. y Dabrio, C. J. (2003): A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology,* 50, 251-268.

Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. En C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach. SEPM Spec. Publ.,* 42, 72-108.

Harvey, J. G. (1976): *Atmosphere and Ocean: Our Fluid Environments*. Artemis Press, Sussex.

Heckel, P. H. (1972): Recognition of ancient shallow marine environments. En J. K. Rigby y W. K. Hamblin (eds.). Recognition of Ancient Sedimentary environments. *SEPM Spec. Publ.,* 18, 90-154.

Hernández Molina, F. J.; Somoza, L.; Vázquez, J. T. y Rey, J. (1995): Estructuración de los prismas litorales del Cabo de Gata: respuesta a los cambios climático-eustáticos holocenos. *Geogaceta,* 18, 79-82.

Hernández-Molina, F. J.; Fernández-Salas, L. M.; Lobo, F. J.; Somoza, L.; Díaz del Río, V. y Alveirinho Dias, J. M. (2000): The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Mar. Lett.,* 20, 109-117.

Houbolt, J. J. H. C. (1968): Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geol. Mijnb.,* 47, 254-273.

Hunter, R. E. y Clifton, H. E. (1981): Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *J. Sedim. Petrol.,* 52 (1), 127-143.

Hunter, R. E.; Clifton, H. E. y Phillips, R. L. (1979): Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *J. Sediment. Petrol.,* 49 (3), 711-726.

Johnson, H. D. (1978): Shallow siliciclastic seas. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub.

Julivert, M. y Truyols, J. (1983): *El Ordovícico en el Macizo Ibérico*. Libro Jubilar J. M. Ríos, IGME, Madrid, 192-246.

Lamy, F.; Arz, H. W.; Bond, G. C.; Bahr, A. y Pätzold, J. (2006): Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography,* 21: PA1008, doi: 10.1029/2005PA001184.

Langfelder, J.; Stafford, D. y Amein, M. (1968): *A Reconnaissance of Coastal Erosion in North Carolina*. Department of Civil Engineering, North Carolina State University, Raleigh, N.C..

Lario, J.; Zazo, C. y Goy, J. L. (1999): Fases de progradación y evolución morfosedimentaria de la flecha litoral de Calahonda (Granada) durante el Holoceno. *Est. Geol.,* 55 (5-6), 247-250.

Lobo, F. J.; Fernández-Salas, L. M.; Hernández-Molina, F. J.; González, R.; Dias, J. M. A.; Díaz del Río, V. y Somoza, L. (2005): Holocene highstand deposits in the Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula: a high-resolution record of environmental changes. *Mar. Geol.,* 219, 119-141.

McDougall, N.; Brenchley, P. J.; Rebelo, J. A. y Romano, M. (1987): Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.,* 124 (4), 347-359.

Megías, A. G. (1982): *Introducción al Análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas*. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina: Actas I, 395-405.

Mitchum, R. M.; Vail, P. R. y Thompson, III, S. (1977): Part Two: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. En C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem.,* 26, 53-62.

Moreno, F. (1977): *Estudio Geológico de los Montes de Toledo Occidentales*. Tesis Doctoral Universidad Complutense Madrid. Inédita.

Morris K. (1977): A model for deposition of bituminous shales in the Lower Toarcian Symp. sur la séd. de Jurassique W. européen. *Ass. des Sed. Français,* 39.

Nelly, J. C. y Webb, J. A. (199?): The genesis of galucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence. *Sediment. Geol.,* 125, 99-114.

Nelson, C. H. (1981): Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. *J. Sedim. Petrol.,* 52 (2), 537-545.

Niedoroda, A. W.; Swift, D. J. P. y Thorne, J. A. (1989): *Modeling shelf storm beds: controls of bed thickness and bedding sequence*. Shelf Sandstones, Shelf Depositional Sequences and Petroleum Accumulation: a Symposium. Gulf Coast Section, Seventh Annual Research Conference Proceedings, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK. 15-39

Niedoroda, A. W.; Swift, D. J. P.; Figueiredo, A. G. y Freeland, G. L. (1985): Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, USA. Part II, evidence from shelf floor. *Mar. Geol.,* 63, 363-396.

Phillips, S. (1987): *Shelf Sedimentation and Depositonal Sequence Stratigraphy of the Upper Cretaceous Woodbine–Eagleford Groups, East Texas*. PhD dissertation, Cornell University, Ithaca, NY.

Porter, K. W. (1976): Marine shelf model, Hygiene member of Pierre Shale, Upper Cretaceous, Denver Basin, Colorado. En R. C. Epis y R. J. Weimer (eds.), *Studies in Colorado Field Geology. Prof. Contrib. Colo. Sch. Mines,* 8, 251-263.

Portero, J. M. y Dabrio, C. J. (1988): Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava. *II Congreso Geológico de España: Comunicaciones,* vol. 1, 161-164.

Reineck, H. E.; Gutman, W. F. y Hertweck, G. (1967): Das schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter schelfablagerungen. *Senckenberg. Mar.,* 3, 185-201.

Rey, J. e Hidalgo, M. C. (2004): Siliciclastic sedimentation and sequence stratigraphic evolution on a storm-dominated shelf: the Lower Ordovician of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain). *Sediment. Geol.,* 164, 89-104.

San José, M. A. de; Peláez, J. R. Vilas, L. y Herranz, P. (1974): Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.,* 85, 21-31.

Santisteban, J. I.; Alonso Gavilán, G. y Dabrio, C. J. (1990): Sedimentación de Plataforma durante el Carbonífero Inferior (Formación Terena) en el área de Santa Olalla del Cala (Huelva, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.),* 85 (1-4), 83-100.

Sarg, J. F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. En C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach. SEPM Spec. Publ.,* 42, 155-181.

Schlee, J. S. (1973): *Atlantic continental shelf and slope of the United States—sediment texture of the northeastern part*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 529-L.

Sharma, G. D.; Naidu, A. S. y Hood, D. W. (1972): Bristol Bay: a model contemporary graded shelf. *AAPG Bull*, 56: 2000-2012.

Somoza, L.; Barnolas, A.; Arasa, A.; Maestro, A.; Rees, J. G. y Hernández-Molina, F. J. (1998): Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta lobe switching and subsidence proceses. *Sediment. Geol.,* 117, 11-32.

Spearing, D. R. (1976): Upper Cretaceous Shannon Sandstone: an offshore shallow-marine sand body. Wyoming Geol. Assoc. 28th Annual Guidebook, 65-72.

Stow, D. A. W. (1986): Chapter 12. Deep clastic seas. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publ., 399-444.

Strahler, A. (1963): *The Earth Sciences*. Harper and Row, New York.

Stuiver M.; Reimer, P. J.; Bard, E.; Beck, J. W.; Burr, G. S.; Hughen, K. A.; Kromer, B.; McCormac, G.; Van der Plicht, J. y Spurk, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon,* 40, 1041-1083.

Stuiver, M. y Braziunas, T. F. (1989): Atmospheric C-14 and century-scale solar oscillations. *Nature,* 338 (6214), 405-408.

Swift, D. J. P. y Niedoroda, A. W. (1985): Fluid and sediment dynamics on Continental Shelves. En R. W. Tilman, D. P. J. Swift y R. G. Walker (eds.), Shelf Sands and Sandstone Reservoirs. *SEPM Short Course Notes,* 13, 47-133.

Swift, D. J. P. y Thorne, J. A. (1991): Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. En D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. IAS Spec. Publ.* 14, Blackwell Scientific Publications, 3-31.

Swift, D. J. P.; Ludwick, J. C. y Boehmer, W. R. (1972): Shelf sediment transport, a probability model. En D. J. P. Swift, D. B. Douane y O. H. Pilkey (eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Dowden Hutchinson & Ross, Strassbourg, PA, 195-223.

Swift, D. J. P.; Niedoroda, A. W.; Vincent, C. E. y Hopkins, T. S. (1985): Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, USA. Part I, Shoreface Dynamics. *Mar. Geol.,* 63, 331-361.

Swift, D. J. P.; Phillips, S. y Thorne, J. A. (1991a): Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional sequences. En D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. IAS Spec. Publ.,* 14, Blackwell Scientific Publications, 89-152.

— (1991b): Sedimentation on continental margins, V: parasequences. En D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. IAS Spec. Publ.,* 14, Blackwell Scientific Publications, 153-187.

Swift, D. J. P.; Stanley, D. J. y Curray, J. R. (1971): Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. *J. Geol.,* 79, 322-346.

Terwindt, J. H. J. y Brouwer, M. J. N. (1986): The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for paleoflow reconstructions. *Sedimentology,* 33, 1-31.

Thorne, J. A. y Swift, D. J. P. (1991a): Sedimentation on continental margins, II: application of the regime concept. En D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. IAS Spec. Publ.,* 14, Blackwell Scientific Publications, 33-58.

— (1991b): Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their components systems tracts and bounding surfaces. En D. J. P. Swift, G. F. Nortel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. IAS Spec. Publ.* 14, Blackwell Scientific Publications, 189-255.

Thorne, J. A.; Grace, E.; Swift, D. J. P. y Niedoroda, A. (1991): Sedimentation on continental margins, III: the depositional fabric—an analytical approach to stratification and facies identification. En D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne (eds.), *Shelf Sands and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. IAS Spec. Publ.,* 14, Blackwell Scientific Publications, 59-87.

Tillman, R. W. y Siemers, Ch. T. (eds.) (1984): Siliciclastic Shelf Sediments. *SEPM. Spec. Publ.,* 34.

Vail, P. R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I: seismic stratigraphy procedure. En A. W. Bally (ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy,* vol. I, *AAPG Stud. Geol.,* 27, 1-10.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M. y Thompson, III, S. (1977): Part Three: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. En C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem.,* 26, 63-81.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M. y Thompson, III, S. (1977): Part Four: Global cycles of Relative changes of Sea Level. En C. E. Payton (ed.), Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. *AAPG Mem.,* 26, 83-97.

Van Wagoner, J. C.; Posamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S. y Handerbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, CA. Ross y Van J. C. Wagoner (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach. SEPM. Spec. Publ.,* 42, 39-45.

Walker, R. G. (1984): Shelf and Shallow Marine Sands. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models*. Second Edition. Geoscience Canada, 141-170.

Walker, R. G. y Plint, A. G. (1992): Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. En Walker, R. G. y James, N. P. (eds.), *Facies Models. Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 219-238.

Webb, J. E.; Dorjes, D. J.; Gray, J. S.; Hessler, R. R.; van Andel, T. H.; Rhoads, D. D.; Werner, F.; Wolff, T. y Zulstra, J. J. (1976): Organism sediment relationships. En I. N. McCave (ed.), *The Benthic Boundary Layer*. Plenum Press, New York, 273-295.

Wright, L. D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 55, 857-868.

Wright, L. D. y Coleman, J. M. (1974): Mississippi River Mouth processes: effluent dynamics and morphologic development. *J. Geol.,* 82, 751-788.

Yang, C. S. y Sun, J. (1988): Tidal sand ridges on the East China Sea shelf. En P. L. De Boer, A. Van Gelder y S. D. Nio (eds.), *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*. D. Reidel Publishing Co., Boston, 23-38.

Zazo, C.; Goy, J. L.; Somoza, L.; Dabrio, C. J.; Belluomini, G.; Improta, J.; Lario, J.; Bardají, T. y Silva, P. G. (1994): Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climate trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *J. Coastal Res.,* 10, 933-945.

XIII

Deltas

por Juan Pedro Rodríguez López y Alfredo Arche*

INTRODUCCIÓN

Definición e historia

Podemos definir los deltas como sistemas sedimentarios de geometría generalmente convexa, que destacan en una costa frente a la desembocadura de un río y que se forman cuando el aporte de sedimentos procedentes de este río supera la redistribución de estos sedimentos por parte de procesos marinos tales como olas, corrientes y mareas (figura 13.1a).

Los deltas pueden formarse en el mar abierto, *lagoons* o lagos y, aunque su morfología final puede ser muy variable, el proceso de formación siempre es básicamente el mismo: las corrientes fluviales, cargadas de sedimentos, deceleran y se expanden al entrar en cuerpos de agua de grandes dimensiones al dejar de estar confinadas, depositando gran parte o la totalidad de su carga sólida; se suele producir una granoselección, con los sedimentos más gruesos acumulados cerca de la desembocadura y los más finos en áreas más alejadas. Veintiuno de los ríos más caudalosos actuales, que aportan el 31% de los sedimentos clásticos que reciben las cuencas oceánicas, han desarrollado deltas en sus desembocaduras.

Como es bien sabido el término delta fue utilizado por primera vez por Herodoto hacia el 450 a. C. al describir la región de la desembocadura del río Nilo (figura 13.1b) que se parece en planta a la letra griega delta; también descubrió que estaba formada por la acumulación de sedimentos aportados por el río.

Los estudios sedimentológicos que se realizan actualmente sobre los sistemas deltaicos, parten de los trabajos de Gilbert (1885, 1890) en los deltas pleistocenos del lago Bonneville, en Utah, Estados Unidos, de los que se derivó la denominación de «Deltas de Gilbert». Los deltas actuales se comenzaron a estudiar más tarde, básicamente por razones de mejoras de puertos y vías de navegación y prevención de avenidas. Este fue el origen de los estudios de Russell (1936, 1939) y, sobre todo de Fisk (1944, 1947), en el Mississippi, que dominaron cerca de treinta años de tal manera, que todos los ejemplos antiguos y modernos se comparaban con esta especie de «holotipo» de deltas.

Posteriormente, se reconoció la variedad y complejidad de los deltas y se clasificaron de acuerdo con los procesos que los controlaban; algunos trabajos básicos de este período son Broussard (1969), Fisher *et al.* (1969), Morgan (1970), Coleman (1969, 1976), Shirley y Ragsdale (1969), Kruit (1955) y Oomkens (1967, 1974), en los que se resalta la similitud de características generales y la variedad en detalle de los mismos. Desde 1990 se produjo una clara desaceleración de los estudios de los deltas actuales, al desviarse la atención de las compañías petrolíferas hacia facies clásticas de mar profundo. Sin embargo, en los últimos años se

* Departamento de Estratigrafía-Instituto de Geología Económica, UCM-CSIC. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. E-mails: jprodrig@geo.ucm.es; aarche@geo.ucm.es.

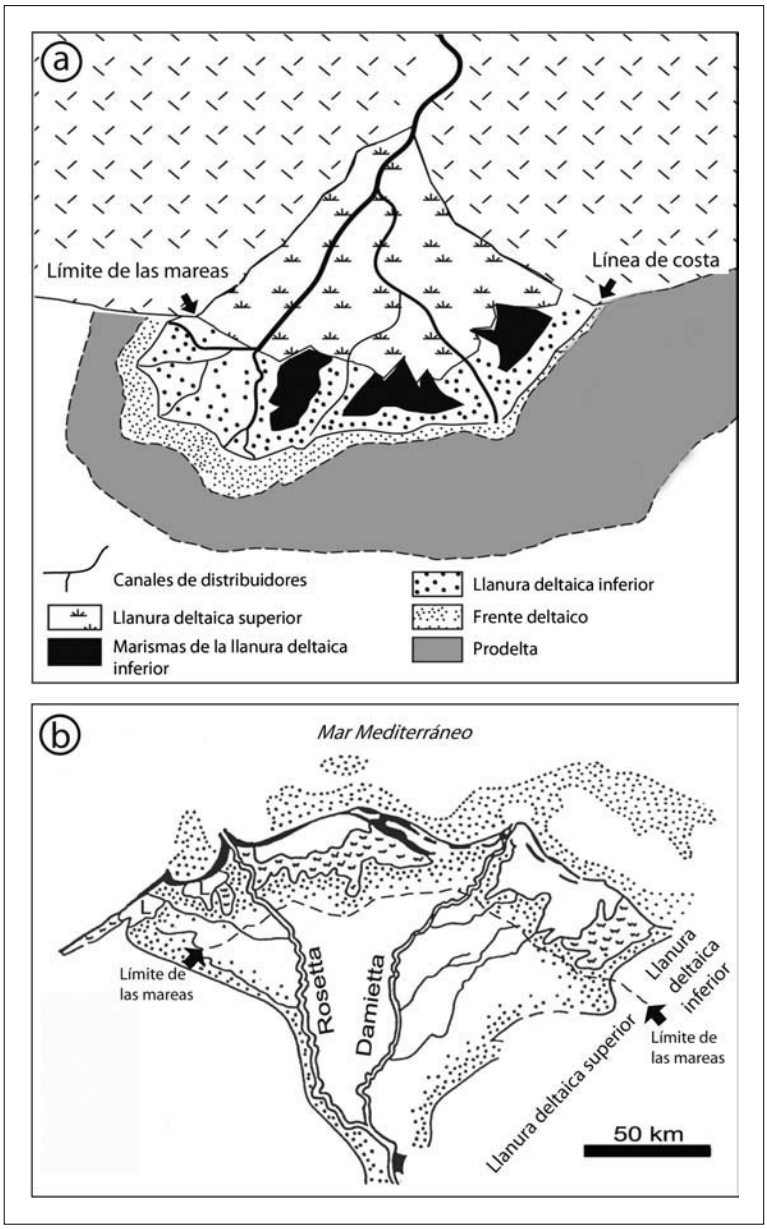


Figura 13.1. a) Zonación teórica de un delta; b) Partes de la llanura deltaica del Delta del Nilo. Modificado de Bhattacharya, 2006.

ha dado un renacimiento de los mismo, con un enfoque hacia problemas medioambientales y de estabilidad futura de las poblaciones asentadas en estos sistemas deltaicos actuales (Battacharya y Giosan, 2003). Las obras más importantes de este período reciente son las de Oti y Postma (1995), Sidi *et al.* (2003) y Giosan y Battacharya (2005).

En la actualidad se ha reconocido su importancia, no sólo como zonas agrícolas, sino como importantes reservorios de carbón, petróleo y gas natural, multiplicándose las publicaciones sobre ellos (Battacharya, 2006). Un aspecto que se investiga con intensidad creciente es el de la vulnerabilidad de los deltas a modificaciones por causas naturales (p. ej., variabilidad climática, etc.) o antrópicas (regulación de los caudales de los ríos por presas, rectificación de canales, etc.) que afectan a su equilibrio dinámico, aún siendo estas modificaciones mínimas. Los cambios geomorfológicos provocados pueden ser muy rápidos y profundos, y en muchas ocasiones, producir modificaciones irreversibles.

Todo delta se forma en la desembocadura de un sistema fluvial bien estructurado, que recibe una precipitación de moderada a abundante y tiene un área de drenaje extensa, mayor de 500.000 km^2 en el caso de los mayores deltas actuales.

Como un delta constituye un depocentro importante, necesita, asimismo, un régimen tectónico de subsidencia activa y continuada que garantice la acumulación de sus características sucesiones sedimentarias, casi siempre muy potentes (hasta de unos 10 km en algunos casos).

Partes de un delta

Todo delta posee dos partes bien diferenciadas: una subaérea o llanura deltaica y otra subacuática, dividida a su vez en una parte proximal o frente deltaico de pendiente acusada (1° a 5°) y otra distal o prodelta, de mucha menor inclinación (figuras 13.1a y b).

Basándose en las primeras descripciones de Gilbert, se han utilizado como sinónimos de llanura deltaica, frente deltaico y prodelta los términos *topset*, *foreset* y *bottomset* (figura 13.2) pero esta nomenclatura se reserva en la actualidad para formas menores como ripples y megaripples.

La llanura deltaica puede a su vez dividirse en dos partes: una superior o interna, siempre por encima de la acción marina, que está dominada por los procesos fluviales y otra inferior

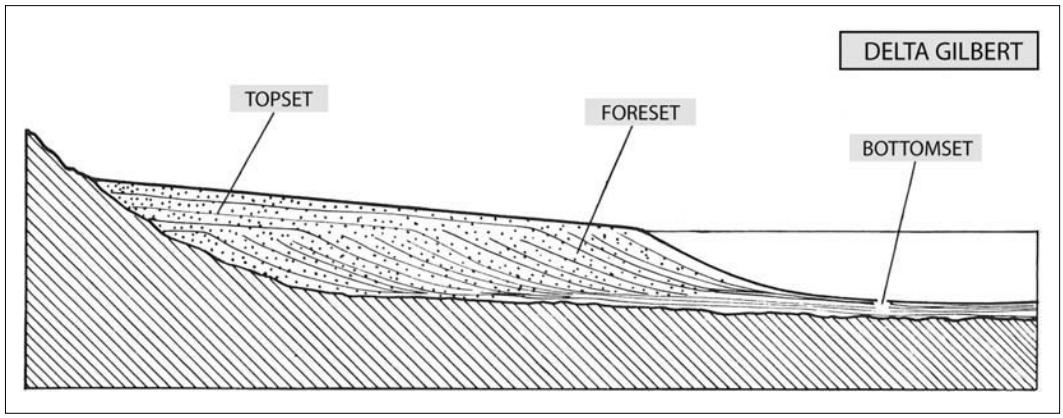


Figura 13.2. *Topset, foreset y bottomset* de un delta.

o externa, donde se da la interacción de procesos fluviales y marinos y que alcanza hasta el límite superior de la marea (Coleman y Prior, 1982; Coleman, 1976) (figuras 13.1a y b).

En la llanura deltaica, el canal fluvial, normalmente único, se subdivide progresivamente, dando lugar a los llamados canales distribuidores *(distributary channel)* entre los que se desarrollan una serie de sub-medios como marismas, lagos, etc. El punto en el que el río principal se convierte en un sistema no confinado, de canales múltiples distribuidores inestables, es el foco nodal de las avulsiones de los canales distribuidores en la llanura deltaica.

La llanura deltaica puede tener áreas activas y áreas abandonadas, pues el río tiende a buscar el camino más corto hacia el mar, es decir, la máxima pendiente, y abandona un lóbulo cuando ha crecido en demasía. Mientras la parte activa crece, la abandonada puede sufrir el ataque de olas y corrientes, mientras se compacta por expulsión de aguas intersticiales de los sedimentos. Esta combinación de procesos hace disminuir su tamaño con el tiempo.

En el frente deltaico se produce una gradación de tamaños de grano, desde la parte superior, donde dominan las arenas, hacia la parte inferior donde hay materiales finos procedentes de decantación, en transición gradual al prodelta, donde se depositan sólo sedimentos finos. La plataforma continental adyacente también puede recibir abundantes sedimentos finos. La parte superior del frente deltaico puede tener características sedimentológicas muy variadas, debido a que los sedimentos aportados por los canales distribuidores en la desembocadura están sometidos a la interacción de procesos marinos someros (oleaje, mareas y otras corrientes). El prodelta es la zona del sistema deltaico donde se acumulan limos y arcillas por decantación y procesos gravitacionales, por debajo de la acción del oleaje. En su fondo más distal, el prodelta pasa gradualmente al fondo abisal de la cuenca marina. La tasa de sedimentación en el prodelta es muy elevada y los sedimentos de grano fino están intensamente bioturbados.

Tamaño de los deltas

Los deltas varían mucho de tamaño, desde unos pocos centenares de metros a varios cientos de kilómetros (tabla 13.1).

Como comparación, la superficie de España es de 505.000 km^2: Andalucía, 87.520 km^2; la provincia de Badajoz, 21.650 km^2, y la de Guipúzcoa, 1.887 km^2.

El tamaño de los deltas depende: 1) de las características del sistema fluvial como descarga total de sedimentos, relación entre carga de fondo y carga en suspensión y precipitación en el área de drenaje y sus fluctuaciones, y 2) de las características del área de recepción tales como régimen de olas, tipo de mareas y rango de las mismas, corrientes geostróficas, profundidad y salinidad de aguas.

		Características del área fuente					Respuestas del sistema deltaico					
							Llanura deltaica		Delta superior	Régimen de cuenca		
Delta	Tipo	Área de drenaje (10^3 km^2)	Descarga media anual (m^3/s)	Carga de sedimento ($\times 10^6$ Tm/año)	Descarga (g/l)	Tamaño de grano (mm)	Área (km^2)	Gradiente (m/km)	Gradiente de la pendiente (m/km)	Altura media de las olas (m)	Rango mareal medio (m)	Profundidad del agua (m)
Alta	GSi					Arena/cantos	10	1,5	90-700	baja	1-2,5	70
Amazon	MSti	6.150,0	199.634	900	0,14	0,03	467.078	0,0125	1-10	moderada	4,9	100
Bella Coola	GSiw	4,2	119	—	—	0,5-20	5	1-3,1	73-268	1,2	3,9	600
Burdekin	FS/GSm	266,7	475			0,4-1,1	2.112		—	moderada	2,2	
Chachaguala	GRw	0,072	—	—	—	2,0	6	1,0	40	baja	bajo	—
Colville	GS	59,5	491,7	—	—	0,02-10	1.687	—	—	0	0,2	—
Copper	FSwt	60,0	1.236	70	1,80	0,25	1.920	0,6	3-11	1,5	3,4	150
Ebro	FSiw	85,8	552	6,2	0,35	0,20	325	0,38	8,7	—	0,2	100
Fraser	FSit	234,0	3.549	20	0,18	0,12-0,35	480	—	25	—	5,0	350
Ganges/Brahmaputra		1.597,2	30.769	1.670	1,76	0,16	105.641	0,05-0,17	0,18	baja	3,6	
Homathko	GSit	5,72	254	4*	0,51	0,14	3	1,1	20-110	1,2	4,0	550
Huanghe	MSi	865,1	1.552	1.080	22,62	0,02-0,06	36.272	plano	6	1,5	0,8	30-50
Irrawaddy	MSm	341,8	13.562	265	0,64	limo	20.571	bajo	0,6	baja	4,2	<100
Jaba	GS?w	0,46	40	26	21,13	—	4	<45	—	<0,5	1,5	—
Klang	FSt	0,9	1.100	—	—	0,07-0,25	1.817	bajo	—	baja	0,2	—
Klinaklini	GSi	6,5	325	18	1,84	0,10-1,0	6	1,44	20-80	1,2	3,6	350
McKenzie	FSi	1.448	9.100	126		arena limosa	13.000	0,05	0,29	baja	0,2	70
Mahakam	FSit	—	—	*c.* 16	0,35	—	5.000		6,5	<0,6	1,2	*c.* 100
Mekong	FSm	790,0	14.168	160	0,37	arena muy fina	93.781	0,020	0,5	baja	2,6	—
Mississippi	MSi	3.344,0	15.631	349	0,73	0,014	28.568	0,020	3-15	muy baja	0,4	—
Niger	FSm	1.112,7	8.769	40	0,08	0,15	19.135		2	moderada	1,4	100-200
Nile	FSwi	2.715,6	1.480	111	2,43	0,03	12.512	0,088	0,265	0,5-1,5	0,4	100
Noeick	GSi	0,562	210				0,8		80-110			250
Ord	MSt	78,0	163	22	4,30	0,176	3.896	—	baja	3,8	—	
Orinoco	MSm	951,3	34.856	210	0,19	—	20.642	0,067	0,45	baja	1,9	
Po	FSi	71,7	1484	15	0,33	0,52	13.398	0,025-0,074	3,3	—	0,7	—
Punta Gorda	GRw	0,005	—	—		100-350	0,4	14,0	40	—	—	—
Rhône	FSwi	90,0	1.552	10	0,21	0,08-0,50	2.540	—	3,4	—	—	50-100
Sâo Francisco	FSw	602,3	3.420	6	—	—	734	—	4,3	*c.* 1,0	2,5	—
Senegal	FSw	196,4	867,8				4.254	—	7	*c.* 2,5	1,9	
Shoalbaven	FSm	7,25	57	—	—	0,25	85		14	1,5	1,2	—
Skeidararsandur	GSw	—	400	—	1,1-3,7	0,49	600	2,0	16	2,2	2,0	—
Tiber	FSw	17.156	224			arena limosa	250		4-20			150
Tunsberg Dalbre	GRí	0,136	—	0,053*	—	0,125-8,0	25	17-35	100			
Yallahs	GRwi	0,163	17,5	—	—	42,0	10,5	15	180	1,2	0,2	1.100
Yangtze	MSit	1.354,4	28.519	478	0,54	limo	66.669		—	1,0-1,5	2,8	50

GR = grava; FS = arena fina; i = dominio del aporte fluvial; w = dominio por el oleaje; GS = gravas y arenas; MS = arcilla y limos; t = dominio por las mareas; m = mixta.

Tabla 13.1. Características principales de sistemas deltaicos actuales y su clasificación en función del tamaño de grano y procesos dominantes. Modificado de Orton y Reading, 1993 y Reading y Collinson, 1996.

La subsidencia de la cuenca fluvial y de la zona de recepción también tiene una influencia decisiva en la velocidad y forma de acumulación del sistema deltaico.

Todas las cifras anteriores se refieren a los deltas actuales o para-actuales. Algunos de estos sistemas sedimentarios han funcionado sin interrupción desde el Cretácico medio (hace aproximadamente 100 millones de años), como los deltas del margen septentrional del golfo de México (Galloway, 2001).

PROCESOS DELTAICOS

Los deltas se encuentran controlados básicamente por tres tipos de procesos: 1) la descarga del río que lo alimenta, 2) la dinámica marina en el área de desembocadura, y 3) el régimen tectónico de la misma.

Descarga fluvial

La descarga fluvial es un típico fenómeno alocíclico, ya que depende de factores tales como: 1) el clima en el área de drenaje; 2) la composición de la misma; 3) el régimen de la descarga, y 4) la carga sólida transportada (relación carga suspendida/carga de fondo cuyo efecto se deja sentir en el delta, pero cuyo control está lejos de él).

El clima del área de drenaje es el factor fundamental ya que controla la descarga total, el tipo de sedimento que aporta el río y la relación carga de fondo/carga en suspensión. En las áreas ecuatoriales y tropicales hay lluvia abundante, que supera con mucho a la evapotranspiración, y una meteorización intensa del substrato rocoso, por lo que, con variaciones estacionales, hay una descarga continua y la carga en suspensión supera con mucho a la carga de fondo.

La vegetación crece rápidamente en la llanura deltaica, formándose extensos y potentes depósitos de turba. Los canales distribuidores son bastante estables, rectilíneos o meandriformes. En climas áridos o semiáridos (cálidos o fríos) la descarga es mucho más variable, con momentos de avenidas catastróficas y otros en los que se hace muy pequeña o nula. Bajo estas condiciones climáticas áridas aumenta sensiblemente la carga de fondo, y en general hay poca materia orgánica que se conserve, aunque llegan a desarrollarse manglares y marismas que posteriormente dan lugar a niveles de turba en el registro sedimentario de estas costas áridas. En zonas áridas cálidas pueden formarse importantes depósitos de evaporitas en la llanura deltaica y los canales distribuidores migran lateralmente muy deprisa, dándose incluso avulsiones. Su configuración más frecuente es de cauces entrelazados *(braided)*.

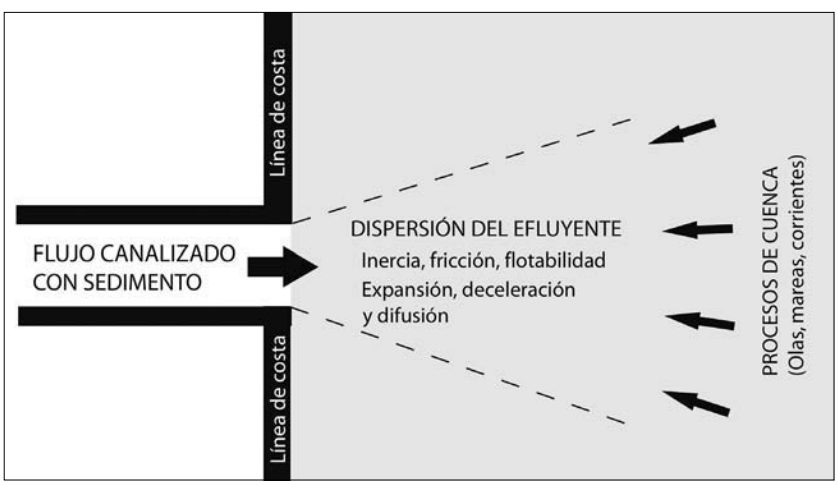


Figura 13.3. Esquema de los procesos que tienen lugar en la desembocadura de un canal al llegar a la cuenca de recepción (según Elliot, 1975, basado en Wright y Coleman, 1974).

Procesos en la boca del río

Cuando las aguas cargadas de sedimentos llegan a la cuenca sufren un brusco cambio en sus condiciones hidráulicas: dejan de estar confinadas y dejan de existir diferencias de desnivel que causen corrientes (figura 13.3). Este proceso se ha estudiado aplicando modelos teóricos derivados de la Mecánica

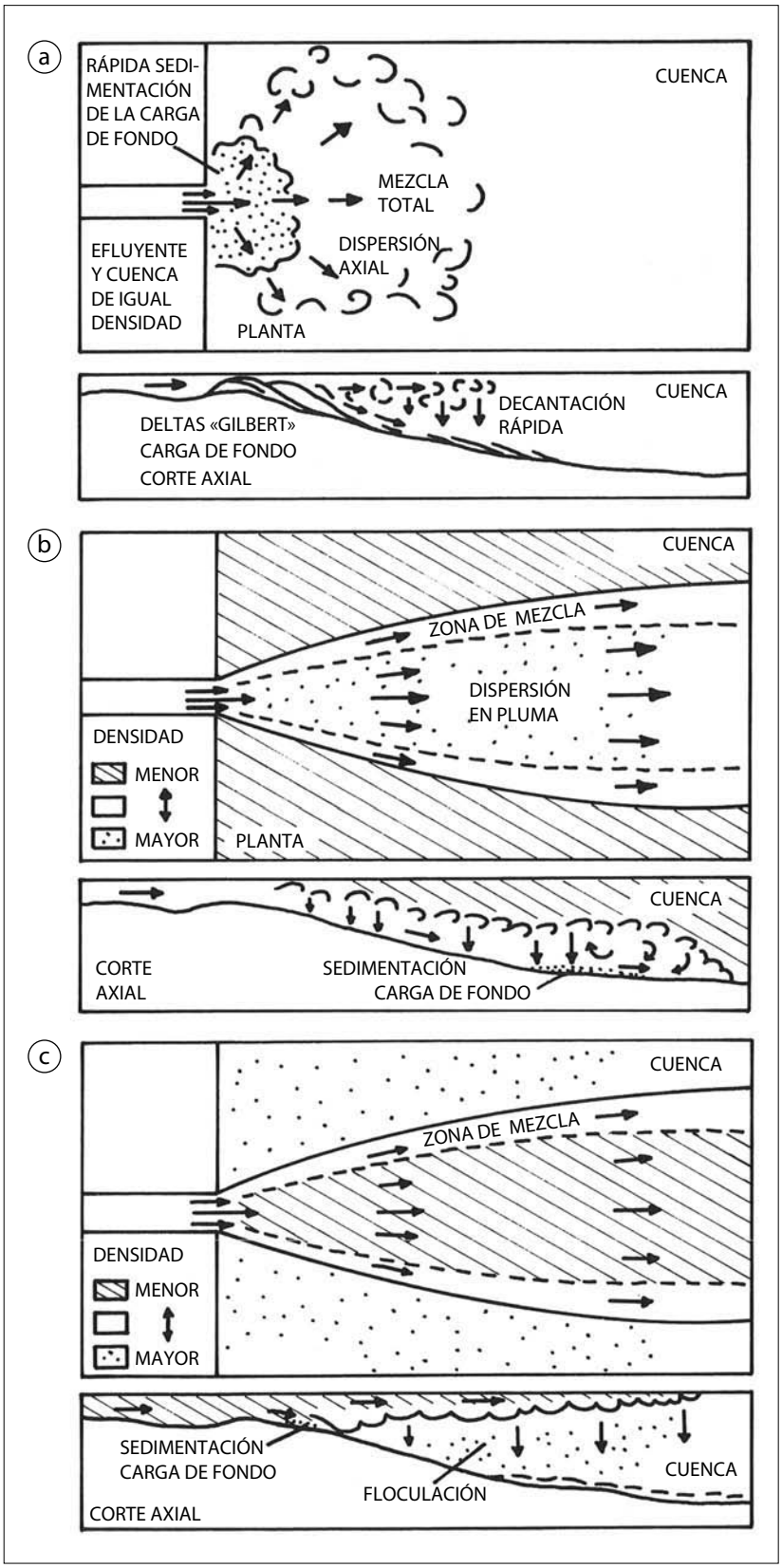


Figura 13.4. Posibilidades de interacción entre las aguas del efluyente y las de la cuenca de recepción: a) flujo homopícnico; b) flujo hiperpícnico; c) flujo hipopícnico. Modificado de Bates, 1953.

de Fluidos para chorros turbulentos *(jets),* con resultados cuantitativos que permiten una comprensión del mismo y su modelización (Orton y Reading, 1993; Nemec, 1995).

Es interesante resaltar las tres fuerzas básicas que controlan los fenómenos en la desembocadura (Bates, 1953; Bonham-Carter y Sutherland, 1968; Coleman, 1976; Wright, 1977); estas son: 1) la inercia y la difusión turbulenta asociada; 2) la fricción turbulenta con el fondo de la cuenca de recepción, y 3) la flotabilidad *(buoyancy)* del efluyente con respecto al fluido de la cuenca de recepción.

Consideremos lo que ocurre en esta zona de desembocadura en ausencia teórica de procesos marinos:

Las aguas del río pueden ser igual de densas (aproximadamente), más densas o menos densas que las aguas marinas. Bates (1953) y Wright (1977) denominan estos casos flujo homopícnico, hiperpícnico e hipopícnico respectivamente (figura 13.4).

Bajo condiciones de flujo homopícnico (figura 13.4a) se da una rápida mezcla tridimensional de aguas cerca de la boca, con rápida sedimentación; bajo condiciones de flujo hiperpícnico (figura 13.4b), quizás el menos frecuente en condiciones naturales, se forma una corriente densa que puede desplazarse lejos de la desembocadura, por lo que gran parte de los sedimentos que arrastra no harán crecer el delta, y en el caso de flujo hipopícnico (figura 13.4c), el más frecuente, las aguas de origen fluvial cargadas de sedimentos forman una pluma superficial que se desplaza sobre las aguas de la cuenca receptora.

Aunque las tres fuerzas básicas que controlan los fenómenos en la desembocadura (inercia, fricción y flotabilidad) están siempre presentes, una de ellas suele dominar sobre las otras de acuerdo con la situación en que nos encontremos, o de las variaciones estacionales de flujo, especialmente en climas áridos o semiáridos.

Sedimentación bajo condiciones de flujo homopícnico

Las fuerzas de inercia dominan en la situación de flujo homopícnico, situación que se da solamente de forma puntual en la naturaleza, como en el caso de ríos de gran pendiente y poca carga sólida que entren en lagos profundos y más raramente en costas abiertas y plataformas de gran pendiente, si la velocidad de la descarga fluvial es muy alta.

El flujo que entra en la cuenca es turbulento, y en sus bordes se establecen remolinos que llevan a una rápida difusión, disminuyendo bruscamente la capacidad de transporte. Existe una expansión lateral del agua del río, que trabajos experimentales (Stolzenbach y Harleman, 1971) han demostrado que es 12° 24' (figura 13.5a), es decir, una configuración cercana a un chorro turbulento.

Los sedimentos de un efluyente de este tipo se acumulan en una zona estrecha, cercana a la boca formando una barra alargada, con una suave pendiente en su parte trasera, donde se acumula el material más grueso, un frente más inclinado y una parte distal nuevamente poco inclinada (figura 13.5b).

El ejemplo más característico son los deltas lacustres descritos por Gilbert, con sus tres partes características *topset*, *foreset* y *bottomset* (figura 13.2); dado que las condiciones de flujo homopícnico se da pocas veces, este tipo de delta es relativamente poco frecuente.

La acumulación de sedimento hace que, independientemente de las condiciones iniciales, la profundidad del agua en las cercanías de la desembocadura decrezca con el tiempo, e incluso llegue a ser menor que en el canal. En estas condiciones las fuerzas de fricción con el fondo son las dominantes, y se combinan con difusión turbulenta en la horizontal.

Sedimentación bajo condiciones de flujo hiperpícnico

En los primeros estadios se forma una barra en las cercanías de la desembocadura con forma aproximadamente triangular (figura 13.5c y d). Como la disminución de la profundidad aumenta la fricción con el fondo hay deposición rápida y aumento del tamaño de la barra. Posteriormente, cuando ha alcanzado cierto tamaño, el flujo se desvía a ambos lados, formándose dos canales divergentes limitados por diques subacuáticos *(subaqueous levees)* en su parte externa (figura 13.5d); el proceso puede volver a repetirse en las bocas de los sucesivos canales dando formas complejas ramificadas.

Como estas condiciones sólo se dan si hay poca o nula diferencia de profundidad entre el canal y la cuenca, los mejores ejemplos naturales son los depósitos de derrames laterales de los canales distribuidores deltaicos *(crevasse splays)* y los llamados deltas mareales en las bocas de los *lagoons* (Coleman *et al.,* 1964; Arndorfer, 1973; Wright y Coleman, 1974; Robert *et al.,* 1980a; Van Heerden *et al.,* 1983).

Los sedimentos más gruesos se acumulan en la cresta de la barra y sus laterales y en los diques subacuáticos, y los más finos en la parte media y distal de la barra. La parte más inclinada en la barra (figura 13.5a) está situada frente a la desembocadura, para luego cambiar de sentido la inclinación y hacerse más suave. Las arenas tienen gran continuidad lateral, pudiendo unirse las de canales adyacentes, formándose entonces un cuerpo en forma de manto.

Sedimentación bajo condiciones de flujo hipopícnico

Generalmente, los grandes deltas se edifican en el mar (son excepciones los del Volga en el Caspio y los del Amur-Darya y Syr-Darya en el Aral) y entonces una masa de agua dulce más o menos cargada de sedimento entra en agua salada más densa. En este caso dominan las fuerzas de flotabilidad y nos encontramos en condiciones de flujo hipopícnico, ya que el au-

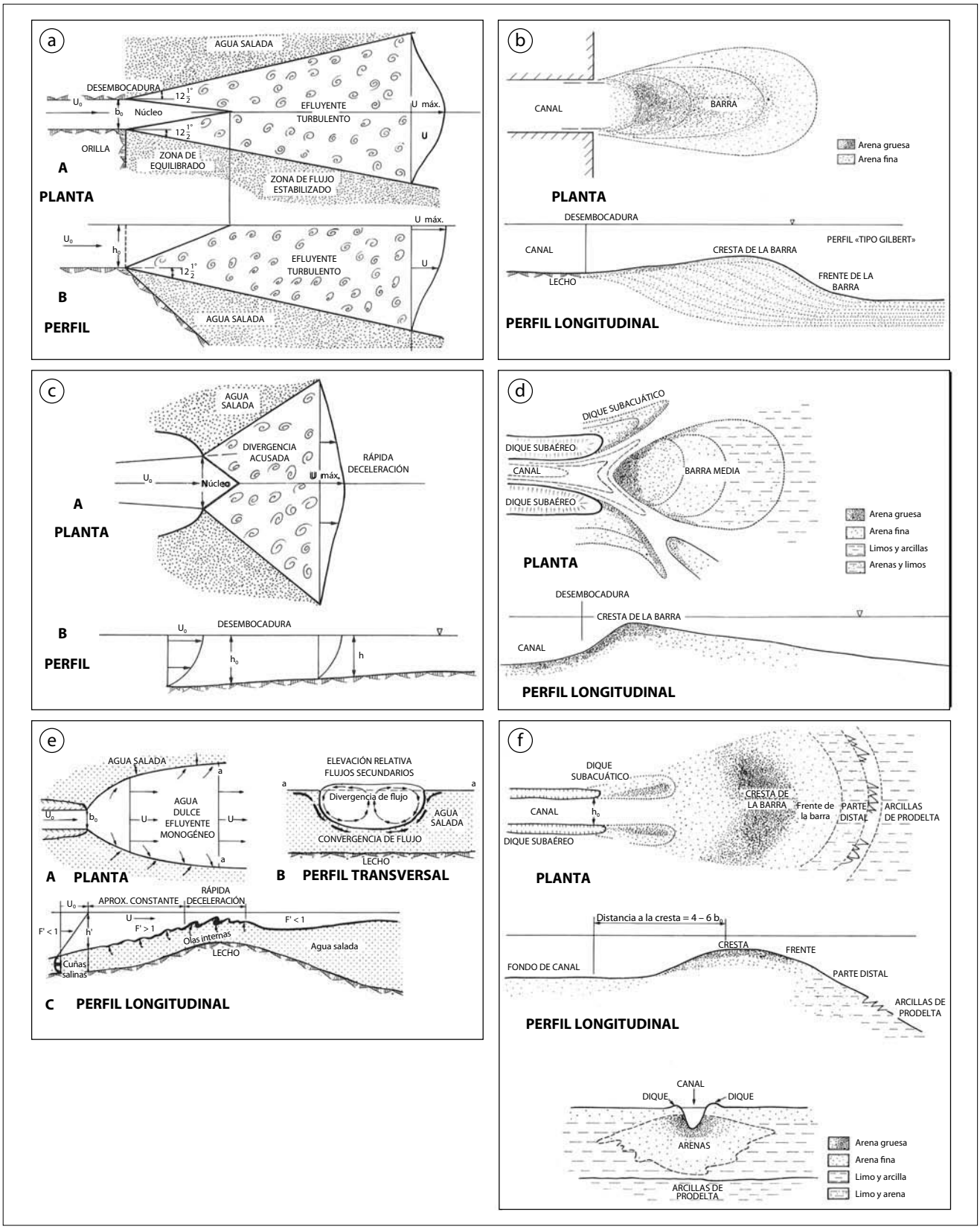


Figura 13.5. Modelos de difusión y deceleración en: a) un efluyente dominado por la inercia (flujo homopícnico) y b) su modelo de sedimentación teórica; c) en un efluyente dominado por la fricción (flujo hiperpícnico) y d) su modelo de sedimentación teórica; e) en un efluyente dominado por la flotabilidad (flujo hipopícnico), y f) su modelo de sedimentación teórica. Modificado de Wright, 1977.

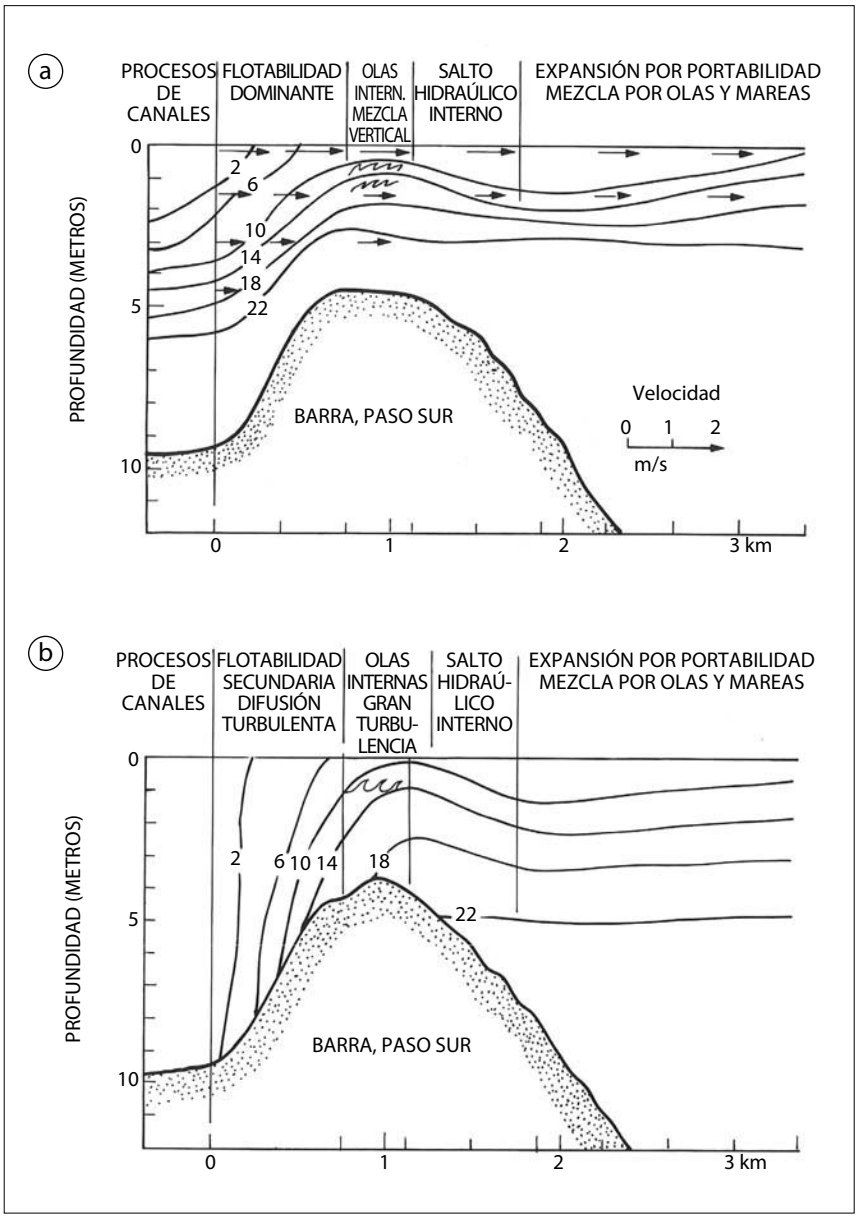


Figura 13.6. Posición de las masas de agua en la desembocadura del río Mississippi (Paso Sur): a) flujo y b) reflujo. Modificado de Wright, 1977.

mento de densidad producido por la carga en suspensión del efluyente no compensa la diferencia con la del agua salada.

El efluyente forma una pluma flotante sobre el agua salada (figura 13.5e) y ésta se extiende por debajo formando una cuña que alcanza el canal fluvial en condiciones favorables: canal profundo, rango mareal bajo y carga en suspensión dominante. Se ha descrito este efecto en ríos como el Mississippi (Wright y Coleman, 1974) y el Po (Nelson, 1970) (figura 13.6), así como sus variaciones estacionales.

El efluyente desarrolla una circulación secundaria (figura 13.5e) producida por la super-elevación del agua dulce con respecto a la salada, en forma de vórtices que se separan en superficie y se unen en profundidad (Stolzenbach y Harleman, 1971; Waldrop y Farmer, 1974; Wright, 1977). La expansión lateral es mayor que en el caso del flujo homopícnico.

En el contacto agua dulce-agua salada se producen violentas olas internas que aceleran la mezcla y, sobre todo, hacen perder velocidad al efluyente con la consiguiente sedimentación y formación de una barra por debajo, cuando la expansión lateral ha alcanzado un valor de 4 a 6 veces la anchura del canal. Más allá este efecto desaparece y la pluma superficial puede seguir expandiéndose, transportando aún la mayor parte de la carga fina en suspensión (figura 13.5e).

El contacto agua dulce-agua salada varía de posición con la descarga. Durante las avenidas alcanza una posición más externa, cerca de la cresta de la barra y en estas condiciones se da la máxima sedimentación, al producirse en este punto una violenta deceleración en el encuentro de ambas masas de agua. En condiciones de estiaje la cuña salina penetra en el canal fluvial y la mezcla es menos intensa.

La pluma flotante puede ser desviada decenas de kilómetros mar adentro o paralelamente a la línea de costa, por procesos que operan en la cuenca de recepción (corrientes, mareas, etc.).

La sedimentación bajo condiciones de circulación hipopícnica dominada por las fuerzas de flotabilidad, queda esquematizada en la figura 13.5f: la convergencia cerca del fondo da lugar a la formación de dos diques subacuáticos paralelos que no se desvían cuando el canal prograda. Los sedimentos más gruesos se depositan en una barra longitudinal frente a la des-

embocadura, que se va desplazando hacia delante según progradan los depósitos. En ausencia de otros fenómenos forman cuerpos alargados de sección lenticular (*bar-finger sands* o *shoestring sands*) descritos en primer lugar por Fisk (1961) en el Mississippi. Más allá de la cresta los sedimentos disminuyen de tamaño de grano y pasan a limos y arena fina en el principio del frente deltaico. Las arenas de las barras de desembocadura tienen poca continuidad lateral y están inmersas en sedimentos finos (figura 13.5f).

En condiciones naturales se da una combinación de las tres situaciones descritas; las variaciones de la descarga controlan el dominio de una o de otra: en época de estiaje suele dominar la flotabilidad, mientras que en avenida lo hacen fricción turbulenta e inercia (Wright y Coleman, 1974). Si la descarga de sedimentos es importante pueden alternar claramente sedimentos de características muy diferentes, según las épocas.

El proceso básico descrito sobre la formación de un delta, de relativa sencillez ha permitido la construcción de modelos cuantitativos que predicen la morfología que alcanzará un delta teniendo en cuenta el aporte de sedimentos, la velocidad de transferencia de sedimentos en el frente deltaico y la profundidad de la cuenca de recepción (Kenyon y Turcotte, 1985; Overeem *et al.*, 2001, 2005; Syvitsky y Hutton, 2001).

Las ecuaciones que lo definen predicen un perfil del frente deltaico y el prodelta de tipo exponencial y tiene su aplicación más exacta si se dan abundantes procesos de transportes en masa en el frente deltaico (deslizamientos, *debrisflows,* etc.) y los resultados obtenidos al aplicarlas a los casos reales de los ríos Fraser, Mississippi, Rhin (en el lago Constanza, no en su desembocadura en el mar) son muy precisos en forma y en cronología del avance.

Modificaciones del sistema deltaico por la influencia marina

Los procesos hasta ahora descritos son los dominantes en las desembocaduras fluviales en ausencia de influencia marina apreciable, sin embargo ésta puede ser importante y modificar de forma significativa el resultado final de la acumulación de sedimentos.

Acción de las olas

Si la plataforma continental frente a un delta es de pendiente pequeña, la energía de las olas se amortiguará casi por completo antes de alcanzarle, pero, en otras condiciones, el oleaje modificará profundamente los procesos en la desembocadura (Wright, 1977).

La interacción olas-efluyente hace que éstas rompan en profundidades mayores de las normales y la mezcla agua dulce-agua salada se intensifica.

Esta deceleración y mezcla provoca una sedimentación rápida dando lugar a la formación de una barra en forma de luna creciente (figura 13.7a) y grandes diques subacuáticos en la desembocadura; la acción de las olas retoca el techo de los diques, formándose barras de rompientes que migran hacia tierra por encima de los *levees*. Si el río tiene una descarga continua, la desembocadura se mantiene abierta, pero si es estacional puede cerrarse temporalmente por un cordón litoral. El perfil final es mucho menos convexo que en el caso de acción fluvial única. Las corrientes de resaca se concentran en los flancos del delta y pueden transportar gran cantidad de arena hacia la plataforma. Normalmente, la redistribución de los sedimentos es asimétrica y la forma inicial del delta se modifica profundamente.

La situación normal es que los vientos dominantes, y por tanto el oleaje, sean oblicuos a la costa. Entonces la situación anterior se modifica por la presencia de una deriva costera de los sedimentos más o menos acusada. Los sedimentos de origen fluvial se retrabajan en forma de extensos cordones playeros (figura 13.7b), y si la acción es muy intensa el delta no se distingue ya de una costa lineal clástica. El juego entre aporte fluvial (continuo o estacional) y el oleaje

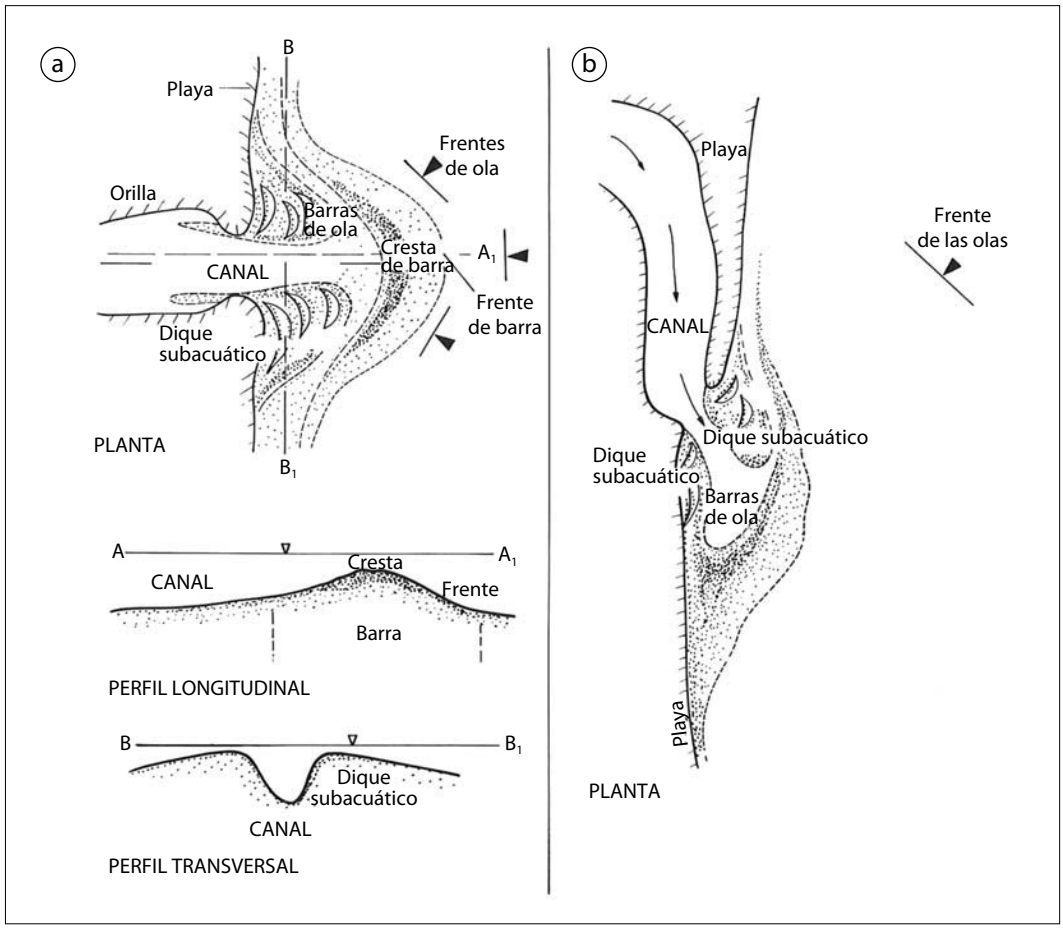


Figura 13.7. Sedimentación teórica en la desembocadura de un río dominado por las olas: a) olas paralelas a la costa; b) olas oblicuas a la costa. Modificado de Wright, 1977.

(temporales) puede dar una serie de cordones playeros paralelos si la descarga de sedimentos es suficientemente importante. En la zona deltaica situada en la cabecera de la deriva litoral, la influencia del oleaje y estructuras resultantes es mayor que en la zona de cola de la deriva, que recibe la mayor parte de la carga sólida de los canales distribuidores (Battacharya, 2006).

La influencia del oleaje depende, evidentemente, de su energía, pero también se puede ver modificado por la pendiente de la plataforma continental y por la capacidad del río de modificar ésta mediante aportes de sedimentos; cuanto más baja sea la pendiente de la plataforma, la atenuación de la acción del oleaje será mayor. Así, el Mississippi crece sobre una plataforma de una pendiente media del 7 por mil y apenas muestra acción del oleaje, mientras que el Senegal crece sobre una plataforma del 17 por mil y tiene importantes retoques de oleaje (Coleman, 1976).

Acción de las mareas

Si el río desemboca en un mar macromareal (rango mareal mayor de 4 m) los procesos en su boca sufren también grandes modificaciones. Así, las corrientes mareales interfieren con las fluviales provocando una rápida mezcla de aguas en la vertical, y disminuyendo así la importancia de la flotabilidad. Las corrientes mareales son casi siempre más importantes que las fluviales (excepto en momentos de avenidas).

Los sedimentos entran y salen del canal y se desplazan en la zona deltaica movidos por las corrientes fluviales y mareales, organizándose en barras longitudinales que tienen estructuras internas bipolares (figura 13.8). Como es habitual las corrientes de ascenso y descenso de la marea son paralelas pero tienden a seguir canales diferentes (Wright *et al.,* 1975).

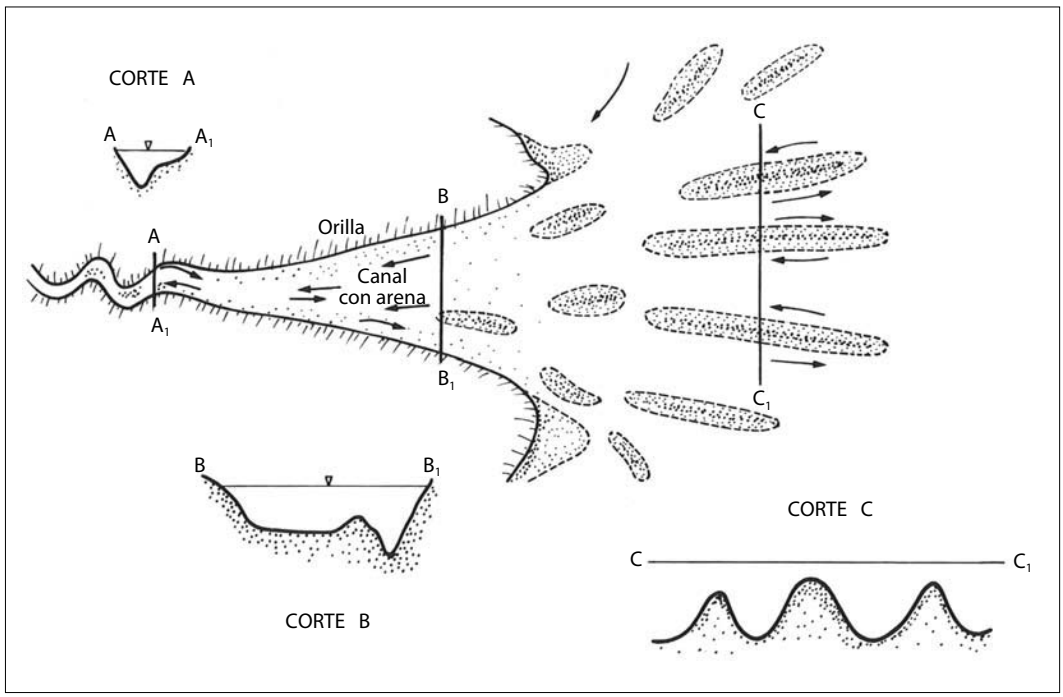


Figura 13.8. Sedimentación teórica en la desembocadura de un río dominado por las mareas. Modificado de Wright, 1977.

Bajo este régimen hidráulico no se forman, por tanto, barras de desembocadura, y los canales que separan las barras longitudinales pueden ser muy profundos (10 a 22 m en el Ord y Brahmaputra), mientras que los canales distribuidores son meandriformes en la parte subaérea del delta. Las oscilaciones del rango mareal, combinadas con las variaciones estacionales de descarga de los canales distribuidores provocan fases de erosión parcial y redepósito de las arenas de la parte superior del frente deltaico, lo que se refleja en unos cuerpos con numerosas cicatrices erosivas, superficies de reactivación y unidades elementales dominadas por estructuras de origen mareal (p. ej., *ripples* bipolares, *mud drapes*, etc.) junto a otras con estructuras sedimentarias desarrolladas por procesos fluviales (Ta *et al.*, 2002, 2005; Dalrymple *et al.*, 2003; Roberts y Sydow, 2003). Las mareas, en cuanlquier caso, no son tan eficaces como las olas en sus modificaciones (Orton y Reading, 1993).

La desembocadura del río toma configuración típica de embudo o campana, que representa la forma de equilibrio entre las corrientes fluviales y mareales.

Como puede observarse, los canales distribuidores de deltas en regímenes macromareales están muy cerca de ser estuarios tanto por su circulación como por su sedimentación (figura 13.8); los canales distribuidores presentan numerosos derrames laterales, formados en marea alta, al remansarse el agua dentro de los mismos.

La progradación de deltas de este tipo da lugar a depósitos con grandes cambios laterales de facies, debidos a la complejidad de las corrientes que distribuyen los sedimentos, migración lateral rápida de los canales distribuidores y de las barras longitudinales de desembocadura y relleno o excavación de nuevos canales en períodos de tiempo muy cortos.

Situación tectónica de los deltas

Los deltas se encuentran controlados en su posición por factores tectónicos a gran escala, todavía mal comprendidos, tanto en su red de drenaje como en la cuenca de recepción.

Dewey y Burke (1974) indican que algunos deltas se encuentran asociados a aulacógenos ligados a los estadios iniciales de márgenes pasivos de tipo atlántico.

Un análisis más amplio (Audley-Charles *et al.,* 1977) revela la complejidad de la situación de los deltas mayores que, de todas maneras, pueden ser incluidos en unos pocos grupos, considerando dos factores: tipo de cuenca de drenaje y situación tectónica. Se debe hacer la salvedad de que los deltas pequeños están controlados por la tectónica local y no por grandes estructuras (p. ej., el del Ebro).

De acuerdo con las características tectónicas que recorren, los grandes sistemas de drenaje que dan lugar a deltas pueden clasificarse en los siguientes tipos:

1. Amerotipo (Inman y Norstrom, 1971): tipo principalmente unidireccional, alejándose de una cordillera, hacia el margen pasivo (figura 13.9).
2. Afrotipo (lnman y Norstrom, 1971): donde no existe cordillera y los sistemas de drenaje no son unidireccionales, sino que desembocan en toda la periferia fracturada (figura 13.9).
3. Paralelo de las estructuras (Audley-Charles *et al.,* 1977): sigue la estructura de las cadenas plegadas, bien en su interior o en la periferia (figura 13.9).

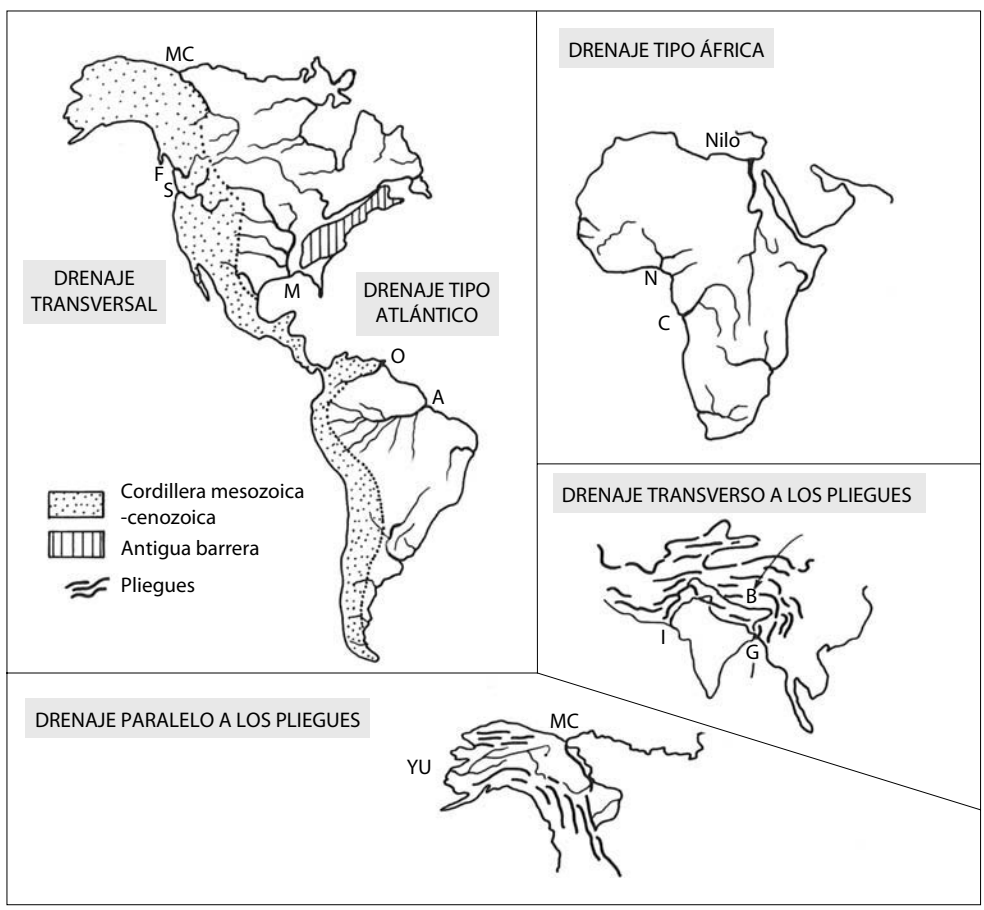


Figura 13.9. Marco tectónico de los grandes deltas actuales. Modificado de Audley-Charles *et al*., 1977.

4. Transversos a las estructuras (Audley-Charies *et al.,* 1977): son los más escasos y cortan perpendicularmente la estructura de las cadenas plegadas hasta alcanzar el mar.

Si ahora consideramos el marco tectónico en que se desarrollaron los grandes complejos deltaicos actuales, observaremos que se encuentran en una de estas tres situaciones (Audley-Charles *et al.,* 1977) (figura 13.10): 1) dentro de cratones; 2) en bordes pasivos fracturados tipo atlántico, y 3) en megasuturas de compresión o megasuturas C, bien sea en zonas de Benioff simples (zonas B) o en cadenas complejas tipo alpino, cabalgadas hacia el continente en anchos cinturones (zonas A).

Los deltas que se forman en el interior de cratones como el Rhin, se encuentran muy lejos de cualquier borde continental y no llegarán nunca a acumularse sobre la corteza oceánica.

Los deltas situados en márgenes pasivos comienzan a acumularse en corteza continental, pero llegan a alcanzar la corteza oceánica. Casi siempre están ligados a sistemas R R R originados en la separación de continentes y recorren el brazo fallido o aulacógeno.

Cuando los deltas se sitúan en grabens relativamente estrechos (algunos kilómetros de anchura) progradan rápidamente, ya que existe un confinamiento importante del área de depósito. Algunos ejemplos bien descritos se encuentran en Grecia y Turquía (Aksu *et al.,* 1987), con avances de más de 5 km en mil años.

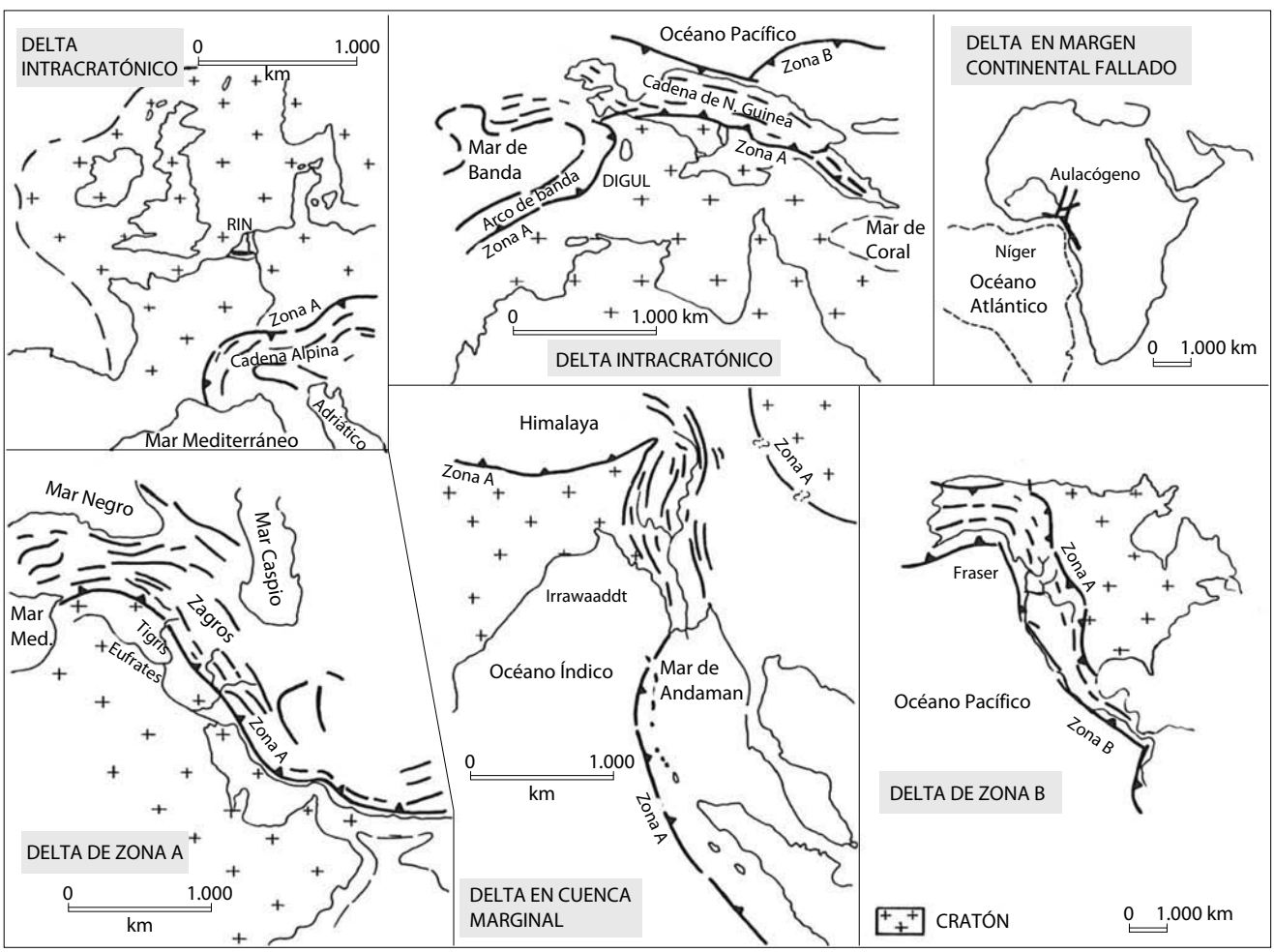


Figura 13.10. Marco tectónico de los grandes deltas actuales. Modificado Audley-Charles *et al.*, 1977.

Algunos de los mayores deltas actuales se sitúan donde una zona A (cadena Alpina) corta la costa (p. ej., Ganges-Brahmaputra, Indo, Makenzie, Tigris-Eufrates). Normalmente alcanzan la corteza oceánica aunque sea rellenando cientos de kilómetros de cuencas someras (Po, Ganges) o están en este proceso (Tigris-Eufrates).

Los deltas asociados a zonas de Benioff (o de subducción) pueden, en algunos casos, estar asociados a sistemas de drenaje transverso a las cadenas plegadas y edificarse sobre corteza oceánica (Fraser, Snake-Columbia), pero en general lo hacen en cuencas marginales adyacentes a la zona de subducción (Hoang Ho, Mekong, Irrawady). Estos deltas comienzan a acumularse sobre corteza continental para alcanzar la oceánica posteriormente.

La importancia de la situación tectónica de los deltas reside en que podemos predecir el estado de deformación y metamorfismo que alcanzarán, lo que es vital en exploración petrolífera, de carbón, etc., así como las facies a que pueden estar asociados.

Los deltas desarrollados en márgenes continentales fracturados de tipo Atlántico se verán normalmente asociados a zonas de subducción, si la evolución es normal. La parte desarrollada sobre corteza continental se deformará poco, pero la que lo hizo sobre corteza oceánica sufrirá una deformación mucho más intensa. Estos deltas progradan sobre potentes evaporitas marinas y tienen grandes sistemas de abanicos submarinos asociados, los cuales, en ocasiones son mucho mayores que los deltas que los alimentan (p. ej., Indus, Ganges, Amazonas).

Algo parecido ocurre con los deltas asociados a zonas de megasuturas de compresión, ya sean de tipo Benioff o de cadena Alpina: la zona edificada sobre corteza oceánica se deformará más intensamente.

Los que se depositan en cuencas marginales no tienen evaporitas asociadas, pero sí abanicos profundos y abundantes sedimentos volcanoclásticos procedentes de las áreas arcos-isla situados frente al continente.

La figura 13.10 resume los diferentes emplazamientos de algunos deltas (tomada de Audley-Charles *et al.,* 1977).

La geometría y régimen tectónico de la cuenca de recepción, asimismo, influye en el emplazamiento y forma de los deltas y en su evolución. Según Coleman (1976) hay cinco configuraciones básicas (figura 13.11, I-V).

La primera (figura 13.11, I) es una depresión más o menos rectilínea, de poca profundidad que conecta dos mares más profundos, con subsidencia marcada en el centro y que recibe sedimentos desde ambas orillas. En la actualidad, los Estrechos de Malaca o el Canal de Mozambique pueden ser ejemplos de la misma. Los aportes principales son, por tanto, transversales al eje de la cuenca y los deltas tienen generalmente influencia mareal, adoptando una configuración achatada, paralela a ambas costas.

La segunda (figura 13.11, II) es una depresión alargada, cerrada en un extremo, donde se sitúa el delta, también con subsidencia en el centro. El estuario del río de la Plata o el Adriático serían ejemplos actuales. También en este caso se suelen dar corrientes mareales importantes que forman grandes barras alargadas subacuáticas. El delta es alargado en el mismo sentido del aporte fluvial.

La tercera (figura 13.11, III) es una costa más o menos rectilínea, en subsidencia lenta, con un eje situado hacia el interior del continente. Los deltas se edifican sobre una plataforma bastante estable (el Níger o el Yangtse-Kiang son ejemplos actuales) y sólo tienen gran tamaño en contados casos, ya que son frecuentes las áreas deprimidas en la parte baja de la red de drenaje, aún en el continente, donde se deposita gran parte de la carga que transportan. Los deltas se ven afectados por el oleaje, aunque conservan su forma característica.

La cuarta (figura 13.11, IV) es similar, pero en ella la zona de subsidencia se sitúa en la plataforma continental, situación típica de los márgenes continentales de grandes continentes. Los deltas pueden adquirir gran espesor, pero se encuentran sometidos a intensa acción del

oleaje, que redistribuye sus sedimentos. Los deltas del Senegal y San Francisco pueden constituir ejemplos actuales.

La quinta (figura 13.11, V) es una cuenca semi-cerrada, circular u ovalada, con una zona de subsidencia importante cerca de uno de los bordes. Los ríos que desembocan en esta región edifican potentes deltas y el relleno es centrípeto. Suelen alternar ríos importantes con otros mucho más pequeños. Los deltas del Danubio, en el mar Negro, y del Mississippi, en el golfo de México, son ejemplos actuales.

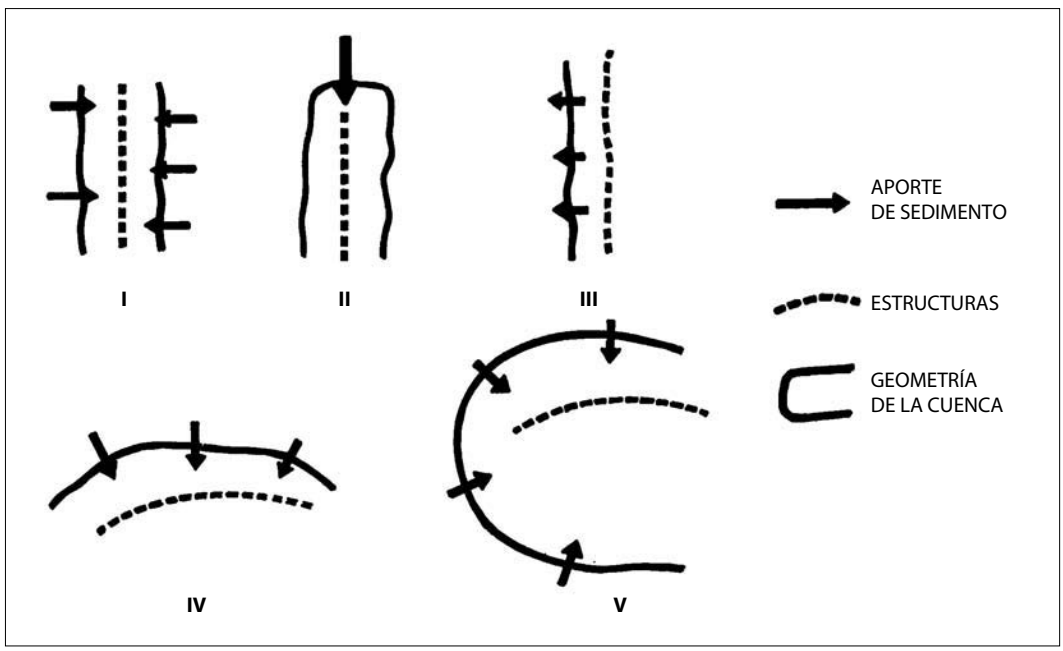


Figura 13.11. Posición de los deltas según su geometría y régimen tectónico de la cuenca. Modificado de Coleman, 1976.

TIPOS DE DELTAS Y SUBAMBIENTES SEDIMENTARIOS

Clasificaciones

Las clasificaciones de los deltas pueden realizarse atendiendo a una o a varias de sus características: forma, dinámica, estructura, etc.

Estas clasificaciones son necesarias porque desde hace tiempo se sabe que un solo modelo no puede explicar todos los diferentes sistemas deposicionales deltaicos actuales y antiguos.

Las clasificaciones basadas en la morfología de la parte subaérea del delta que distinguen una serie de tipos: lobado, digitado, cuspado, elongado, etc., no tienen utilidad para conocer sus posibles sucesiones y distribución espacial de facies y sólo muy vagamente pueden relacionar origen y forma final, al ignorar todo lo que existe por debajo del agua, que es la mayor parte del edificio deltaico.

Una clasificación de mayor utilidad es la de Fisher *et al.* (1969), que utiliza factores como procesos generadores de facies, geometría de los cuerpos arenosos y distribución de facies en la vertical y horizontal. Divide los deltas en dos grupos:

1. Altamente constructivos: tipo lobado y tipo alongado.
2. Altamente destructivos: dominados por olas y dominados por mareas.

Esta clasificación tiene la ventaja de poderse utilizar para series antiguas, pero, como resalta Elliot (1986), existe un *continuum* entre los tipos extremos, y además el término altamente destructivo es confuso, porque incluso esos deltas crecen, no desaparecen y, como veremos más adelante, hay una etapa de todo delta, tras ser abandonado por el canal principal, que ha sido denominada con propiedad «etapa destructiva» (Scruton, 1960) lo que puede dar lugar a graves confusiones.

Otra clasificación utilizada es la de Coleman y Wright (1975), que clasifica estadísticamente características como área de drenaje, tipo de valle aluvial, llanura deltaica y cuenca receptora, definiendo seis tipos básicos (figura 13.12), mediante la distribución de la fracción arena en su interior y sucesiones sedimentarias verticales idealizadas. Tiene la ventaja de ser descriptiva, pero tiene el problema de que no se puede resumir a una sola sucesión vertical la complicada interrelación de facies que existe en la realidad en un complejo deltaico.

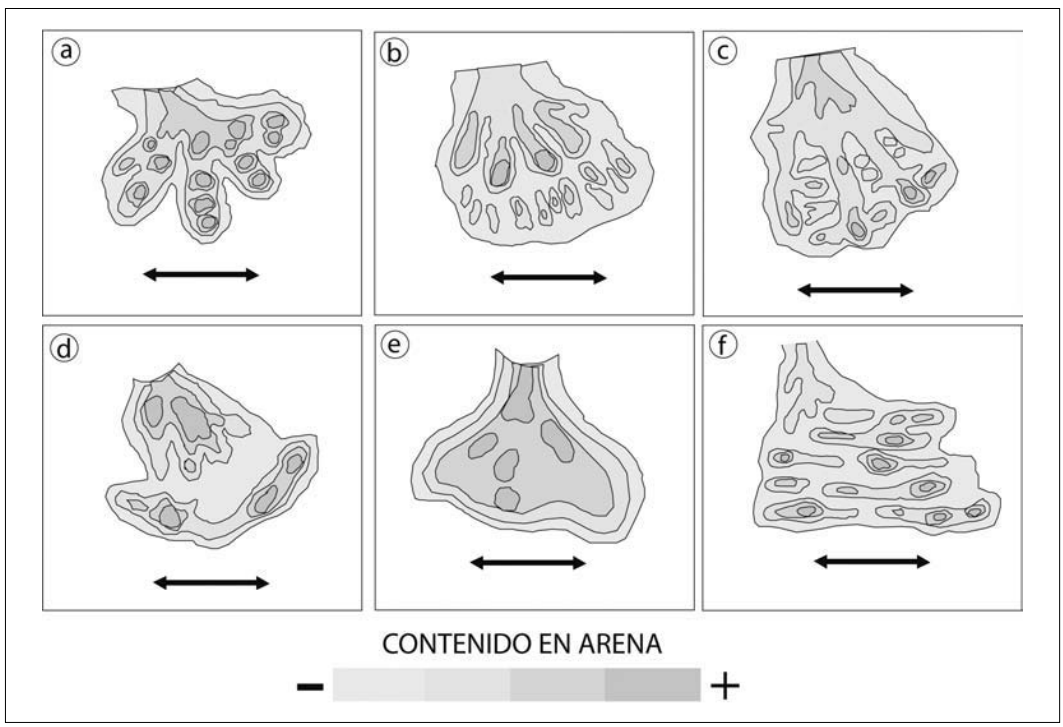


Figura 13.12. Diversos modelos conceptuales de deltas basados en el análisis estadístico de su contenido en arena: a) baja energía de olas y de deriva costera, plataforma de baja pendiente y abundantes sedimentos de grano fino; b) baja energía de olas, alto rango mareal, cuenca estrecha; c) energía de olas moderada, alto rango mareal, cuenca amplia y de baja pendiente; d) energía de olas moderada, plataforma de baja pendiente, pocos aportes; e) alta energía de olas, plataforma de gran pendiente; f) alta energía de olas, gran deriva litoral, plataforma de gran pendiente. Modificado de Coleman y Wright, 1977.

Galloway (1975) propuso un diagrama triangular cuyos componentes extremos son los procesos fluviales, mareales y de olas puros (figura 13.13a). Según la influencia relativa de cada uno de ellos se pueden representar los deltas en su interior. Sin embargo esta clasificación no tiene en cuenta un parámetro fundamental: el tamaño de grano de los sedimentos.

Orton (1988) y Orton y Reading (1993) propusieron que se emplease este parámetro para ampliar la clasificación de Galloway (1975), utilizando un diagrama triangular tridimensional (figura 13.13b). Así se establece un *continuum* desde los *fan deltas,* dominados por gravas y arenas gruesas, hasta deltas «normales» dominados por limos y arcillas. El tamaño de grano dominante prefigura la morfología de los deltas y las sucesiones sedimentarias resultantes, independientemente de los factores geométricos utilizados en la clasificación de Galloway (1975).

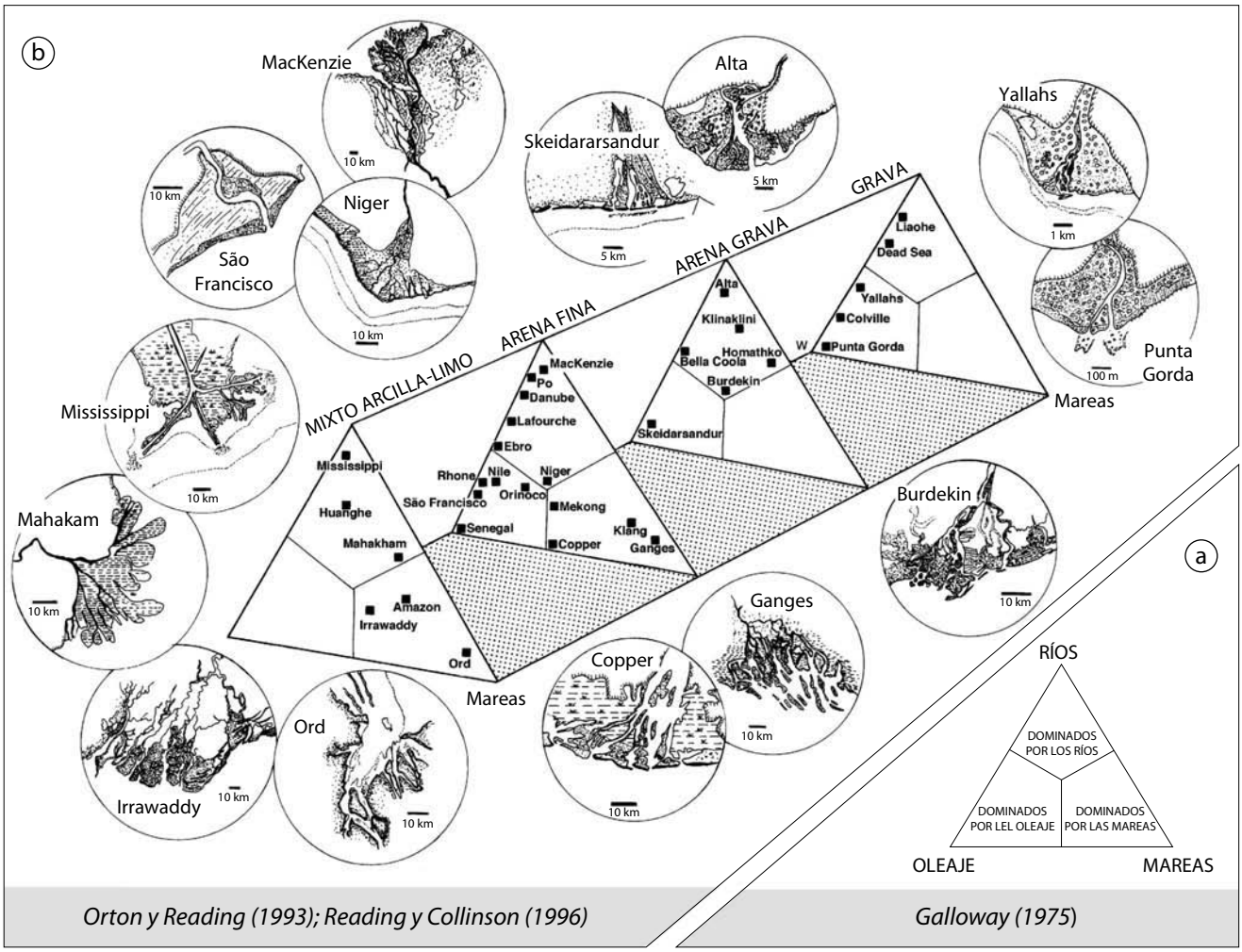


Figura 13.13. a) Clasificación triangular de Galloway (1975); b) clasificación de deltas extendida basada en el tipo de sedimento dominante en el delta y el dominio relativo de los procesos fluviales, de oleaje y mareales. Modificado de Orton y Reading, 1993; Reading y Collinson, 1996.

Los sistemas deltaicos dominados por las gravas suelen tener áreas fuente de pequeña extensión y están alimentados por canales distribuidores de configuración braided y alta inestabilidad. En estos deltas las variaciones granulométricas laterales son importantes y rápidas. El aporte de sedimento en estos sistemas deltaicos es irregular y se produce en períodos de inundación muy cortos temporalmente. El frente deltaico sufre colapsos que dan lugar a frecuentes avalanchas de flujos gravitacionales (Nemec, 1990).

Los sistemas deltaicos dominados por carga mixta grava-arena tienen áreas fuente pequeñas o medianas y están alimentadas por canales distribuidores *braided* de trazado inestable. La fracción más gruesa se deposita en la llanura deltaica proximal y sólo la fracción arena alcanza la desembocadura de los canales. A veces esta transición granulométrica es muy rápida (se produce en menos de 2 km) (Corner *et al.*, 1990; Boothroyd y Ashley, 1975). El frente deltaico tiene perfil cóncavo y muestra un rápido descenso del tamaño de grano hacia su parte distal.

Los sistemas deltaicos dominados por arenas finas presentan gran variabilidad morfológica, una carga mixta de fondo y en suspensión de arena y limo; los canales distribuidores son meandriformes y se forman marismas y lagunas someras entre los canales. La acción de los canales puede redistribuir toda la carga sólida que llega de las desembocaduras de los canales, formando cordones playeros paralelos al borde de la llanura deltaica.

El perfil del frente deltaico es casi rectilíneo y su parte distal está compuesta casi exclusivamente por arcillas.

Los sistemas deltaicos dominados por arcillas y limos son los de mayor tamaño en la actualidad y tienen áreas fuentes muy extensas. Los canales distribuidores son meandriformes estables, con diques naturales bien desarrollados y vegetados y amplias zonas de marismas y lagunas intercanales; en la llanura deltaica se puede depositar hasta el 50% de la carga sólida aportada por los canales distribuidores. La progradación del frente deltaico puede ser muy rápida (de hasta 400 m por año en el caso de los ríos Hoangho y Yang Tse Kiang en China; Milliman *et al.,* 1987; Yang *et al.*, 1999; Fan *et al.*, 2006), aunque esta tasa de progradación puede presentar variaciones sustanciales en períodos muy cortos (Hori *et al.*, 2002). El frente deltaico tiene pendiente recta o convexa y se ve afectado por numerosos deslizamientos masivos.

Submedios deltaicos

Dentro de cualquier delta existen, mejor o peor desarrollados, una serie de submedios con dinámica y depósitos propios, que pueden distinguirse por su geometría, estructuras sedimentarias y faunas (Coleman, 1976; Coleman y Prior, 1980; Battacharya, 2006).

Hay que resaltar aquí que un delta es un complejo, no un medio uniforme, y que, dependiendo de la zona que observemos, podemos encontrar sedimentos muy diferentes y secuencias verticales variables. Esto dificulta la interpretación de las series antiguas, pues en ellas se une el tamaño de los complejos (varios cientos o miles de km^2) con la dificultad de observación y la existencia de centenares o miles de lóbulos deltaicos individuales.

Si nos fijamos en deltas como el del Mekong, encontraremos canales de hasta 10 km de anchura, con rango mareal de 4 a 6,5 m, que son estuarios, diversos cordones playeros de hasta 35 km de longitud y rápida progradación hacia el mar, marismas de agua dulce y de agua salobre, etc. Si encontramos un aparato deltaico comparable fósil, es probable que, sin suficientes datos o con correlaciones erróneas, interpretásemos cada submedio por separado. Quizás por esto es mejor hablar de complejos deltaicos en las series antiguas, en vez de deltas. Los complejos deltaicos actuales más grandes, como el sistema Ganges-Brahmaputra, no tienen hasta ahora equivalentes en los depósitos antiguos, pero esto se debe, casi con toda seguridad, a una interpretación incorrecta del registro fósil y no a una anomalía actual en el tamaño de algunos complejos.

Describiremos en primer lugar los sub-medios de un delta con predominio de la influencia fluvial, por ser el punto de partida y quizás el caso mejor conocido (figura 13.14).

Sedimentación en un delta dominado por la acción fluvial

En él distinguiremos los siguientes submedios:

Llanura deltaica: Canales distribuidores. Bahías intercanales. Depósitos de derrame. Marismas.

Parte subacuática: Barras de desembocadura. Frente deltaico. Prodelta.

El ejemplo actual mejor descrito de este tipo de delta es el Mississippi, sobre el que existe una enorme cantidad de información acumulada en los últimos cincuenta años (Trowbridge, 1930; Fisk, 1944, 1947; Coleman y Gagliano, 1964; Kolb y Van Lopik, 1966; Wright y Coleman, 1974; Robert *et al.,* 1980b; Kuip *et al.*, 2005; Coleman *et al.*, 1998). La descripción que sigue se basa en gran parte en este ejemplo (figura 13.14).

La llanura deltaica presenta un relieve muy pequeño y extensas áreas pueden quedar cubiertas por las aguas dulces o saladas por fenómenos como desbordamientos o tormentas.

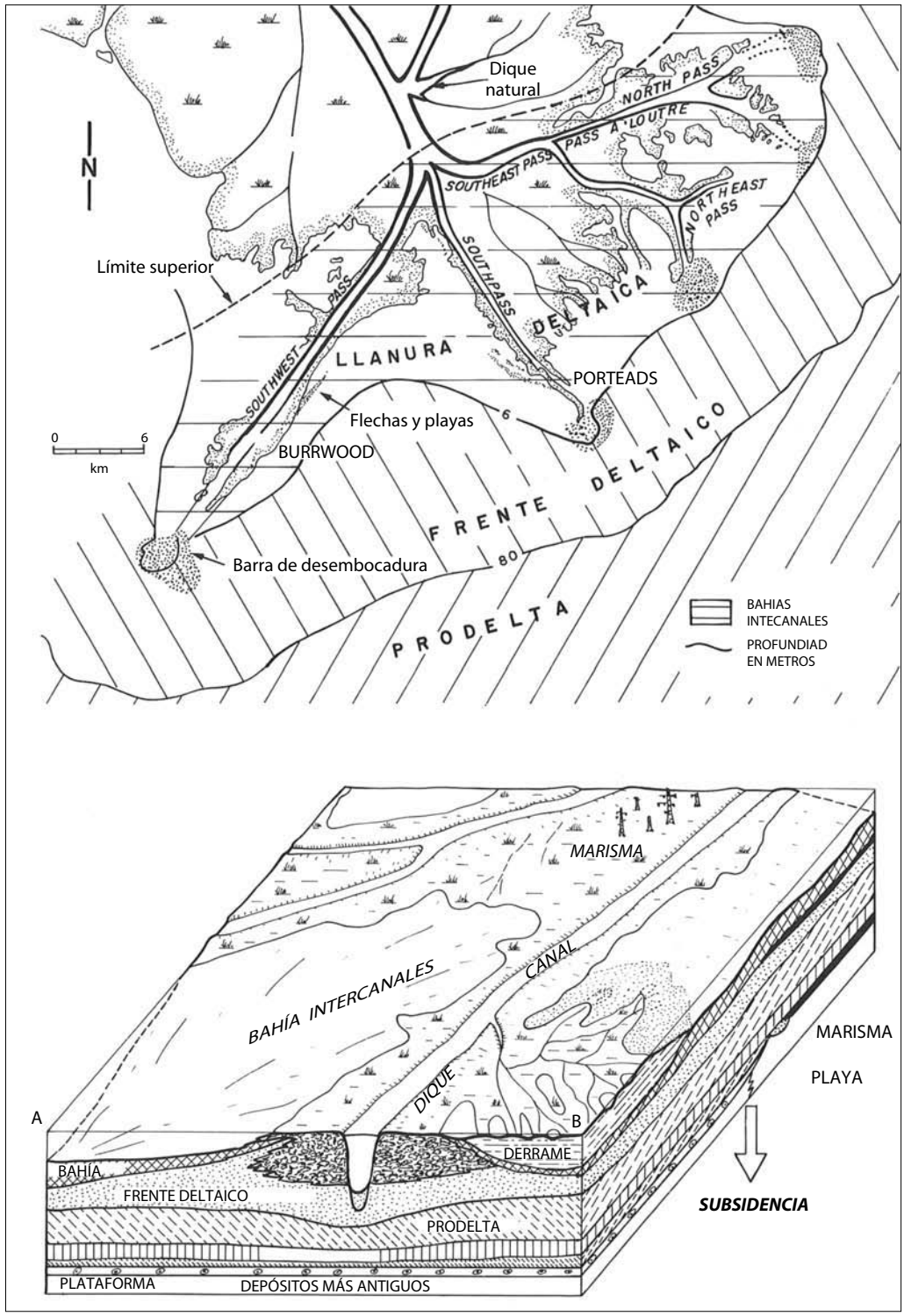


Figura 13.14. Submedios en el delta actual del Mississippi, con claro predominio fluvial. Modificado de Fisk, 1961 y Gould, 1970.

Canales distribuidores

Son los tramos finales de los cauces fluviales, por los que se distribuye el caudal y la carga sólida asociada; puede ser único, pero en general existen varios, subdividiéndose hacia la parte baja en forma más o menos radial.

El flujo en ellos es unidireccional y tienen variaciones estacionales de caudal. Sus dimensiones son variables con anchuras entre más de 1 km a unos pocos metros. Su trazado es en general de alta sinuosidad, pero en ríos con gran proporción de carga de fondo como los de clima árido, son de tipo entrelazado; en el Mississippi los canales son casi rectos y tienen gran estabilidad lateral (figura 13.14).

Las avulsiones son frecuentes, pues el río busca siempre el camino más corto a la cuenca receptora, lo que provoca que existan canales abandonados y áreas no activas en la llanura deltaica. Incluso en deltas dominados por la acción fluvial las bocas de estos canales quedan pronto cerradas por acción del oleaje que retoca los depósitos formando cordones playeros (Kruit, 1955; Maldonado, 1975).

Otro fenómeno frecuente es la retención parcial de la corriente en los canales por vientos hacia tierra y olas de mar, con lo que ésta se hace muy lenta, produciéndose depósitos de materiales finos en el fondo del canal por decantación. Tras volver a condiciones normales, parte de estos depósitos pueden permanecer en el canal sin ser erosionados, conservándose como niveles delgados de limos y arcillas en toda la extensión del canal.

Los depósitos de los canales distribuidores activos son muy parecidos a los de los canales fluviales (figura 13.15; Oomkens, 1974). Tienen base erosiva, con un *lag* basal, un miembro inferior de arenas con *ripples* y techo de arcillas y limos con raíces. A veces la sucesión sedimentaria es compuesta, con varios *cut-and-fill* que revelan cambios en la descarga. Si el tramo de canal distribuidor abandonado queda abierto al mar en su extremo distal, su relleno será

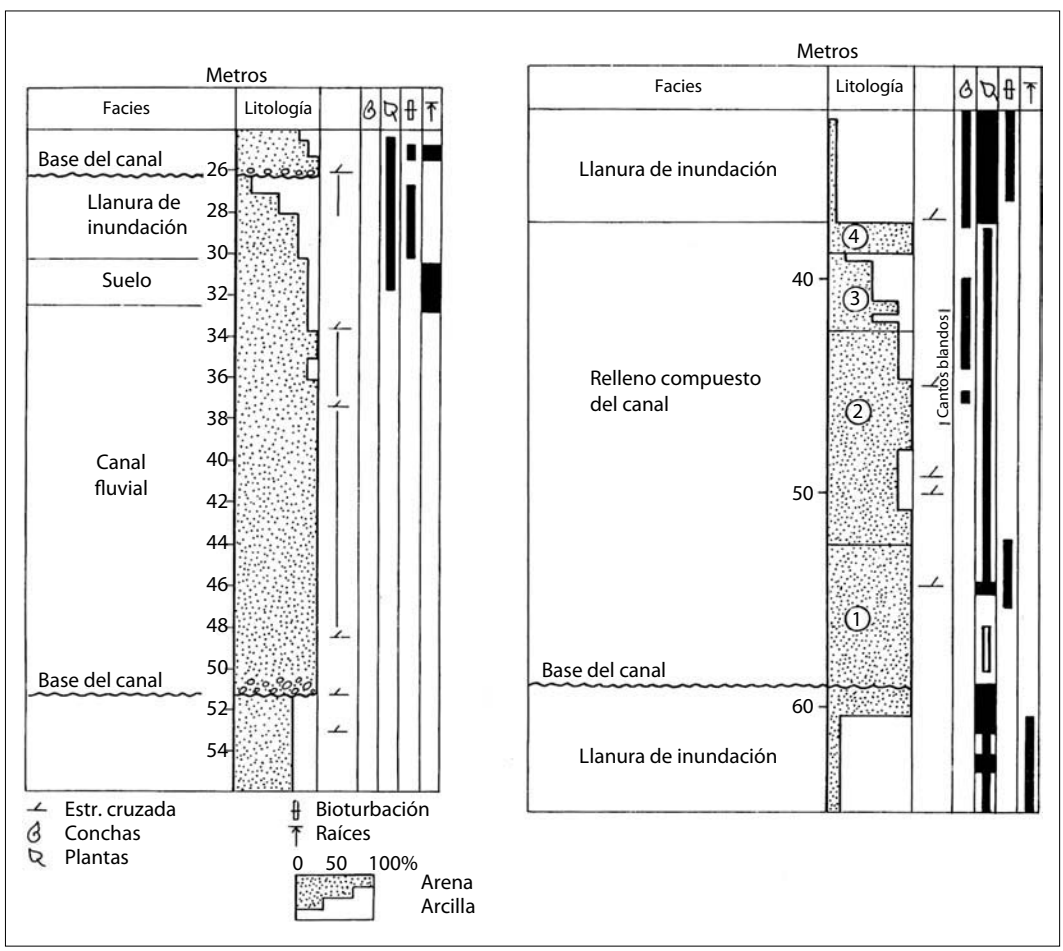


Figura 13.15. Sucesión sedimentaria de canal distribuidor en el río Níger. Modificado de Oomkens, 1974.

fundamentalmente de tipo estuarino, con faunas salobres y/o marinas, sobre todo en su parte superior (Battacharya, 2006).

Los canales no migran lateralmente de forma importante y se rellenan tras el abandono que puede ocurrir con facilidad por diversos procesos, sobre todo en la parte inferior de la llanura: por su relleno durante tempestades, atascos de troncos de árboles o cambios en el río principal.

Cuando esto ocurre, el canal se rellena mediante aportes ocasionales tanto por ambos extremos como laterales, durante desbordamientos de canales activos próximos. El resultado es una sucesión sedimentaria dominada por sedimentos finos y sin una tendencia granulométrica definida en la vertical (figura 13.16; Coleman y Prior, 1980), con numerosas estructuras de compactación diferencial y escapes de fluidos. El techo suele contener porcentajes elevados de materia orgánica y raíces.

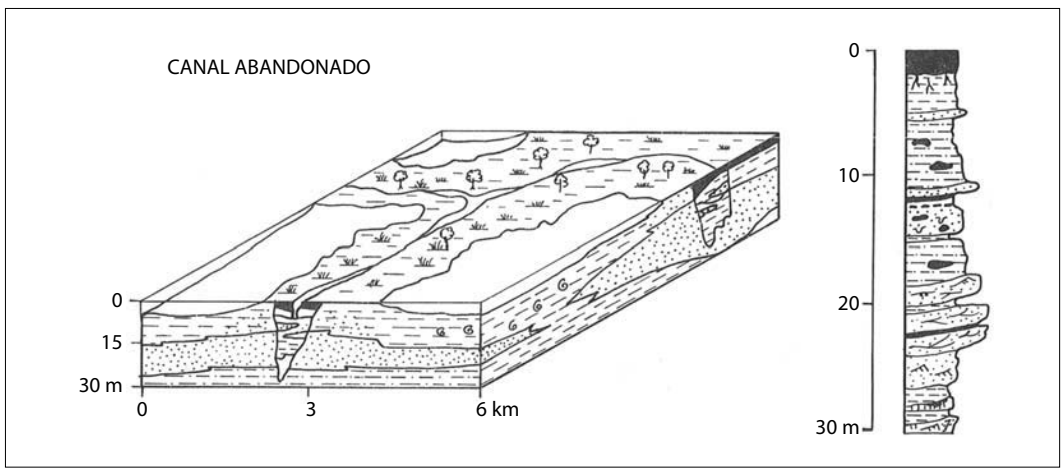


Figura 13.16. Sucesión sedimentaria de canal abandonado. Modificado de Coleman y Prior, 1980.

Es común también en las secuencias de canal activo la presencia de bloques caídos de las orillas debidos a socavamientos de las mismas, especialmente en los momentos de avenida. Los planos de deslizamiento son curvos y los bloques pueden afectar la eficacia de la descarga a través del canal (Turnbull *et al.,* 1966; Laury, 1971).

Bahías intercanales distribuidores y derrames laterales

Son las zonas situadas entre los canales activos, más o menos conectadas con las aguas de la cuenca de recepción, de muy poca profundidad y poca agitación. Se rellenan por materiales procedentes de los canales distribuidores en momentos de avenida por diferentes procesos.

Uno de ellos es la *inundación:* cuando las aguas desbordan el canal distribuidor en las avenidas, se forma un flujo no canalizado *sheet-flood* sobre toda el área, y se deposita una fina capa de arena y limo, cuya estructura interna desaparece posteriormente por bioturbación (Elliot, 1974). Los sedimentos más gruesos se depositan en el momento del desbordamiento, formando con el tiempo los diques naturales *levees* de los canales distribuidores; su estructura característica es una sucesión con base erosiva, formada por arenas con *ripples* y limos y arcillas laminadas, con abundantes raíces que puede tener tendencia estratocreciente, pero que pasa lateralmente a sedimentos más finos. Su geometría en sección transversal es triangular muy aguda.

Otro proceso que contribuye al relleno de las bahías es el de los *derrames localizados crevasse splay*, a través de pequeñas roturas en los diques naturales de los canales distribuidores (figura 13.17). El fenómeno puede ser aislado; al estar dominada la corriente por la fricción con el fondo de la bahía hace que se forme una serie de canales subdivididos repetidamente,

sin barras de desembocadura en los que se depositen arenas con geometría lenticular separadas por niveles más finos; siempre poseen base erosiva. Si la avenida posee gran carga, puede constituir una corriente densa, no canalizada, también con base erosiva y granulometría decreciente.

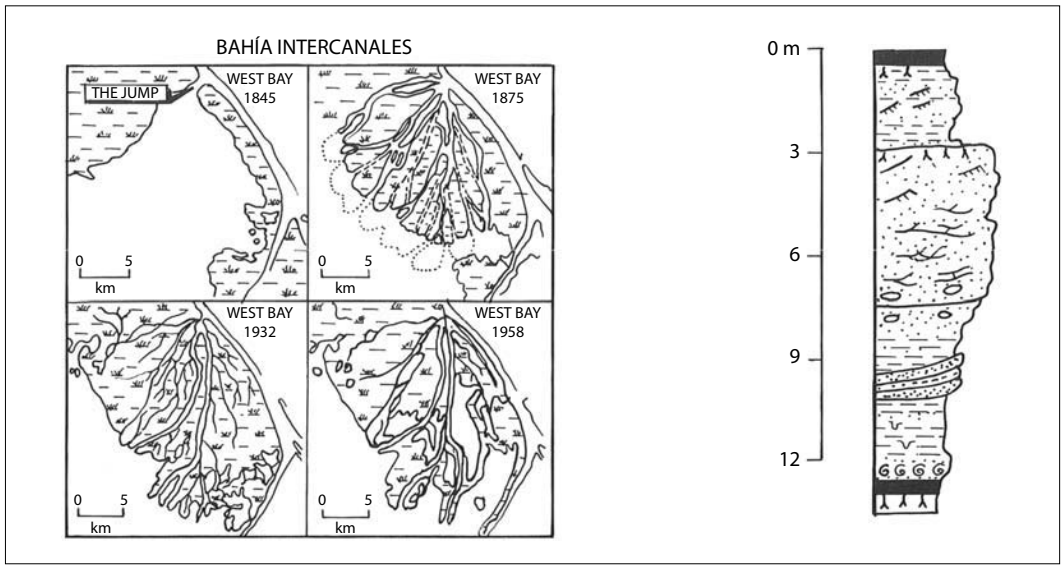


Figura 13.17. Evolución de un derrame lateral localizado (*crevasse splay*) en el delta del río Mississippi. Modificado de Coleman y Prior, 1980.

El proceso de derrame puede ser también semi-permanente (Elliot, 1974), y entonces se forman canales de derrame que progradan rápidamente. En su boca se forma, por el efecto de fricción con el fondo, una pequeña barra de desembocadura, que da una sucesión sedimentaria vertical granocreciente de arenas con *ripples*; el canal de derrame prograda sobre ella, y la sucesión sedimentaria final, muy característica es: 1) base de limos y arcillas bioturbadas del fondo de la bahía; 2) alternancia de arenas y limos con estratificación cruzada de surco y paleocorrientes divergentes (barra de desembocadura); 3) arenas con estratificación cruzada de surco unidireccional y numerosas superficies de reactivación (canal de derrame), que pasan hacia techo a 4) limos y arcillas con raíces.

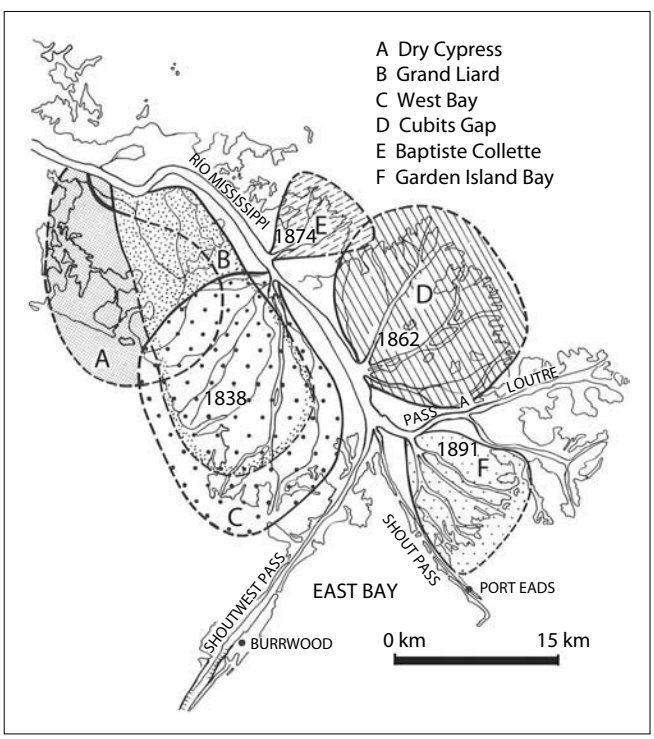


Figura 13.18. Relleno de bahías intercanales por derrames laterales históricos en el delta del río Mississippi. Modificado de Coleman y Prior, 1980.

El canal de derrame sólo es activo en las avenidas, lo que provoca la existencia de las superficies de reactivación. El espesor total de la sucesión sedimentaria puede ser de 1,5 a 16 m.

Este proceso puede llevar al relleno total de la bahía en un período de unos 150 años y formar los denominados subdeltas (Gagliano *et al.,* 1971); en este momento se cierra la rotura del dique natural y la superficie puede ser colonizada por la vegetación o producirse la formación de costras salinas, dependiendo del clima. El abandono de un subdelta lleva a una fase final de compactación y nueva inundación de su techo, recomenzando el proceso (figura 13.18a, b y c).

Incluso en áreas protegidas, la acción de las olas puede retocar estos depósitos, formando cordones playeros, que, al avanzar sobre la bahía darán secuencias grano y estratocrecientes, con laminación paralela y *ripples* de oleaje.

Los depósitos más finos se depositan por decantación en las áreas más profundas de la bahía y proceden del mar, llegando transportados por las olas. La sedimentación es lenta, formándose sedimentos finos ricos en materia orgánica y en general muy bioturbados.

Los sedimentos de bahía, subdeltas y diques naturales forman sucesiones granocrecientes típicas con buen potencial de conservación (Elliot, 1974, 1986). La figura 13.19 resume las diversas sucesiones formadas en este ambiente (Elliot, 1974), deducidas básicamente de series antiguas.

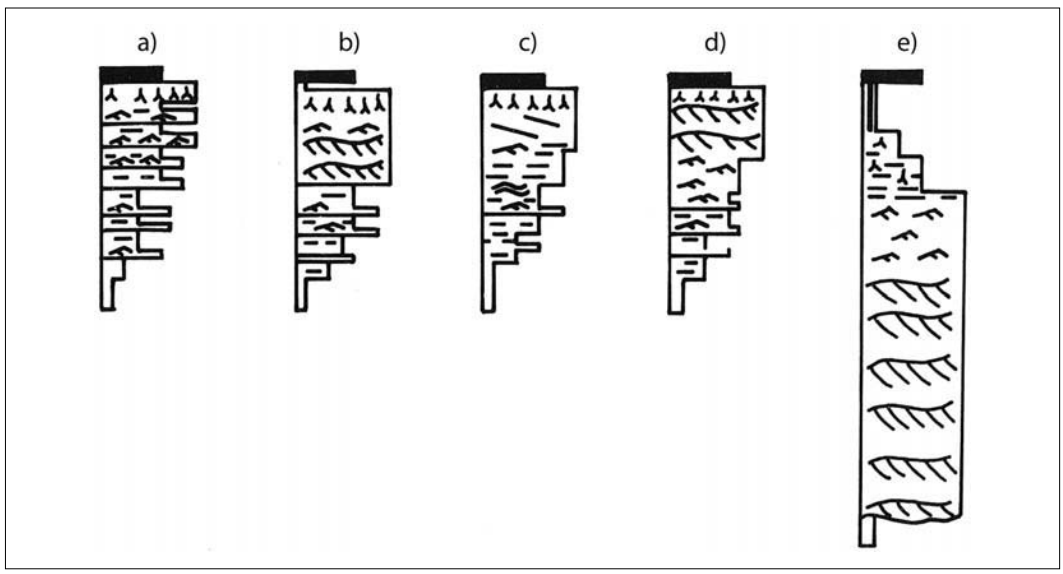


Figura 13.19. Diversas sucesiones sedimentarias del relleno de bahía intercanales distribuidores. Modificado de Elliot, 1974, 1986: a) inundación por desbordamiento sin rotura de las orillas; b) derrame localizado; c) derrame retocado por oleaje; d) barra en la desembocadura de un derrame semipermanente; e) avulsión. Estas sucesiones sedimentarias pueden llegar a tener entre 2 y 10 m de potencia.

Marismas

Se forman en los estadios finales de relleno de las bahías, cubriendo las plantas de agua dulce la superficie recién formada, pero con el tiempo, comienza la compactación de los sedimentos, dejan de llegar inundaciones y el mar comienza a invadir de nuevo la zona, desintegrando el tapiz vegetal que muere, y regresando a las condiciones de bahía intercanales. Marismas y manglares se desarrollan también en costas áridas.

El sedimento resultante de este período es un depósito más o menos potente de turba, que es fosilizado por nuevas secuencias de bahía. Las marismas y bahías someras de la llanura deltaica son zonas extremadamente sensibles a los cambios medioambientales naturales o provocados por la acción humana. Coleman *et al.* (2008) han cuantificado la pérdida de estos submedios en 42 grandes deltas de todo el mundo mediante el análisis de series de imágenes de satélites de las marismas, que supone 15.845 km^2 en los últimos 14 años, fundamentalmente debida a la transformación de humedales originales en tierra agrícola o en asentamientos industriales o residenciales.

La *parte subacuática* del delta se desarrolla por debajo del nivel de la marea baja en el mar o del nivel de las aguas del lago. Como hemos visto anteriormente, en la boca de los canales

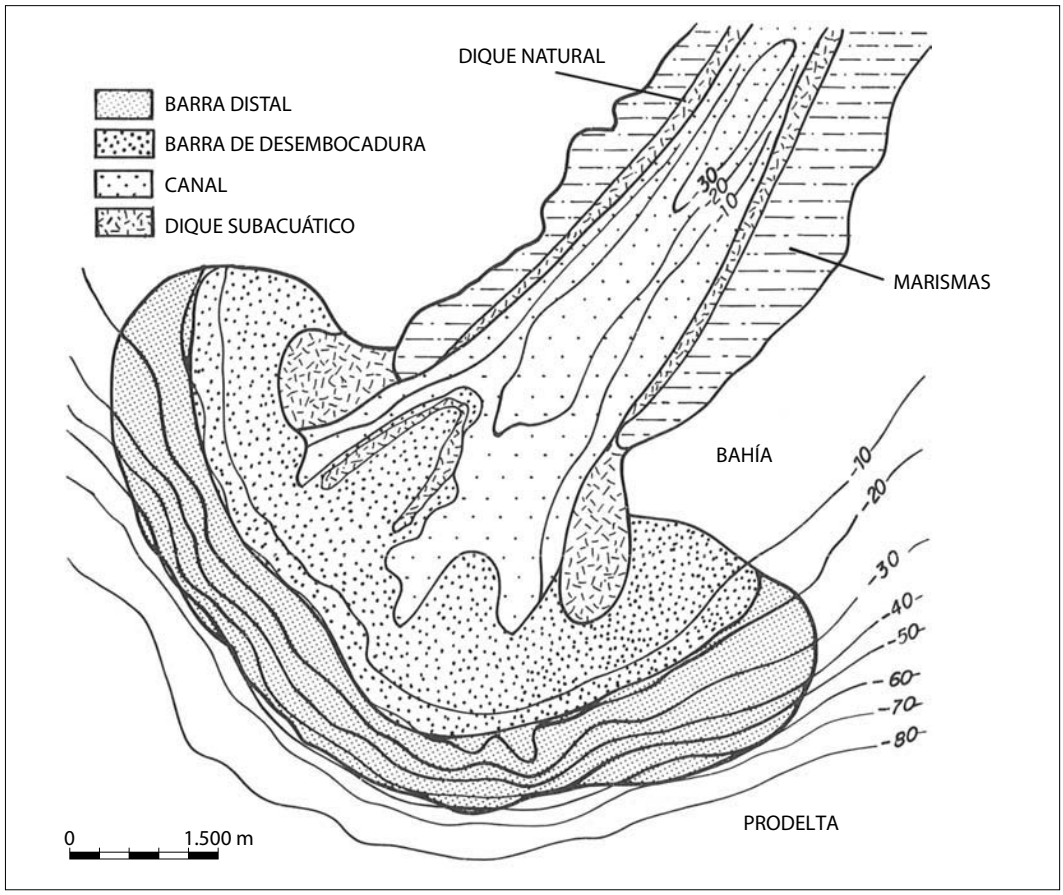


Figura 13.20. Barra de desembocadura *(mouth bar)* en el delta del río Mississippi. Modificado de Gould, 1970.

distribuidores se da una deceleración de la corriente debida al cambio de condiciones hidráulicas y el depósito rápido de gran parte de los sedimentos transportados, sobre todo los más gruesos.

En la zona más somera, adyacente a la desembocadura se forman *barras de desembocadura* (figuras 13.20 y 13.21) (Gould, 1970) de forma lunada y frente de crecimiento hacia el mar; su altura máxima es de unos 40 m y su extensión lateral de hasta 10 km. Tienen los sedimentos más gruesos en la cresta, situada a poca distancia de la desembocadura y desde allí se da una progresiva disminución del tamaño de grano hacia las facies distales más profundas.

La progradación es rápida (unos 50 m por año en el Mississippi; Gould, 1970) y mucho mayor en el caso de la desembocadura del Hoangho (China), en el que la progradación media de los últimos 14 años ha sido de 1,2 km/año (Fan *et al.*, 2006). Esta rápida progradación da lugar a cuerpos lenticulares alargados paralelamente a la corriente fluvial (figura 13.22) denominados «dedos de arena» *(bar fingers, sand fingers)* que reposan sobre sedimentos finos del frente deltaico y quedan recubiertos por los de bahías, marismas y canales distribuidores. Los contactos son graduales pero rápidos en la base y netos a techo.

La progradación no es continua, sino que es más rápida en las avenidas; primero se acumula la arena en la misma desembocadura y luego, en flujo normal, llega a partes más externas; durante el estiaje pueden llegar a depositarse limos y arcillas, formando niveles que a veces se conservan, aunque lo normal es que el oleaje vuelva a poner en suspensión estos sedimentos finos. Por ello las barras de desembocadura suelen estar formadas por arenas finas limpias y bien clasificadas, sin fauna característica, aunque puedan contener restos vegetales de origen continental en algunas ocasiones.

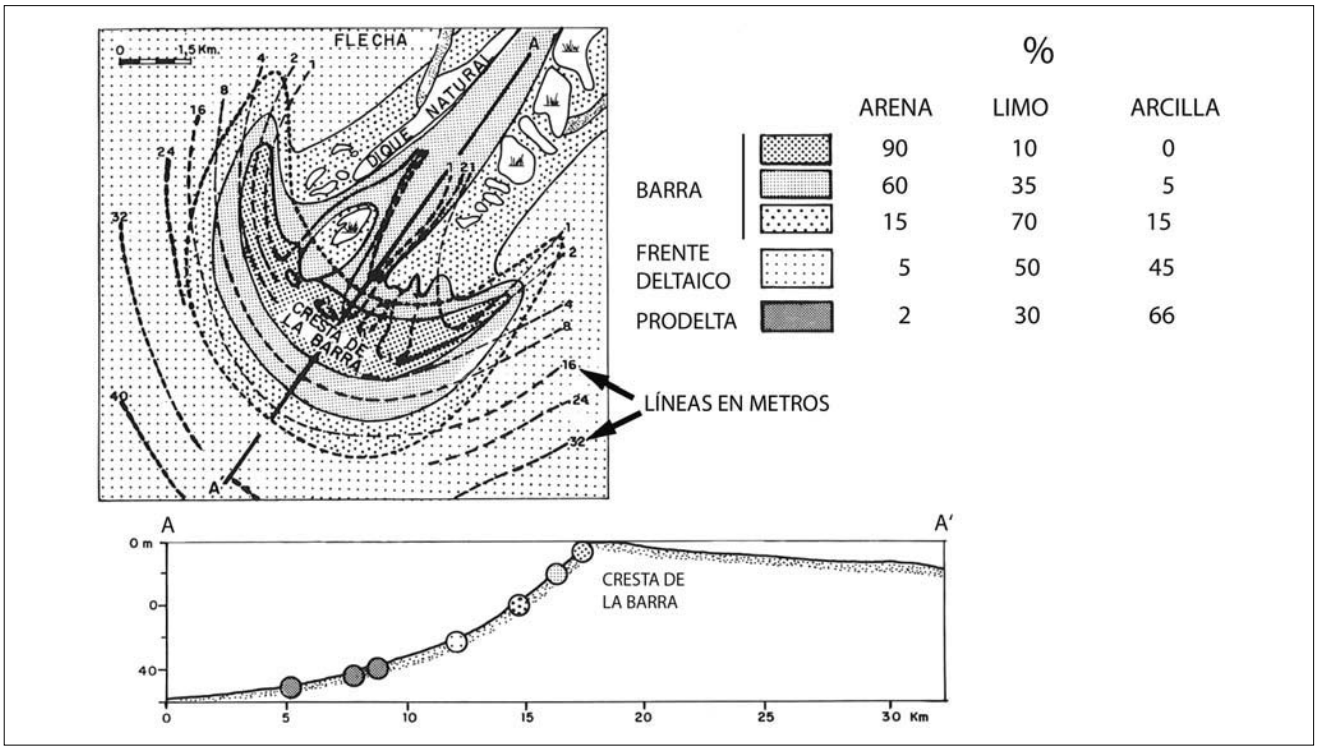


Figura 13.21. Perfil longitudinal y distribución de tamaño de grano en una barra de desembocadura en el delta del río Mississippi. Modificado de Gould, 1970.

Si existen numerosos canales distribuidores, los depósitos de las barras de desembocadura llegan a unirse lateralmente, dando un cuerpo arenoso más o menos continuo (Frazier, 1967; Kanes, 1970).

Hay que destacar la heterocronía del desarrollo de estos cuerpos, ya que las líneas-tiempo, representadas por las sucesivas caras de acreción, son oblicuas al techo y la base de los mismos, como ocurre a escala mayor con todo el lóbulo deltaico (figura 13.23).

El frente deltaico es una zona de mayor pendiente (aproximadamente 0,5° a 5°) en la que se depositan: 1) materiales de corrientes cargadas de sedimentos más densos que el agua marina, procedentes de las bocas de los canales distribuidores en avenidas, y 2) otros sedimentos procedentes de decantación de las «plumas» hipopícnicas de aguas con sedimentos finos, que flotan sobre las aguas de la cuenca receptora, derivadas de los canales distribuidores en condiciones de flujo normal o de avenida; el conjunto puede ser retocado por las olas en temporales intensos.

El resultado final es una sucesión compleja con numerosas secuencias granocrecientes individuales, cada vez más ricas en arena hacia techo, con *ripples* de corriente laminación paralela y estructuras *cut-and-fill*, y en su conjunto grano y estratocreciente.

La parte inferior tiene abundante fauna bentónica (anélidos y lamelibranquios) y su actividad puede destruir por completo la textura original de los sedimentos; estas faunas tienen características salobres y aprovechan la gran cantidad de nutrientes aportados por los ríos.

El frente deltaico tiene una configuración diferente si la cuenca de recepción tiene muy pequeña profundidad; en casos actuales como el delta del Colorado, Texas, Estados Unidos (Kanes, 1970) o el del Catatumbo, en el lago de Maracaibo, Venezuela (Hyne *et al.*, 1979), existen numerosos canales distribuidores muy cercanos, y la parte superior del frente deltaico está formado por un cuerpo arenoso continuo lateralmente, de 1-7,5 m de espesor y de compleja estructura interna, resultado de la coalescencia de todas las barras de desembocadura. La

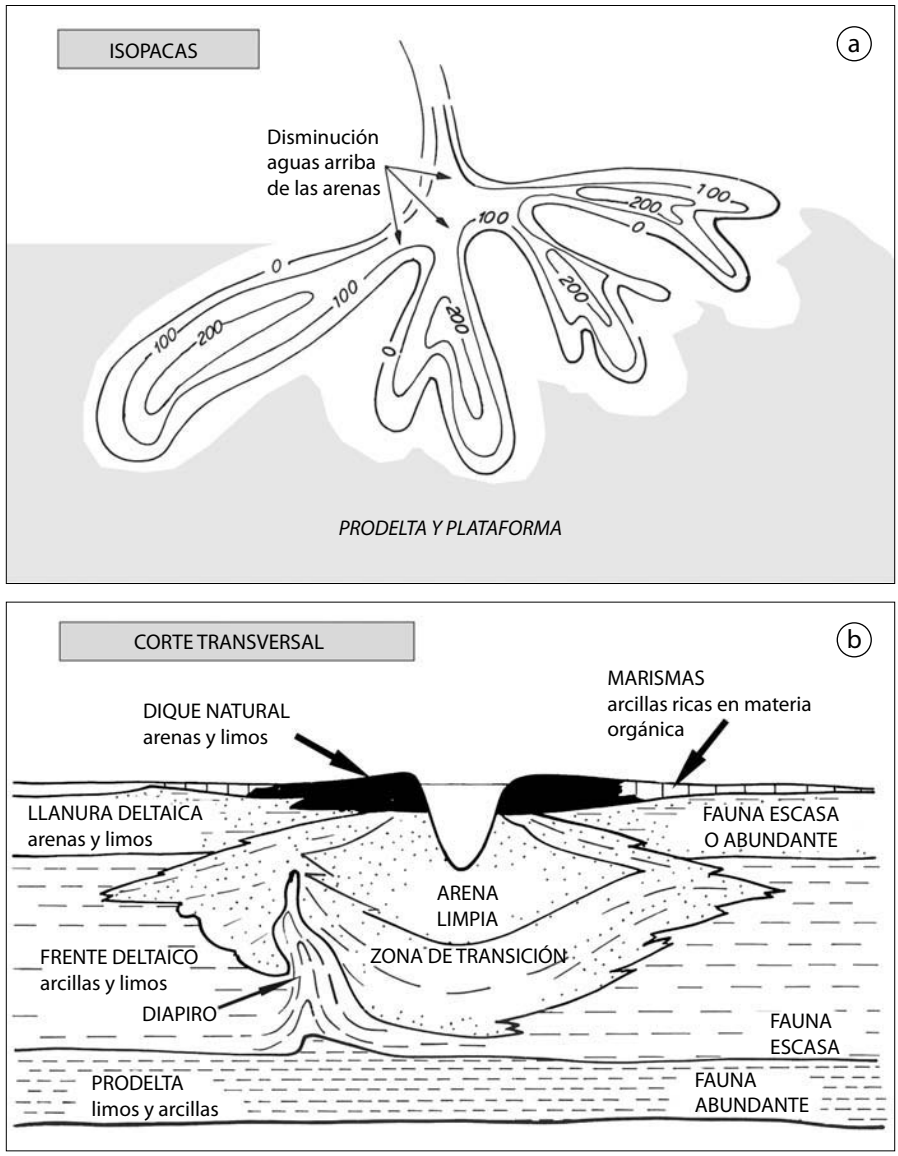


Figura 13.22. Barra de desembocadura: a) mapa de isopacas; b) corte transversal de la barra de desembocadura y distribución espacial de las principales asociaciones de facies. Modificado de Fisk, 1961; Gould, 1970.

parte inferior del frente que está formada por sedimentos más finos, tiene un espesor equivalente al de las barras cuando en los ejemplos clásicos puede alcanzar hasta 150 m.

El *prodelta* es la zona distal del delta, y la más profunda. En ella se depositan los sedimentos finos que caen por decantación desde las «plumas» de aguas turbias, y tiene muy poca pendiente, inferior a 0,2°.

Su extensión lateral es grande, y está formado por una alternancia de finas capas de limo y arcilla. Las faunas asociadas, abundantes y diversificadas, son enteramente marinas y ocasionalmente hay niveles con bioturbación intensa. El contenido en materia orgánica es alto.

Las alternancias de limos y arcillas, vistas en detalle con rayos X, tienen granoselección positiva y laminación paralela, y se deben a aportes más o menos intensos de origen estacional o climático desde las bocas de los canales.

La sucesión sedimentaria idealizada que resulta de la progradación de un sistema o complejo deltaico como el descrito es la de la figura 13.24.

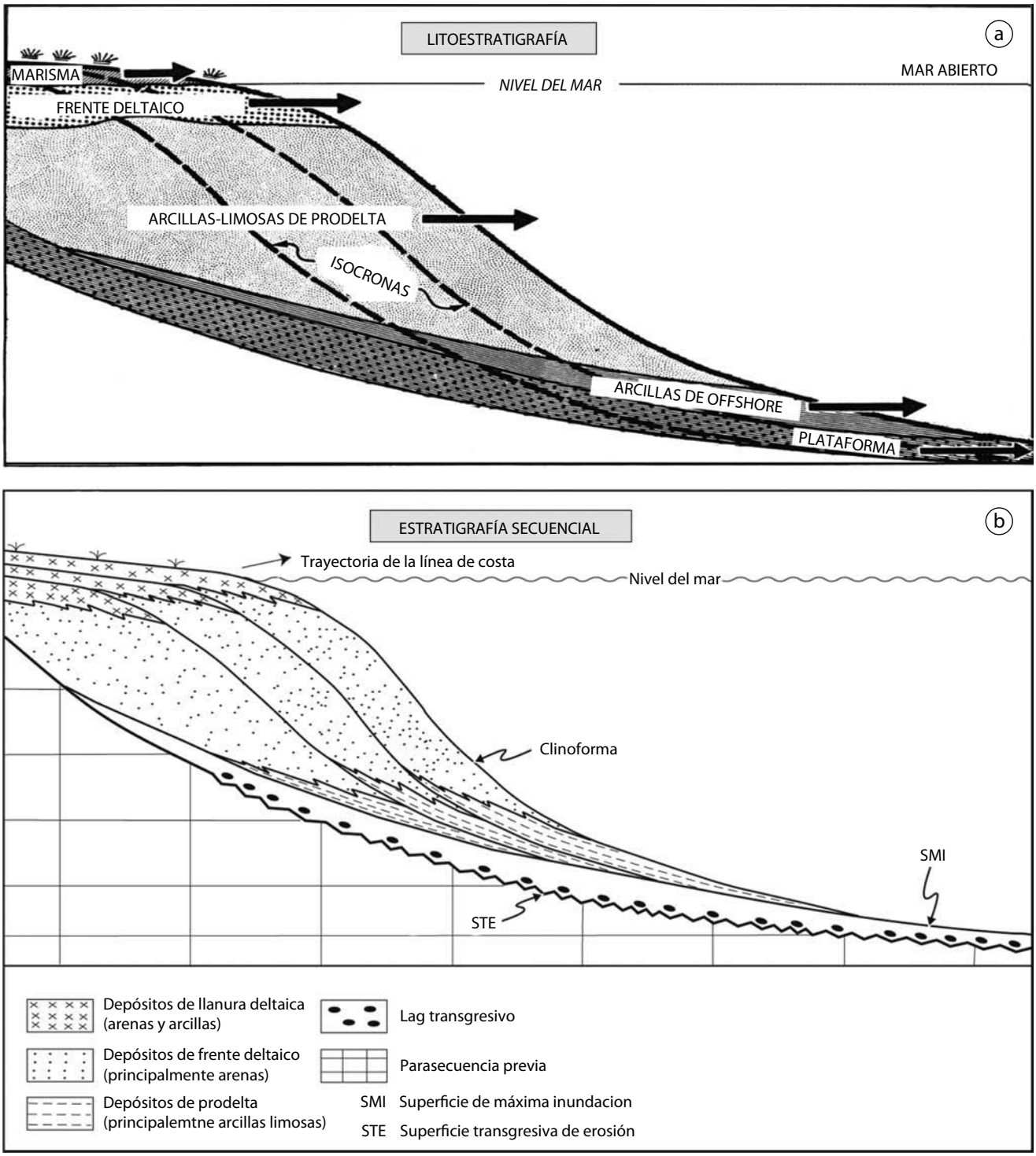


Figura 13.23. Ejemplo inicial de clinoformas deltaicas, mostrando un topset, foreset y bottomset (Scruton, 1960): a) representación litoestratigráfica mostrando los límites ondulados pero en apariencia bruscos. Las flechas indican la dirección de progradación. La mayor parte de los estudios de deltas modernos muestran contactos de facies de esta manera; b) representación correcta de los límites de facies respecto a las línea de tiempo (isócronas). Los límites de los estratos siguen las líneas de tiempo. Modificado de Gani and Bhattacharya, 2005.



Figura 13.24. Sucesión sedimentaria ideal de un delta dominado por la acción fluvial inspirada en el ejemplo del río Mississippi. Modificado de Coleman y Wright, 1975.

La parte basal es un potente cuerpo de limos y arcillas con abundante fauna marina y bioturbación, que gradualmente pasa en la parte media a alternancias de limos, arcillas y arenas finas con *ripples,* también con fauna marina o salobre, pero cada vez más escasa, y a un cuerpo arenoso con estratificación cruzada de surco o planar sin fauna o bien restos de plantas y animales de origen continental, con superficies de crecimiento inclinadas. La parte superior, en contacto neto y en ocasiones erosiva, está formada por una o varias secuencias granocrecientes de limos y arenas, que acaban en niveles de turba, suelos o costras salinas, y representan los depósitos de llanura deltaica.

Como se indica a continuación, esta sucesión ideal dominada totalmente por la acción fluvial puede modificarse profundamente por procesos como deslizamientos subacuáticos y diapirismo, inducidos por la rápida acumulación de sedimentos, así como por la acción de procesos propios de la cuenca de recepción, fundamentalmente olas y mareas.

Sedimentación en deltas dominados por la acción de las olas

Si las olas son capaces de redistribuir parcialmente el sedimento aportado por el río, el resultado final puede ser una acumulación de sedimentos muy diferente a la antes descrita. El efecto del oleaje puede ser moderado como en el Po, Ebro, Ródano o muy acusado como en el Tíber, São Francisco o Senegal, existiendo una gradación completa entre los deltas dominados por la acción fluvial y las costas lineales clásticas.

Si la acción es moderada, la arena acumulada en las barras de desembocadura se redistribuye, en parte lateralmente, formando cordones playeros. El caso mejor conocido es el del Ródano (Kruit, 1955; Ommkens, 1967) (figura 13.25). El término «delta dominado por las olas» deriva de la clásica clasificación tripartita de los deltas (p. ej., Broussard, 1969; Galloway, 1975), en la que el oleaje constituye uno de los polos o vértices. Sin embargo, se ha indicado recientemente (Bhattacharya y Giosan, 2003) que los casos reales son, en general, muy complejos y no encajan fácilmente en un punto determinado del diagrama triangular. Los sistemas deltaicos pueden también variar de tipo lateralmente (Giosan *et al.*, 1999), como en el caso del delta actual del río Danubio o bien evolucionar de un tipo a otro en breves espacios de tiempo.

La progradación del complejo deltaico se debe a acreción de cordones playeros y barras de desembocadura reducidas frente a la desembocadura de los canales distribuidores, pero en las áreas no activas puede darse incluso retroceso por erosión del techo del complejo.

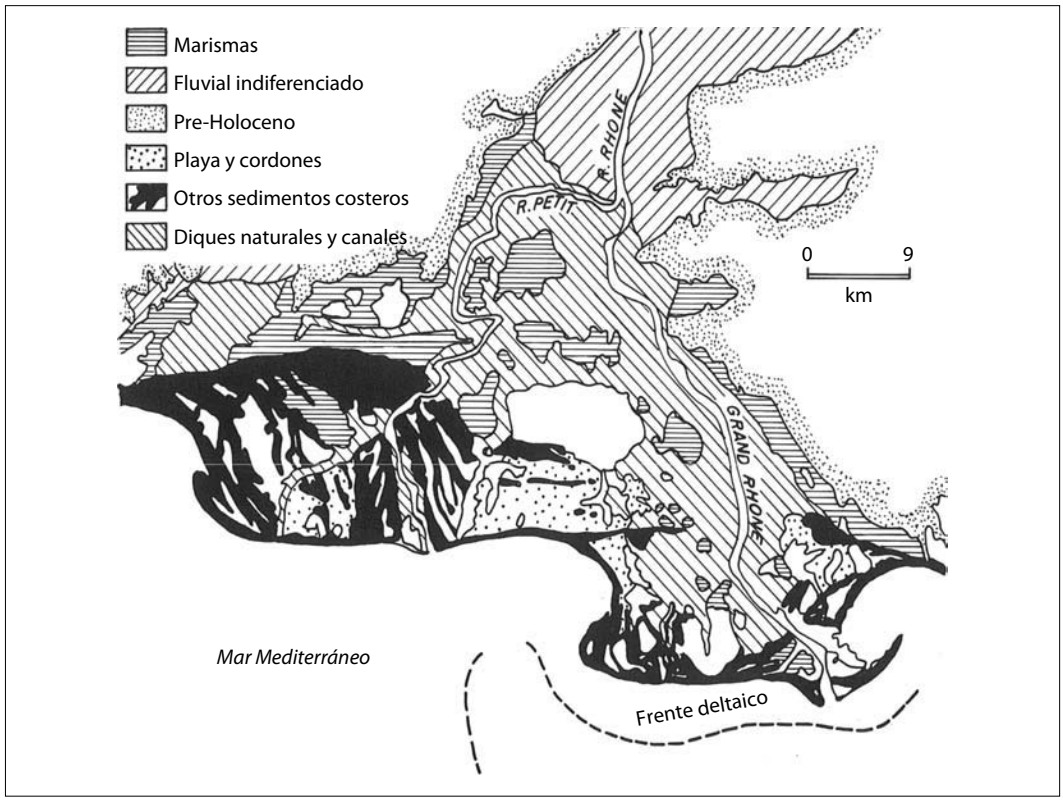


Figura 13.25. Delta dominado por la acción de las olas (río Ródano). Modificado de Fisher, *et al.*, 1969.

La sucesión sedimentaria resultante es también grano y estratocreciente (figura 13.26; Oomkens, 1967), el miembro arenoso está constituido por arenas bien clasificadas con estratificación cruzada planar o paralela, y sólo ocasionalmente se encuentran a techo los sedimentos de canal distribuidor. Tiene fauna marina.

Si la acción de las olas es más intensa, las barras de desembocadura no se forman, y la forma del delta es triangular, con una pequeña protuberancia en la desembocadura. La progradación se produce por avance de los cordones playeros sobre todo el frente, no en puntos concretos donde desemboquen canales, formando un manto de arena de gran continuidad lateral con estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo, y en ocasiones, dunas a techo, es decir, una playa clásica.

La agitación de las olas no permite la decantación tranquila y arrastra parte del material fino mar adentro, por lo que el miembro de la secuencia que representa el prodelta es más delgado. Existen estructuras *cut-and-fill* en el frente deltaico, causadas durante las tormentas. La figura 13.27 representa la sucesión sedimentaria ideal de este caso extremo (Coleman, 1976), en el río Sao Francisco, de Brasil.

En los deltas dominados por la acción de las olas, es muy raro que la forma resultante en planta sea simétrica con respecto al canal fluvial alimentador, pues la deriva costera provocada por el oleaje favorece la acumulación preferencial en uno de los segmentos (figura 13.7b). Este proceso se puede cuantificar mediante un índice de asimetría propuesto por Bhattacharya y Giosan (2003) que divide el valor neto de la deriva costera expresada en metros cúbicos de sedimento por año, por la descarga fluvial en la desembocadura del río principal, medida en millones de metros cúbicos por mes. Así, los deltas casi simétricos como el delta del Ebro (Jiménez y Sánchez-Arcillas, 1993) o el Danubio (Giosan *et al.*, 1999) tienen índices de 50-75, mientras que los muy asimétricos como el Senegal alcanzan valores de 325.

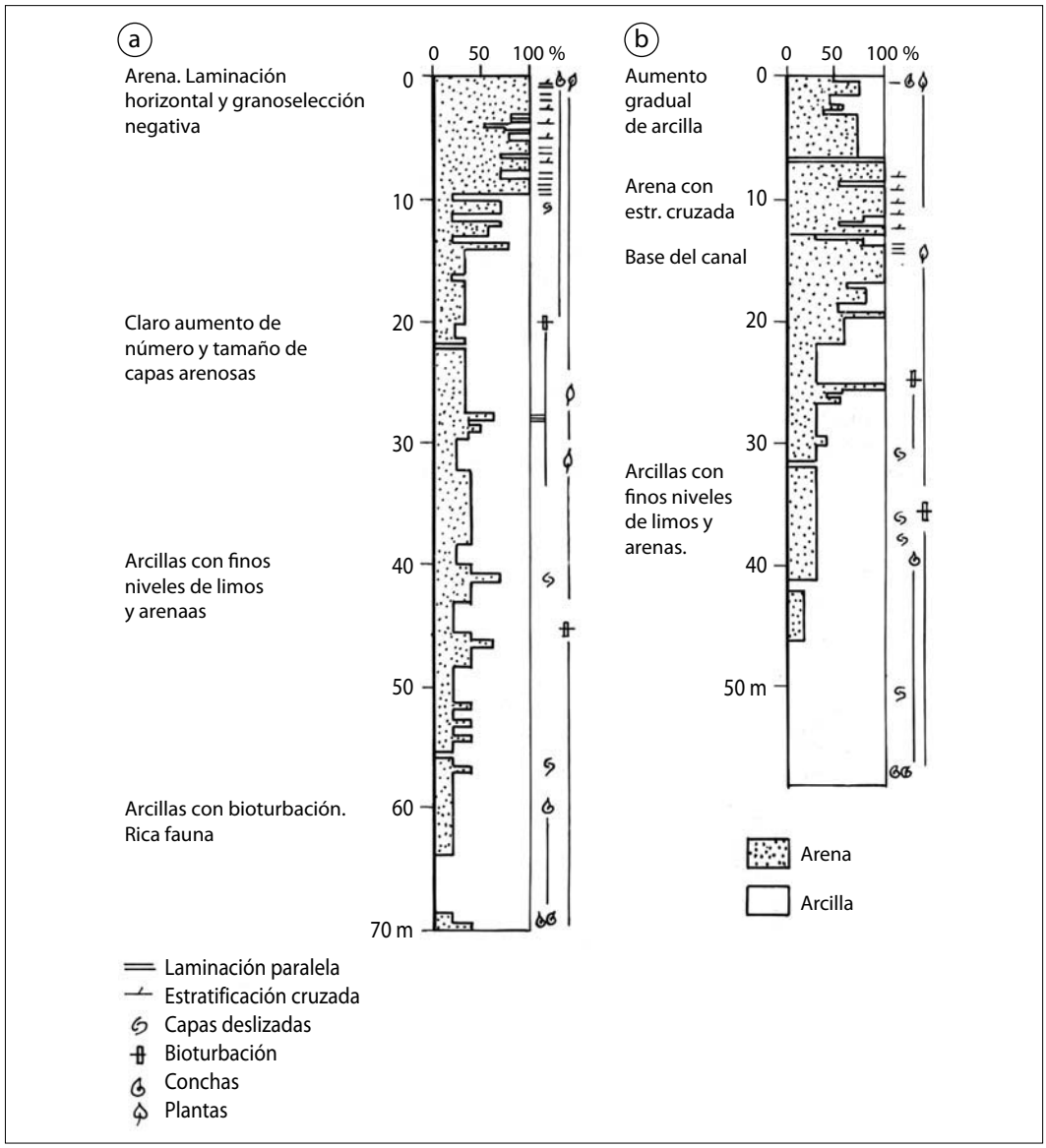


Figura 13.26. Sucesiones sedimentarias del río Ródano (dominado por la acción de las olas): a) sucesión completa coronada por cordones playeros; b) sucesión sedimentaria coronada por un canal distribuidor. Modificado de Oomkens, 1967.

Como puede verse en la figura 13.27, el miembro arenoso es idéntico al de un complejo playero, y sobre todo en series antiguas, sólo la presencia o no, de una red de drenaje importante tras el complejo podría diferenciarlo de una costa lineal clásica; estas consideraciones a escala regional no siempre son fáciles de conseguir, e incluso en la actualidad hay desacuerdos en los casos extremos sobre si complejos de playas lineales como el de Nayarit, en México, deben considerarse deltas o no.

Deltas dominados por la acción de las mareas

En zonas meso a macromareales, la acción de las mareas se deja sentir produciendo también profundas modificaciones de la sucesión sedimentaria deltaica. Los sedimentos se acumulan en barras longitudinales movidas por las corrientes mareales y fluviales (figura 13.28).



Figura 13.27. Sucesión sedimentaria ideal de un delta dominado por la acción de las olas inspirada en el ejemplo del río São Francisco. Modificado de Coleman, 1976.

Si la acción es moderada, se puede combinar con la del oleaje; el perfil del delta puede ser redondeado (Niger, Irriwadi) con numerosas bocas de canales. En el primero de ellos (Allen, 1965) hay una barra de desembocadura frente a cada una de ellas pero, como la descarga de arena del río es mínima, deben formarse por acción mareal, comportándose cada uno como un estuario. Lateralmente hay cordones playeros. La parte superior del frente deltaico está formada por una plataforma ligeramente inclinada hacia el mar, de unos 20 km de anchura y hasta 10 m de profundidad y luego comienza el talud deltaico.

La sucesión sedimentaria resultante de la progradación del delta actual tiene unos 30 m de espesor (figura 13.29). Comienza en su base por arcillas con bioturbación y fauna marina, seguida de alternancias de arenas y arcillas, y finaliza en arenas con estratificación cruzada planar o paralela (playas) cortadas por cuerpos lenticulares con estratificación cruzada de surco bipolar (canales mareales).

Quizás el mayor sistema deltaico de este tipo en la actualidad lo constituya el delta del río Chang Jiang (Yang Tze) en el SE. de China, de unos 52.000 km^2. Los sedimentos, retrabaja-

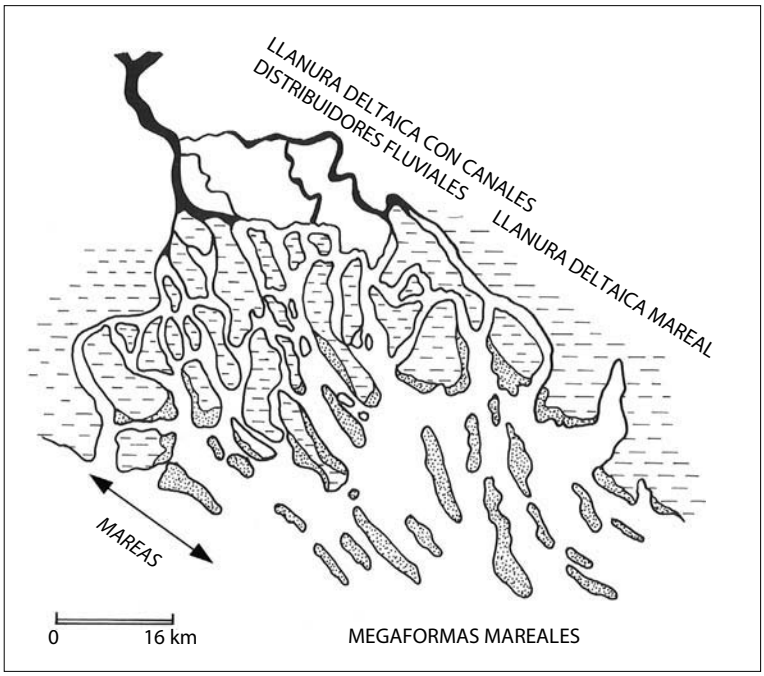


Figura 13.28. Delta dominado por la acción de las mareas (río Kikori, golfo de Papúa). Modificado de Fisher, *et al*., 1969.



dos por mareas de hasta 3 m forman barras complejas alargadas de varias decenas de kilómetros de anchura y hasta 300 km de longitud (Xu *et al.*, 1985), lo que es un caso único en la actualidad.

El otro gran río de China, el Huanghe (río Amarillo) tiene un marcado control mareal en su desembocadura, penetrando en él las corrientes mareales más de 20 km aguas arriba (Fan *et al.*, 2006). La tasa de progradación de las barras mareales de su desembocadura era de 3 km/año, pero actualmente ha descendido a 1,2 km/año por la intervención humana (p. ej., dragados, embalses).

Los autores citados demuestran, además, cómo la fuerza de Coriolis hace que las barras de desembocadura, inicialmente simétricas y los canales que las rodean, se modifiquen con el tiempo. Durante el Cuaternario, las corrientes mareales han tendido sistemáticamente a agrandar el canal del Sur y abandonar progresivamente el del Norte, que acaba relleno de sedimentos finos. En este estadio, la barra se une a la orilla norte y comienza la construcción de una nueva barra de desembocadura en el canal Sur, en posición más avanzada hacia el mar. Este proceso se ha repetido seis veces, y diferencia este delta de todos los descritos hasta ahora.

Si incrementamos progresivamente el rango mareal (de 4 a 12 m) la morfología va cambiando (Mekong, Ganges, Papua, Ord), dando lugar a una topografía compleja (Fisher *et al.,* 1969) de islas y barras longitudinales subacuáticas que separan canales distribuidores fluviales-mareales que en aislado son estuarios (figura 13.28). Un ejemplo extremo de delta dominado por la acción de las mareas es el del río Fly, en Papua-Nueva Guinea (Dalrymple, 2000; Harris *et al.*, 1993; Baker *et al.*, 1995) situado en una zona tropical húmeda, al pie de una cadena montañosa activa, tiene una carga

Figura 13.29. Sucesión sedimentaria ideal de un delta dominado por las mareas, inspirado en el ejemplo del río Ord. Modificado de Coleman, 1976.

sólida dominada por limos, arcillas y arenas muy finas restringidas al fondo de los canales distribuidores principales.

Los sedimentos se acumulan en barras longitudinales de 1,5 a 2,5 km de longitud y 3 a 10 m de altura con facies heterolíticas dominantes y numerosas superficies de reactivación. Son casi imposible de distinguir en sección vertical de megaformas similares en estuarios. Variantes de este tipo de aparato deltaico son frecuentes en el SE de Asia (Sidi *et al.*, 2003).

Las barras subacuáticas tienen en el Ord (Coleman y Wright, 1975) 2 km de largo, 300 m de ancho y 10-12 m de altura de media, y en el Ganges son aún mayores. Están cubiertas de formas menores orientadas según el flujo o el reflujo.

La sucesión sedimentaria resultante de su progradación (figura 13.29; Coleman, 1976) comienza por un cuerpo de arcillas reducido, pues el material fino no puede apenas decantarse por la energía del medio, seguido de alternancias de arenas y limos, y un potente cuerpo arenoso de decenas de metros de espesor con estratificación cruzada de surco bipolar, numerosas láminas de arcilla y superficies de reactivación, representando las barras arenosas. El techo está constituido por secuencias de granulometría decreciente que representan llanuras mareales que ocupan la llanura deltaica, y cuerpos arenosos lenticulares que las cortan (canales distribuidores).

PROCESOS DE DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIOS

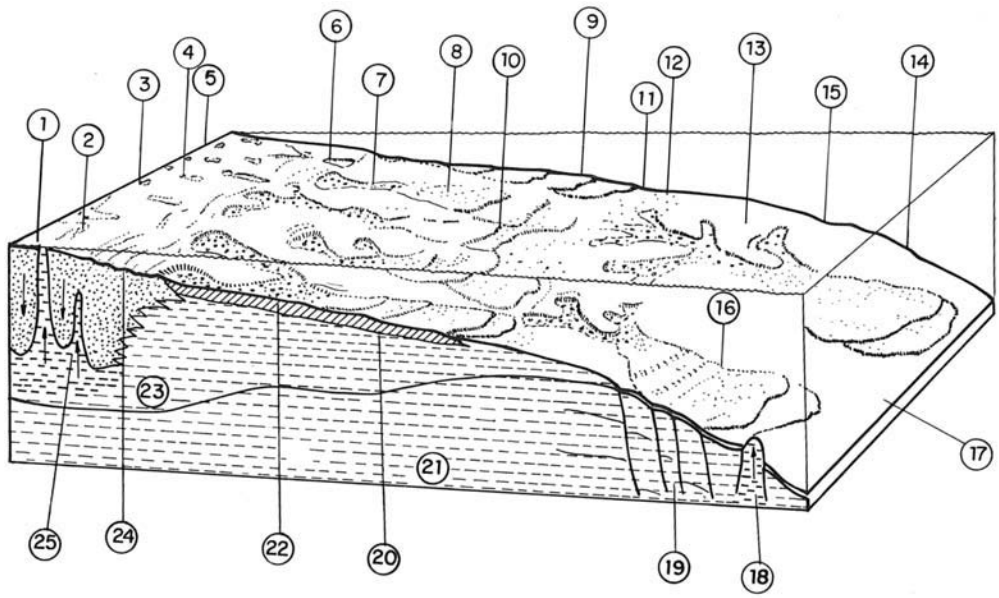
Factores de inestabilidad

Los estudios detallados de deltas actuales han mostrado que en muchos de ellos, con alta tasa de sedimentación, existen numerosas deformaciones de la acumulación original, producidas por deslizamientos y otros movimientos en masa gravitacionales. Su frecuencia es tal, que deben considerarse como otro tipo de procesos sedimentarios ligados a la sedimentación deltaica.

Estos procesos de deformación se producen en pendientes muy pequeñas, menores de 2°, y movilizan grandes cantidades de sedimentos. Coleman y Prior (1980) indican varios factores que controlan estos procesos:

1. La rápida sedimentación provoca una carga de sedimentos en la parte superior del frente deltaico frente a las bocas de los canales distribuidores.
2. Los sedimentos más gruesos (arenas) reposan sobre los finos del frente deltaico y raramente su espesor es uniforme, por lo que hay diferencias importantes de carga litostática.
3. Los sedimentos finos se encuentran sin consolidar, a causa de su rápida sedimentación, con grandes presiones de agua en los poros, lo que les da muy poca cohesión y se retarda la compactación, haciéndolas inestables mecánicamente frente a esfuerzos verticales u horizontales.
4. Existe abundante materia orgánica, cuya degradación da grandes volúmenes de gas (CH y CO_2, principalmente) que aumentan el exceso de presión en los poros y reducen aún más la cohesión. Las arcillas del frente deltaico, por tanto, tienen sobrepresión y subcompactación a profundidades superiores a 15 m.
5. Los temporales producen sobrepresiones locales en la superficie de los sedimentos.

El conjunto de factores provoca una inestabilidad generalizada que se traduce en una serie de deformaciones, esquematizadas en la figura 13.30 (Coleman y Prior, 1980). Se puede resumir en los siguientes tipos: 1) diapiros de lodo; 2) grabens sedimentarios; 3) deslizamientos; 4) depresiones de hundimiento; 5) fallas de crecimiento.



1. Diapiro de lodo.
2. Desembocadura.
3. Delizamiento de hundimiento.
4. Deslizamiento alargado.
5. Bahía intercanales.
6. Deslizamiento retrogradante.
7. Cauce de deslizamiento.
8. Fondo marino sin modificar.
9. Lóbulos superpuestos.
10. Lóbulos contiguos.
11. Escape de gas y lodo.
12. Elevaciones por sobrepresión.
13. Fondo marino sin modificar.
14. Falla normal profunda.
15. Deslizamiento de borde.
16. Falla de borde.
17. Talud continental.
18. Diapiro de lodo.
19. Fallas de crecimiento.
20. Basa ondulada.
21. Limos y arcillas Pliocenos.
22. Sedimentos modificados.
23. Arcillas de prodelta.
24. Deslizamiento periférico.
25. Deslizamiento emergente.

Figura 13.30. Diversas deformaciones sinsedimentarias en el frente deltaico; inspirado en el caso del río Mississippi. Modificado de Coleman y Prior, 1980.

Tipos de deformación

Diapiros de lodo

La geometría lenticular de muchos cuerpos de arena en la parte superior del edificio deltaico produce una carga diferencial sobre el frente deltaico y el prodelta (densidad de la arena ~2,1, densidad de la arcilla ~1,7).

La sobrepresión se libera mediante movimientos en la horizontal de los sedimentos finos hasta zonas de menor carga, produciéndose el ascenso diapírico de masas de limos y arcillas. En planta son formas alargadas, que pueden ascender hasta 200 m en menos de 20 años, llegando a veces a la superficie de la llanura deltaica o a la parte superior del frente deltaico.

Los diapiros están formados por depósitos de frente deltaico, deformados por fallas normales e inversas y pequeños anticlinales, con zonas brechificadas, pero que conservan la estratificación original, pues no se licuefactan por completo.

Los escapes de gas pueden utilizar estas estructuras, formando volcanes de barro asociados a las fracturas que los limitan.

El diapirismo modifica la geometría de las barras de desembocadura; en lugar de cuerpos alargados y uniformes se dan zonas localizadas de subsidencia mayor, donde las arenas pueden duplicar su potencia, separadas entre sí por otras áreas más alargadas en las que la sedimentación de las mismas es mínima.

Siempre existe una relación estrecha entre barras de desembocadura y diapiros de lodo, desplazándose éstos hacia la cuenca según prograda las primeras.

Hay casos (Níger, Magdalena) donde los diapiros se forman en zonas mucho más alejadas, a varios kilómetros de la desembocadura, lo que implica desplazamientos laterales importantes en el talud deltaico, y forman elevaciones rectilíneas en el mismo (Weber y Daukoru, 1975).

Las arcillas de los diapiros contienen fauna (y microfauna) marina normal, pues proceden de las zonas más distales del delta, lo que permite diferenciarlas de otras arcillas del complejo deltaico, como depósitos de bahías, tanto en afloramientos actuales como en series antiguas.

Grabens sedimentarios

Se han reconocido estructuras rectilíneas deprimidas en unos pocos metros de profundidad (Roberts *et al.,* 1980b) que fueron interpretadas en primer lugar como cicatrices de deslizamientos subacuáticos, pero recientes perfiles sísmicos han demostrado que esto no es posible.

Las depresiones se forman básicamente frente a las bocas de los canales en el frente deltaico, y tienen 3 a 25 m de profundidad, 500 a 700 m de anchura y 8 a 10 km de largo. Las paredes están muy inclinadas y tienen trazas de arrastre en la vertical, mientras que el fondo es plano y los sedimentos están horizontales.

Se interpretan en la actualidad como estructuras tensionales (grabens) originadas por deslizamiento profundo de arcillas del prodelta y frente deltaico, durante la formación de los diapiros de lodo y liberación súbita del esfuerzo con la formación de fallas normales que llegan a cortar la superficie del frente deltaico.

Deslizamientos

Los materiales del frente deltaico pueden moverse en masa desde las cercanías de las bocas de los canales con pendientes inferiores a 1°.

En la cabecera del movimiento se forman una serie de fracturas tensionales curvas que, vistas en sección responden a planos de fractura cóncavos que se unen en la base del deslizamiento, que es casi horizontal (figura 13.31).

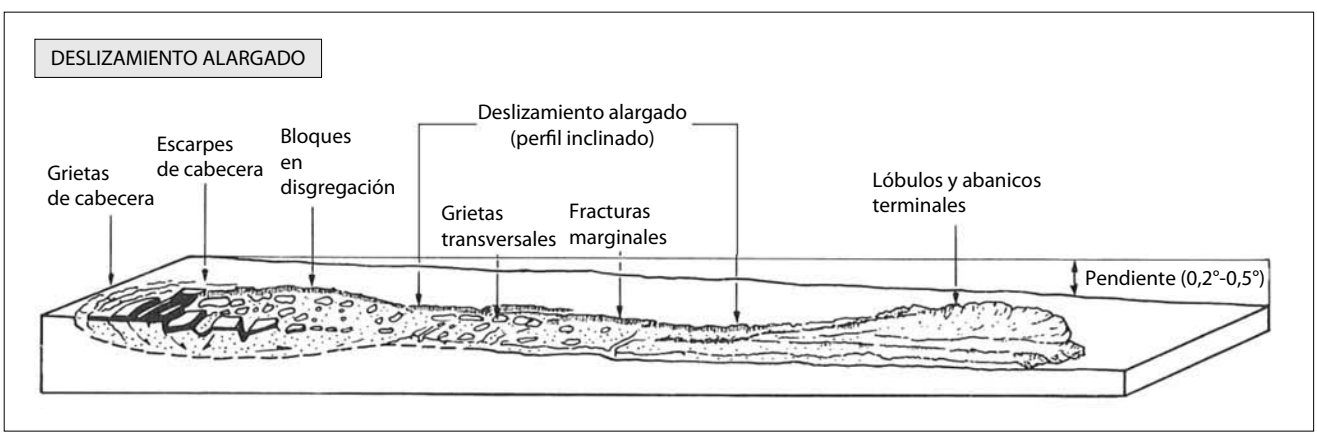


Figura 13.31. Depósitos de un deslizamiento de frente deltaico bien desarrollado. Modificado de Coleman y Prior, 1980.

Los bloques afectados por el movimiento se deslizan pendiente abajo y rotan dando a la zona de cabecera un aspecto de escalera. Los bloques conservan inicialmente su estructura interna. Más allá, los bloques se disgregan parcialmente, dando una topografía muy accidentada. La masa en movimiento puede alcanzar 35 m de espesor (Coleman y Prior, 1980).

Si el fenómeno continua, pueden formarse zonas deprimidas de cabecera en el sector del que parte el material deslizado, dando lugar a un canal estrecho de paredes muy inclinadas y trazas sinuosas y una zona de acumulación en la que se apilan sucesivos lóbulos (figura 13.31).

Los canales pueden unirse, dando una topografía compleja y están rellenos por material caótico y bloques de tamaño variable, procedentes tanto de la cabecera como de las paredes.

El tipo de flujo es el de un *debris flow,* con abundante matriz arcillosa, y, como los bloques se mantienen mucho tiempo, debe desplazarse en condiciones laminares.

En la zona distal se acumulan las sucesivas descargas en formas positivas (lóbulos) casi planas en el techo y con un frente abrupto, donde se detuvo el movimiento. Si los deslizamientos son frecuentes, pueden coalescer, dando un anillo continuo en el prodelta, pero en otros casos conservan claramente su individualidad.

La estructura interna de estos depósitos están poco estudiados, aunque parece que están formados por capas con techo y base planas, y en el interior, bloques de sedimento más o menos deformados incluidos en una masa arcilloso-limosa.

La vida activa de estos deslizamientos es variable; algunos se han movido más de 100 m por año, estabilizándose en 4 o 5 años y rellenándose la depresión y canal de cabecera, de donde procedían los sedimentos deslizados; en otros casos se ha comprobado que los deslizamientos continúan activos 15 años después de formarse, propagándose la fracturación inicial hacia las desembocaduras, de forma retrogradante.

Se ha calculado que el 40% del material que descarga el Mississippi por sus bocas sufre este proceso; como estas áreas tienen intensa utilización humana (canales de navegación, plataformas petrolíferas y de extracción de azufre y sales, obras públicas importantes) y los deslizamientos provocan catástrofes con grandes pérdidas, es uno de los fenómenos más estudiados en la actualidad. Se ha demostrado que estas actividades humanas provocan cargas diferenciales en sedimentos inestables (sobrepresión y subcompactación acusadas), especialmente el emplazamiento de pilares de puentes o plataformas petrolíferas y los vertidos de residuos. Los sedimentos se reajustan a las nuevas condiciones liberando fluidos (agua y gases connatos), lo que provoca hundimientos localizados o el inicio de deslizamientos.

Depresiones de hundimiento

Se dan en las bahías intercanales distribuidores principalmente, zonas de sedimentación más lenta que el resto del complejo deltaico, o frente a ellas en el frente deltaico.

Son formas cerradas, circulares u ovoidales, de hasta 100 m de diámetro, con bordes escarpados y desniveles de hasta 3 m. El fondo está recubierto de un caos de bloques y es aproximadamente horizontal.

Su origen es claramente de colapso, pues no hay movimientos en la horizontal en este área. Pueden deberse a reajustes tras desplazamientos de arcillas en profundidad; otra posibilidad es un reajuste tras el escape de gases y agua de los sedimentos de la bahía, en los que son muy ricos, seguidos de colapso por disminución de volumen, es decir, se alivia una sobrepresión interna local.

Fallas de crecimiento

Son fallas normales, lístricas, de planta curva, cuya inclinación, vista en un plano vertical pasa de ser casi vertical a horizontal en su extremo distal, situado hacia mar abierto. Su prin-

cipal característica es que el salto máximo se sitúa en su parte media, mientras que es mínimo en la cabecera (figura 13.32; Busch, 1975). El salto llega a ser de más de 1.000 m en fallas bien desarrolladas. El espesor de arena es mucho mayor en el labio hundido que en el levantado, y la rotación de este bloque produce suaves anticlinales *(rollovers)* acompañados a veces de fallas antitéticas. Son, por tanto, excelentes trampas de hidrocarburos (Busch, 1975; Rider, 1978; Crans *et al.*, 1980; Mandl y Grans, 1981). En ocasiones la parte superior de la falla se tiende, dando al conjunto un aspecto sigmoidal (Edwards, 1976). Todas estas fallas son sinsedimentarias, desarrollándose según se acumulan sedimentos en el frente deltaico y prodelta.

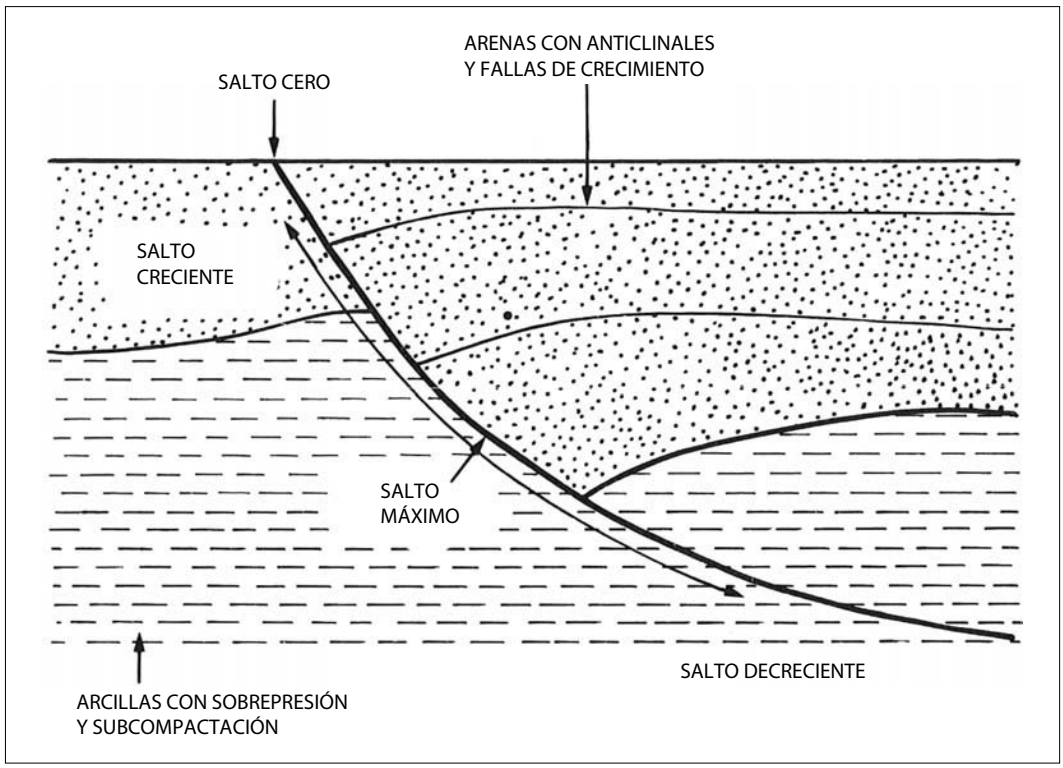


Figura 13.32. Falla de crecimiento en sección perpendicular. El salto máximo se encuentra en la parte media y las arenas se engrosan en el labio hundido. Modificado de Busch, 1975.

Su origen está aún en discusión, pero la teoría más aceptada en estos momentos (Crans *et al.*, 1980; Mandl y Crans, 1981) se basa en que, cuando un sedimento sin compactar se deposita sobre una pendiente, aunque sea pequeña, el peso desarrolla una componente paralela a dicha superficie. Si se compensa mediante la resistencia a la cizalladura del sedimento no hay movimiento, e incluso al progresar la sedimentación, el peso va aumentando y la resistencia también si hay compactación, pues ésta surge de los contactos intergranulares. Si no existe compactación los fluidos y gases en los poros crean una sobrepresión que reduce la resistencia, con espesores de sedimentos pequeños (unos 10 m). Estas condiciones favorecen el deslizamiento horizontal como hemos visto anteriormente. Uno de los mejores ejemplos de esta deformación extensional sinsedimentaria ha sido descrita en la zona proximal del delta del río Níger, en sus zonas subaéreas y de plataforma continental *(delta plain)* mediante numerosos y precisos registros sísmicos y eléctricos (Beka y Oti, 1995; Stacher, 1995; Hooper *et al.*, 2002; Corredor *et al.*, 2005; Back *et al.*, 2006). Las fallas de crecimiento se asocian en sistemas conjugados con anticlinales de crecimiento *(roll-over anticlines)* que dan lugar a trampas petrolíferas importantes (figura 13.33).

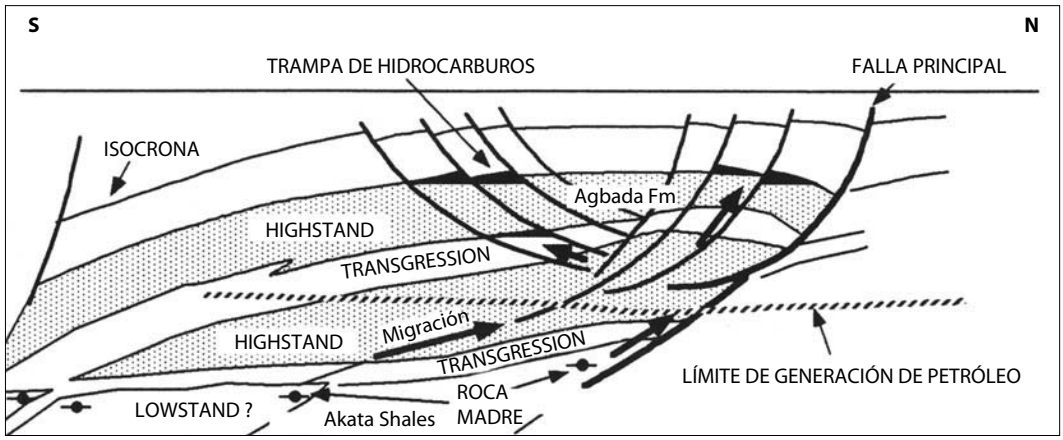


Figura 13.33. Trampas de hidrocarburos asociadas a las fallas de crecimiento del delta del Níger y posición estratigráfica de la roca madre. Modificado de Stacher, 1995.

La componente horizontal del peso alcanza un valor que inicia un deslizamiento a favor de la capa con sobrepresión, desarrollándose un plano de fractura cóncavo que se hace horizontal (falla lístrica). El espacio vacío provocado por el deslizamiento y la rotación en el labio hundido se rellena de sedimento que causa nuevos desequilibrios y el proceso continúa (figura 13.34; Rider, 1978), con un movimiento horizontal, resultante del deslizamiento pelicular gravitacional y de extensión.

Otro factor que colabora en la creación de las fallas de crecimiento es el hecho de que las arenas del techo de la secuencia deltaica son más densas que las arcillas sobre las que yacen. Como su geometría en el extremo es cuneiforme, hay diferencias de presión sobre la capa inferior, que dan lugar a una presión en la horizontal, que se libera provocando un movimiento hacia adelante de las arcillas y las capas superiores.

Este funcionamiento explica que el salto aumente con profundidad y que el espesor de sedimentos varíe a ambos lados del plano de falla.

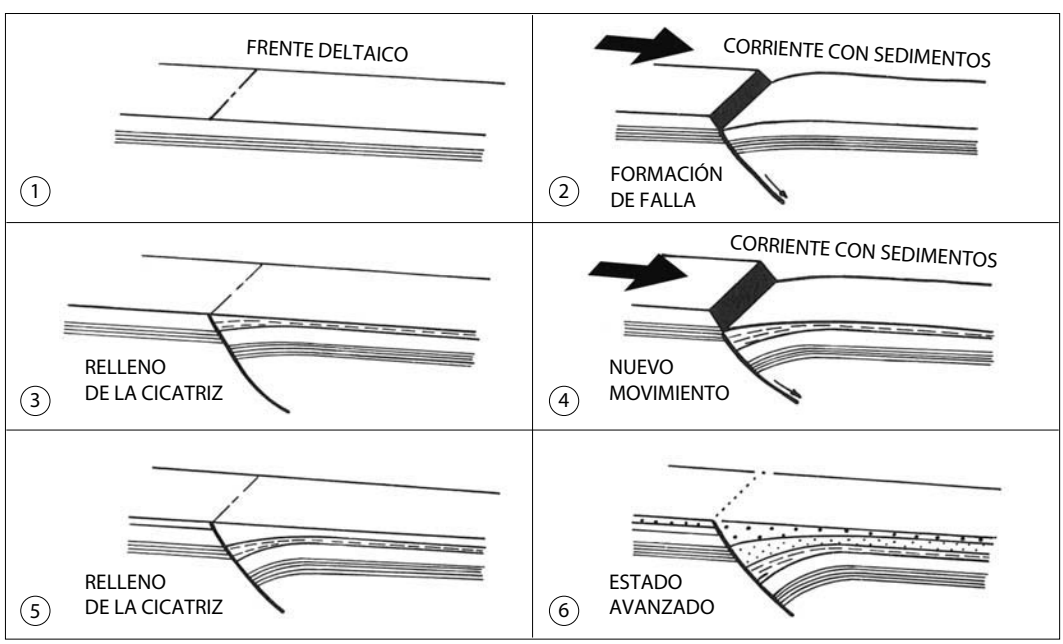


Figura 13.34. Evolución de una falla de crecimiento y depósitos asociados. Modificado de Rider, 1978.

Las fallas de crecimiento modifican profundamente la geometría original de los cuerpos deltaicos, al originar pequeños depocentros y áreas elevadas; alcanzan hasta 7 km de profundidad y el salto máximo puede pasar de 1 km (Weber y Daukoru, 1975; Evamy *et al.,* 1978). La modificación puede ser tan importante que llega a ser imposible la correlación de cuerpos arenosos entre dos fallas adyacentes.

Las fallas de crecimiento se sitúan frente a las barras de desembocadura; aunque su actividad es prolongada, su movimiento se hace más lento al progradar el delta y se ven sustituidas por otras nuevas situadas hacia mar abierto.

Se ha reconocido tanto en deltas actuales (Busch, 1975; Roberts *et al.*, 1980*;* Mandl y Crans, 1981) como antiguos (Klein *et al.,* 1972; Edwards, 1976; Chisholm, 1977; Rider, 1978) (figura 13.35). La extensión total creada en la parte proximal del delta (p. ej., Back *et al.*, 2006) tiene que ser compensada volumétricamente en la parte distal del complejo para que se conserven los volúmenes iniciales de cada una de sus partes. Sin embargo, sólo recientemente, se han descrito importantes estructuras compresivas en la parte distal del talud deltaico y del prodelta en el complejo del río Níger (figura 13.36 y 13.37; Hooper *et al.*, 2002; Bilotti y Shaw, 2005; Corredor *et al.*, 2005; Briggs *et al.*, 2006). Es muy instructivo comparar los cortes estructurales de estos artículos con el de Stacher (1995) para la misma zona, donde las estructuras compresivas están ausentes.

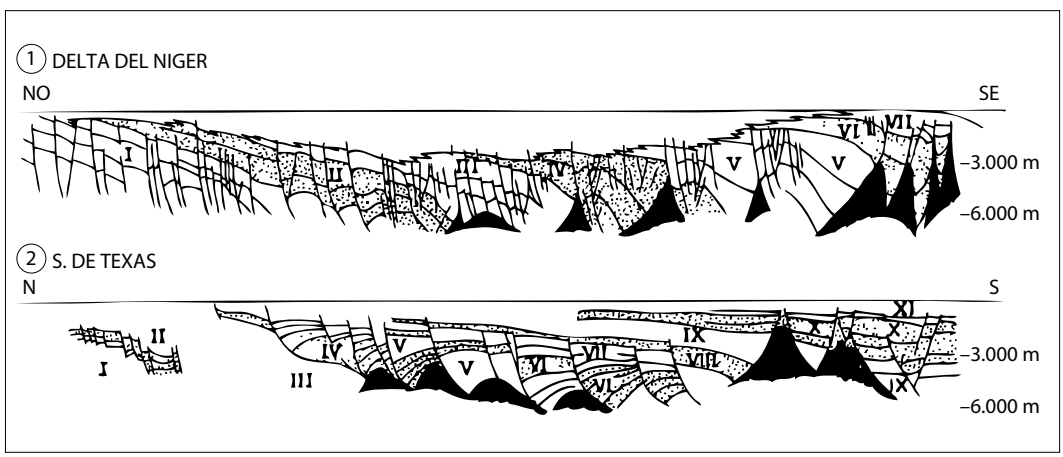


Figura 13.35. Fallas de crecimiento en 1) el delta actual del río Níger y 2) en el Eoceno de Texas. Modificado de Rider, 1978.

Por inestabilidad gravitatoria de la parte proximal del delta en extensión, se crea una superficie de despeque en una potente formación arcillosa en la base del complejo sedimentario deltaico, que transfiere los esfuerzos a través de una zona con diapiros de lodo deformada, a dos cinturones de estructuras cabalgantes imbricadas en la zona más distal del complejo deltaico.

La geometría de estos cabalgamientos y los sedimentos contemporáneos a la deformación se detallan en las figuras 13.36 y 13.37. Un esquema similar se encuentra en el río Baram, Borneo (Hiscott, 2003).

FASE DE ABANDONO DE UN DELTA

Los deltas tienen una fase constructiva mientras los canales distribuidores les proporciona sedimentos y progradan, pero si éstos cambian de posición (avulsión), pasan a una fase destructiva.

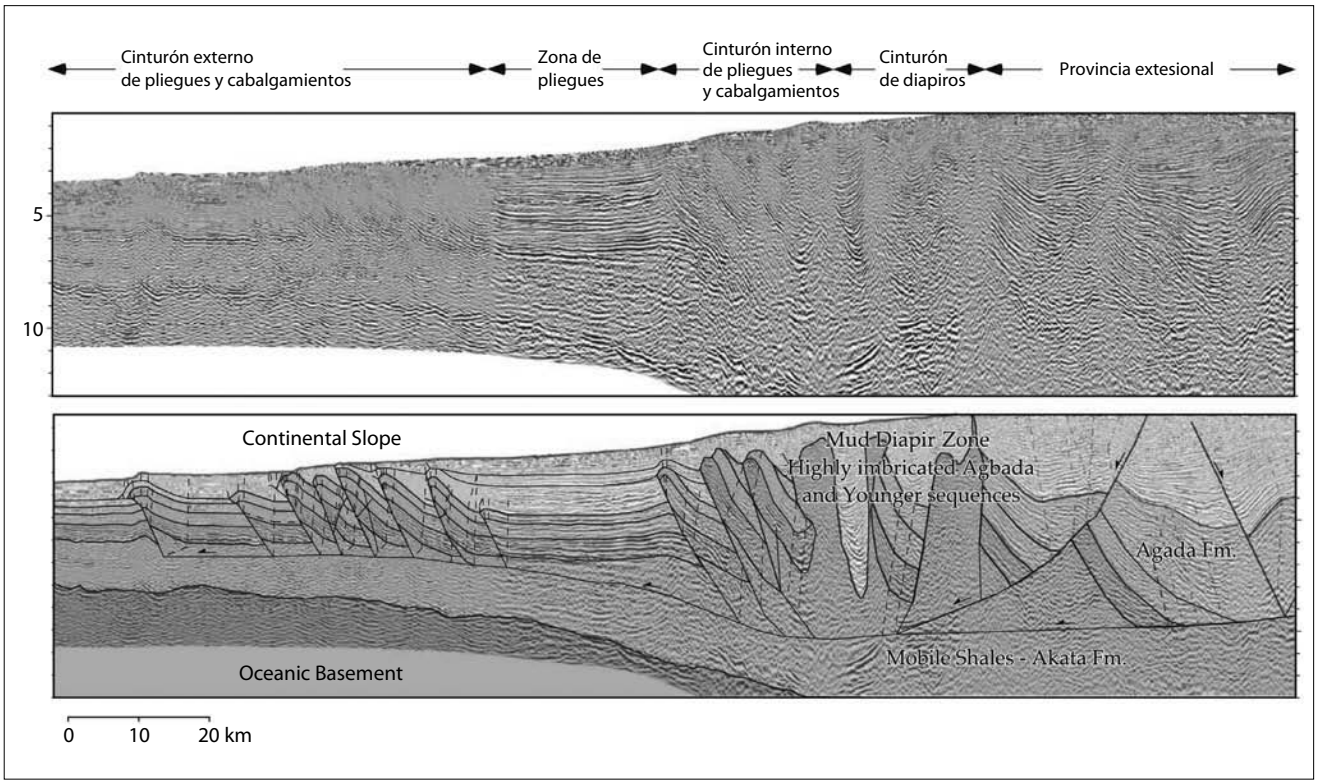


Figura 13.36. Perfil sísmico del Delta del Níger a) sin interpretar e b) interpretado, mostrando la relación entre la provincia extensional situada en la plataforma y la zona de contracción en el sistema de cabalgamientos en el sector marino profundo. Modificado de Corredor *et al.*, 2005.

Los canales distribuidores tratan de encontrar cursos que les lleven a la cuenca de recepción por el camino más corto, por lo que, al progradar sobre la cuenca el complejo deltaico, éstos se van alargando y perdiendo gradiente, hasta que llega un momento en que, normalmente tras una época de inundación, un derrame lateral puede convertirse en el nuevo curso activo, edificando un nuevo delta. Este proceso no es instantáneo pero sí rápido.

Cuando ha ocurrido la avulsión cesa la progradación; los procesos como oleaje y mareas incrementan su acción y el propio peso de los sedimentos comienza la compactación de los sedimentos saturados en agua. Están bien estudiados, entre otros, los diversos lóbulos formados en la desembocadura del Mississippi en los últimos 6.000 años (Frazier, 1967; Fisher y McGowen, 1969).

Las olas retocan el borde de la llanura deltaica, ahora sumergida, y forman islas-barrera que separan una bahía muy poco profunda desarrollada sobre la antigua llanura deltaica del mar abierto. En la bahía hay sedimentación de arcillas y limos, muy lenta, con fauna salobre y/o marina, desarrollándose a veces biohermos de ostreidos.

Como las islas-barreras retroceden, dan lugar a una secuencia típica de abandono, que corona el edificio deltaico, y que puede tener entre 4 y 6 m de espesor:

- base: arcillas y limos muy bioturbados, con fauna salobre, muchas veces en posición de vida y abundante materia orgánica;
- cicatriz erosiva que marca el paso de las islas-barrera;
- arenas con estructuras de playa, pasando gradualmente a
- arcillas y limos laminados con fauna marina de plataforma.

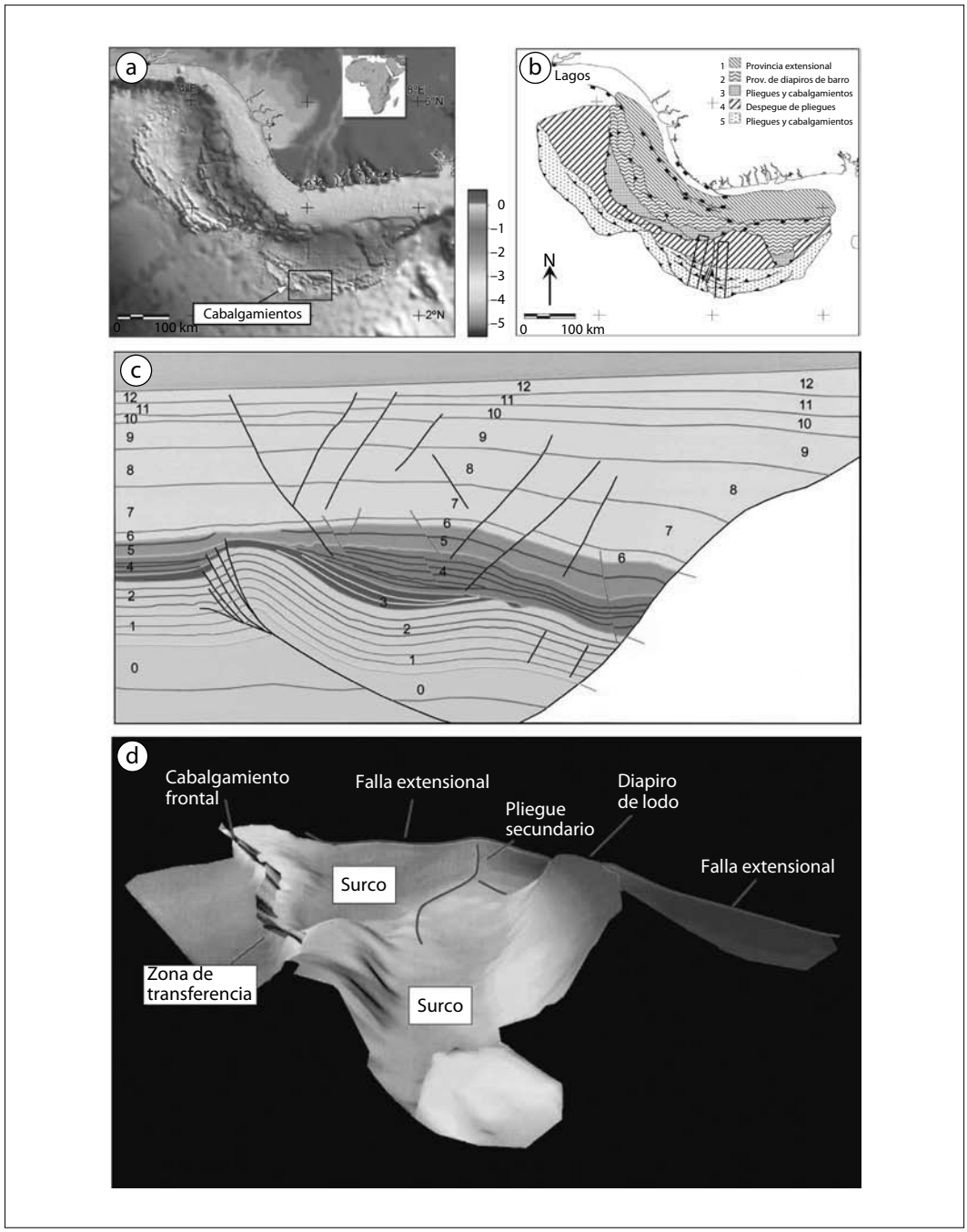


Figura 13.37. a) Imagen batimétrica de alta resolución del delta del Níger (escala vertical de color en km de profundidad); b) distribución espacial de los principales dominios estructurales del delta del Níger. Modificado de Corredor *et al.*, 2005; c) sección sísmica interpretada en el cinturón de pliegues del delta del Níger mostrando la división cronoestratigráfica (0-12). Nótese la presencia de dos episodios estructurales diferentes; uno inferior compresivo, y uno superior distensivo (modificado de Hooper *et al.*, 2002); d) modelo 3-D del sistema estructural de pliegues, cabalgamientos, fallas normales y diapiros de lodo desarrollados en el delta del Níger. Modificado de Hooper *et al.*, 2002.

El período de abandono de un delta depende de la velocidad de aporte, de la pendiente de la plataforma sobre la que se edifica y de la subsidencia general. Si la sedimentación es abundante, las avulsiones serán frecuentes, pues los lóbulos progradan rápidamente; una pendiente suave también favorecerá las avulsiones repetidas, al igual que una subsidencia lenta.

La parte subaérea del delta queda cubierta de vegetación si el clima lo permite, formándose extensas turberas de hasta varios miles de km^2 de superficie, que pasan lateralmente a sedimentos finos marinos muy someros pero con abundante fauna.

Hay que destacar que la fase de abandono puede ser mucho más larga que la activa, y que los pocos metros de las facies descritas, por tanto, representen un período de tiempo considerablemente más largo que el necesario para edificar el delta activo.

El juego de estos factores será el responsable de la arquitectura final de las megasecuencias deltaicas.

SISTEMAS DELTAICOS ANTIGUOS

Introducción

La popular clasificación triangular de deltas que diferencia entre deltas dominados por el oleaje, por las mareas y por la acción fluvial (Galloway, 1975) se basó en el conocimiento de los regímenes fluviales, de oleaje y mareales actuales así como en la forma en planta de estos sistemas cuaternarios (Gani y Bhattacharya, 2007).

Esta clasificación basada en el estudio de sistemas deltaicos actuales ha sido extrapolada al estudio de sistemas deltaicos antiguos. Este hecho fuerza la adscripción de los sistemas sedimentarios antiguos, a partir del estudio del registro sedimentario, a un modelo desarrollado a partir de observaciones de sistemas deltaicos actuales. Por tanto, lo que nació siendo un ejercicio de actualismo se ha convertido en una simplificación que no ha considerado la variabilidad espacial y temporal de los procesos que controlaron la evolución de los sistemas deltaicos antiguos.

Tanto estudios recientes sobre sistemas deltaicos cuaternarios (p. ej., Rodríguez *et al.*, 2000) como estudios de sistemas deltaicos antiguos (p. ej., Gani y Bhattacharya, 2007), ponen en tela de juicio la idea clásica de que la geometría en planta del sistema deltaico, indica el proceso dominante en el desarrollo del delta (p. ej., dominio de la acción fluvial, oleaje o mareas).

Por otra parte, la idea clásica de que la «secuencia sedimentaria tipo» de un sistema deltaico indicará la naturaleza del proceso dominante en la construcción del mismo, obvia la variabilidad lateral de los sub-ambientes sedimentarios y la architectura estratigráfica resultante de una interacción más compleja entre los controles alocíclicos que controlan estos sistemas.

Teniendo en cuenta estas premisas Porębski y Steel (2006) presentan una nueva clasificación de deltas basada en la posición que ocupa el sistema deltaico en la plataforma como consecuencia de las variaciones del nivel del mar relativo. Según Porębski y Steel (2006), como consecuencia del desplazamiento del nivel del mar relativo a lo largo de la plataforma (desde la parte más interna de la plataforma hasta su borde) y a lo largo del tiempo, se produce un conjunto de tipos de deltas (figura 13.38) que son:

1. *Inner-shelf (shoal-water) deltas*.
2. *Mid-shelf deltas*.
3. *Shelf-margin deltas.*
4. *bayhead delta*.

Las principales características de estos sistemas deltaicos según Porębski y Steel (2006) están resumidas en la tabla 13.2.

Con todo ello, a comienzo del siglo XXI nos encontramos casi sin estudios que indiquen cómo cambian lateralmente las facies de los sistemas deltaicos y casi sin ningún ejemplo que documente la arquitectura de facies a escala de capa (Gani y Bhattacharya, 2007).

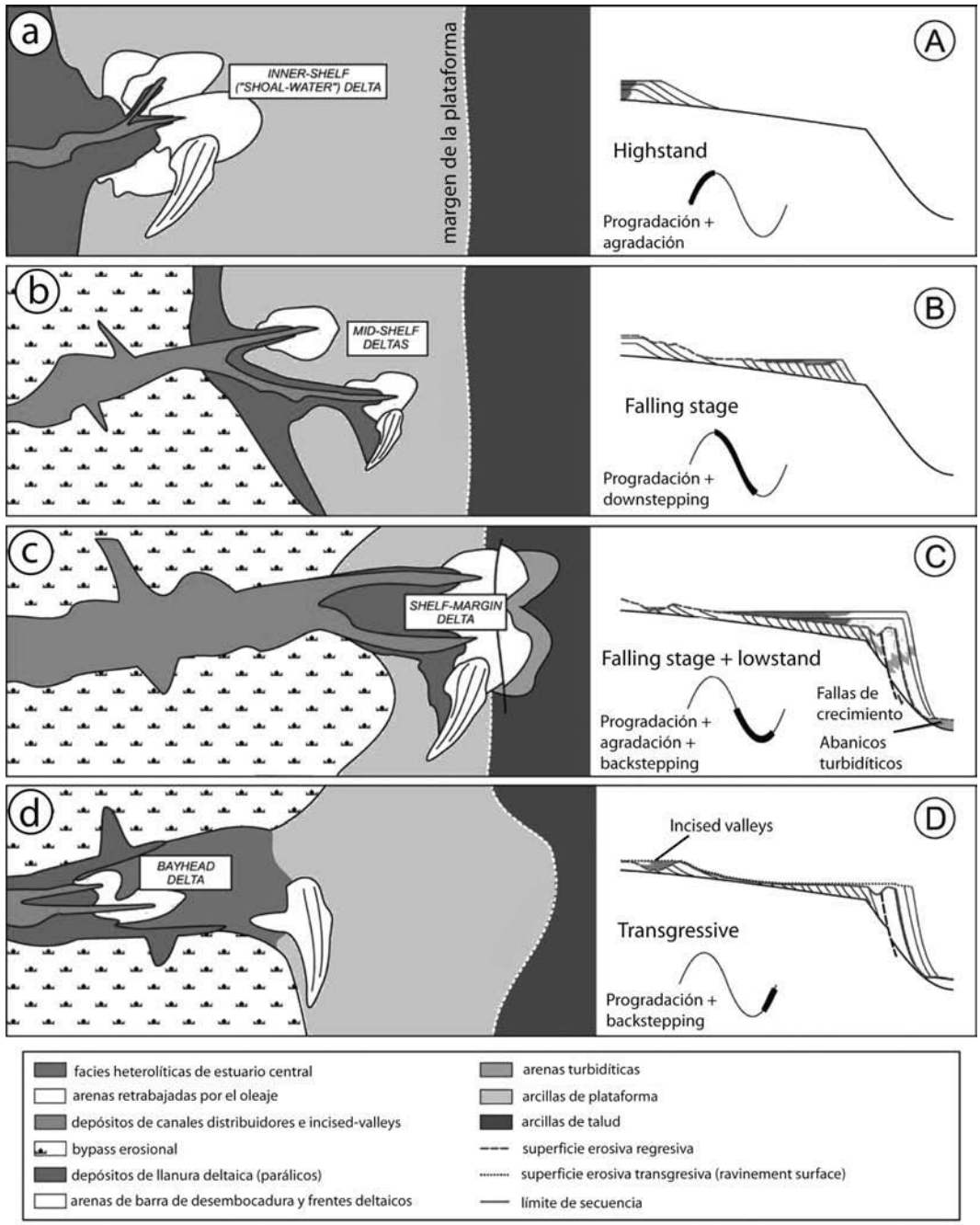


Figura 13.38. a-d) Clasificación de sistemas deltaicos en función de la posición que ocupa el delta en la plataforma, en función de las variaciones del nivel del mar relativo e) modificado de Porębski y Steel, 2006.

INNER-SHELF DELTAS (figura 13.38a)	MID-SHELF DELTAS (figura 13.38b)	SHELF-MARGIN DELTAS (figura13.38c)	BAY-HEAD DELTAS (figura13.38d)
Desarrollo significativo de depósitos parálicos. Desarrollados en aguas someras, generándose clinoformas sigmoidales muy alargas. La proximidad del delta al área fuente, resulta en altas tasas de aporte sedimentario y de agradación. En función de los procesos dominantes, los depósitos de las barras de desembocadura del frente deltaico varían: • Dominio fluvial: hiperpicnitas heterolíticas. • Dominio de olieaje: estratificación cruzada *hummocky*. • Dominio de las mareas: barras heterolíticas. La convinación de una elevada tasa de sedimentación, la abundancia de arcillas no compactadas y una pendiente baja, genera deformaciones a nivel de capa. El frente deltaico se desarrolla en la plataforma interna donde los depósitos turbidíticos potentes están ausentes dada la profundidad de agua limitada, la baja pendiente y la rápida subsidencia de las arenas de las barras de desembocadura en sedimentos de grano fino de las baías interdistributarias. Las altas tasas de acomodación en estos deltas generan un grado significativo abulsión lateral de los lóbulos deltaicos, que da lugar a potentes y extensos frentes deltaicos lobulares formadas por unidades de barras de desembocadura y baías interdistributarias apiladas en la vertical.	Deltas formados durante períodos de bajada del mar relativo. El desarrollo de estos deltas genera cuerpos poco potentes, distribuidos de forma dispersa y con clinoformas de escasa inclinación. Estas clinoformas suelen aparecer truncadas por una superficie de erosión transgresiva y quedar cubiertas por arcillas de plataforma abierta. La baja tasa de acomodación favorece la estabilización de los canales distribuidores mediante un incremento en la incisión, dando lugar a lóbulos deltaicos separados entre sí. La exposición de la plataforma favorece el retrabajamiento de sedimento, que pasa hasta la parte distal del sistema, dando lugar a un aumento en la inclinación del frente deltaico al alcanzar zonas más profundas de la plataforma media. En el toeset de los deltas se procuden corrientes turbidíticas, grainflows y otros flujos de gravedad de alta concentración. Bajo potencial de presevación en el registro sedimentarios.	Deltas desarrollados en el borde de la plataforma como consecuencia de una bajada del nivel del mar relativo hasta este punto. Desarrollan clinoformas de gran amplitud y longitud. Los sectores más proximales de las clinoformas llegan a tener 6°-8° de inclinación y están formadas por areniscas de barras de desembocadura potentes. Los sectores más distales de las clinoformas presentan menor inclinación (3°-4°) y muestran facies más heterolíticas. En estos sectores más distales se desarrollan lóbulos turbidíticos estratocrecientes (5-15 m de espesor) formados por sand sheets turbidíticos (<60 cm de espesor), chutes estrechos y profundos rellenos por capas turbidíticas masivas así como lóbulos con frentes inclinados en las terminaciones de los *chutes*. Los frentes deltaicos están sometidos a flujos hiperpícnicos generados por la respuesta del flujo fluvial a la elevada pendinete del frente deltaico. La totalidad del sector de mayor pendiente del delta puede verse afectada por procesos gravitacionales y fallas de crecimiento. Si el nivel del mar relativo baja por debajo del borde de la plataforma, dando lugar a la conexión entre los valles incididos en la plataforma y las pendientes de los cañones submarinos, se produce un aumento en el aporte de arena turbidíticas a la cuenca.	Estos deltas se desarrollan en la parte más proximal de estuarios e *incised valleys,* habitualmente en respuesta a una transgresión. Deltas relativamente pequeños y con forma de embudo. La localización de estos deltas dentro de los estuarios protege a éstos de la acción del oleaje y aumenta la influencia de las mareas sobre el sistema. Los foresets presentan una baja inclinación y facies heterolíticas, formadas principalmente por *ripples* que en sus sectores proximales aparecen cortados por areniscas de canales distribudores someros. Los foresets de los deltas en sus sectores distales muestran facies de grano fino, desarrolladas en aguas salobres e influenciadas por las mareas.

Tabla 13.2. Principales características de los tipos de delta diferenciados por Porębski y Steel (2006).

Los controles alocíclicos que controlan la dinámica sedimentaria de los sistemas deltaicos interactúan de forma conjunta durante la evolución de dicho sistema. Determinar, por tanto, el papel relativo de cada uno de estos controles (clima, tectónica, eustatismo) no es una tarea sencilla ni posible en muchos casos. En determinadas circunstancias, uno de estos controles externos al sistema sedimentario ejerce una influencia mayor sobre el mismo. A continuación se presentan dos ejemplos de sistemas deltaicos antiguos en los que el estudio detallado de los mismos permite determinar como las variaciones glacioeustáticas (Galloway, 2001) y la tectónica sinsedimentaria (Mortimer *et al.*, 2005) ejercen un control sobre la distribución espacial de las asociaciones de facies y sobre la arquitectura estratigráfica del sistema deltaico.

Variabilidad temporal y espacial de los sistemas deltaicos. Controles sedimentarios

Glacioeustatismo

Los sistemas deltaicos constituyen sistemas sedimentarios complejos, en los que la gran variedad de procesos que controlan la sedimentación genera una gran variabilidad espacial y temporal de facies. El Cenozoico de la cuenca del golfo de México Occidental *(GOM Basin)* ofrece un ejemplo único en el análisis de la evolución temporal de un sistema sedimentario deltaico, mantenido a lo largo de 60 millones de años (Galloway, 2001).

El registro sedimentario de este sistema está organizado en 18 secuencias genéticas formadas por cuerpos arenosos agradantes y progradantes, constituidas por sedimentos deltaicos e interdeltaicos (sistemas litorales no-deltaicos) coetáneos. Cada secuencia está separada por superficies de inundación correlacionables a escala regional. Galloway (2001) cuantifica e interpreta la evolución temporal y espacial de este sistema. Para ello construyó mapas paleogeográficos de cada una de las 18 secuencias genéticas del golfo de México occidental en los que incluyó un mapa de espesor total de la secuencia genética al que sobreimpuso la distribución areal de los sistemas deltaicos e interdeltaicos coetáneos (figura 13.39).

A partir de los mapas paleogeográficos de la figura 13.39 Galloway (2001) diferencia tres períodos evolutivos diferentes: 1) del Paleoceno al Eoceno (1-7 en la figura 13.39), se produjo el almacenamiento de sedimento en sistemas litorales interdeltaicos, generados a partir del retrabajamiento de los sedimentos deltaicos, presentan volúmenes variables; 2) del Oligoceno al Mioceno (8-11 en la figura 13.39), el volumen de almacenamiento en las zonas interdeltaicas es constante; 3) del Mioceno terminal al Pleistoceno (12-16 en la figura 13.39) se produjo una disminución drástica en el volumen de sedimento acumulado en las zonas interdeltaicas.

Este cambio temporal en la proporción de sedimento almacenado en las zonas litorales interdeltaicas, no refleja un cambio general en las tasas generales de sedimentación, ya que la disminución dramática en la importancia del área de zonas interdeltaicas a finales del Mioceno, ocurre bajo una continua y elevada tasa de aporte sedimentario (Galloway, 2001).

Según Galloway (2001) la disminución en el desarrollo de zonas litorales interdeltaicas asociadas a sistemas deltaicos es reflejo de un aumento en la frecuencia y amplitud del glacioeustatismo en el Neógeno. Así, la disminución dramática, tanto areal como volumétrica de los sistemas de depósito litorales interdeltaicos en el Mioceno terminal es correlacionable con la formación del *Northern Hemisphere Ice Sheet* (NHIC) (C en la figura 13.40a).

Durante el Paleoceno al Mioceno superior (1-11 en las figuras 13.39, 13.40a) la sedimentación se produjo bajo el dominio de condiciones glacioeustáticas limitadas, lo que generó variaciones eustáticas menores que favorecieron unas condiciones de alto nivel del mar (*high-stand*) que produjo la porgradación normal de los sistema deltaicos y la dispersión de sedimento a lo largo de la costa y hacia la plataforma. En estas condiciones de nivel del mar elevado, el sedimento se acumulaba en las barras de desembocadura y en los frentes deltaicos desde donde eran redistribuidos a lo largo de la costa por el oleaje y las corrientes de deriva. Este sedimento retrabajado se acumulaba en las zonas litorales interdeltaicas. El resultado es la sucesiva evolución de sistemas siliciclásticos costeros deltaicos e interdeltaicos coetáneos, distribuidos de forma paralela a la costa, generando varios depocentros alineados con la misma (A en la figura 13.40b).

Por el contrario, desde el Mioceno terminal hasta el Pleistoceno (12-16 en la figura 13.39, 13.40a), las variaciones glacioeustáticas asociadas al desarrollo del *Northern Hemisphere Ice Sheet* NHIC (C en figura 13.40a) produjo un aumento en la amplitud y frecuencia de las variaciones eustáticas que forzaró a los deltas a desplazarse hacia el margen de la plataforma.

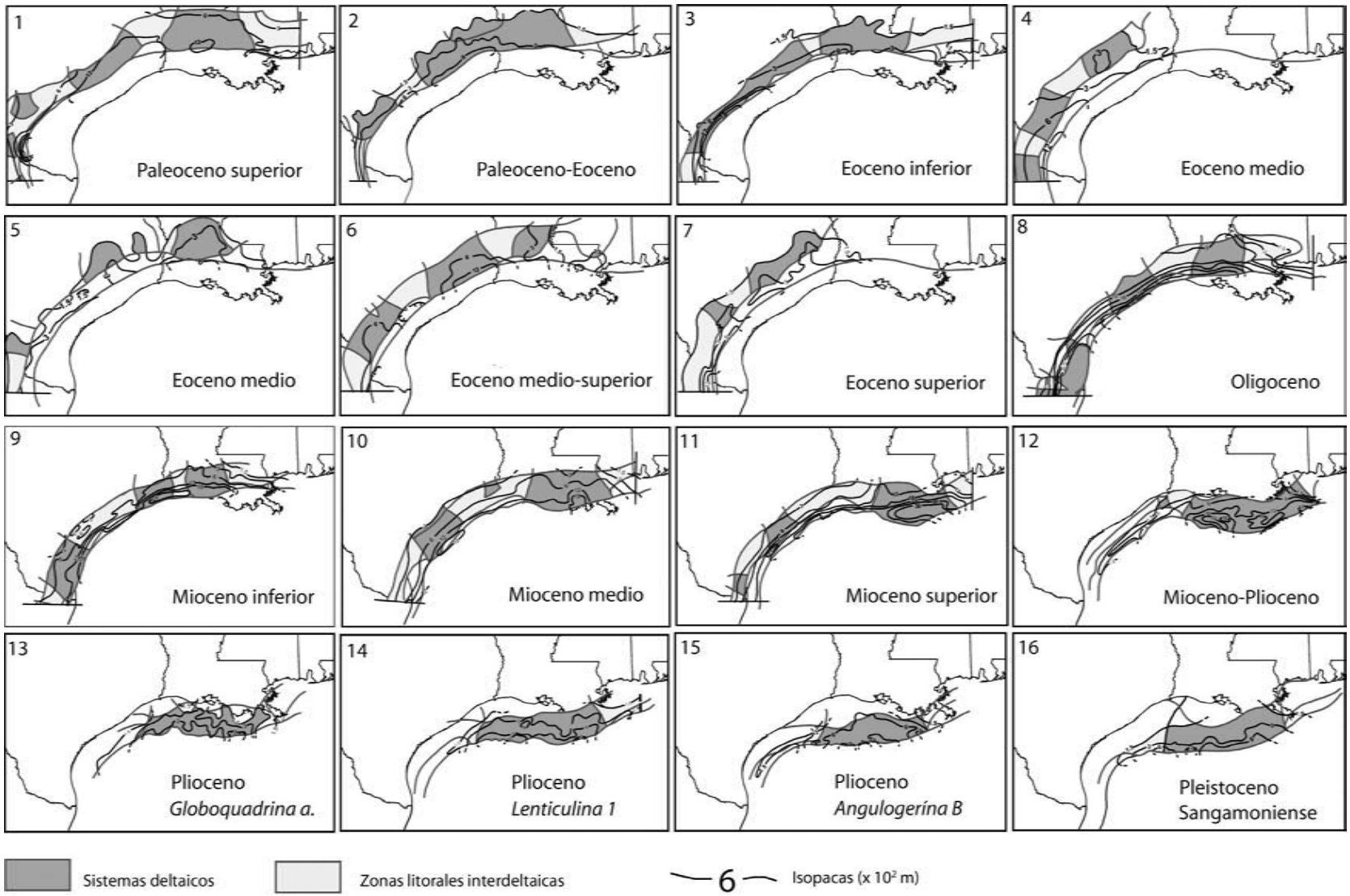


Figura 13.39. Mapas paleogeográficos de las secuencias genéticas del golfo de México occidental, en los que se incluye un mapa de espesor total de la secuencia genética, en el que se superpone la distribución areal de los sistemas deltaicos e interdeltaicos coetáneos. Modificado de Galloway, 2001.

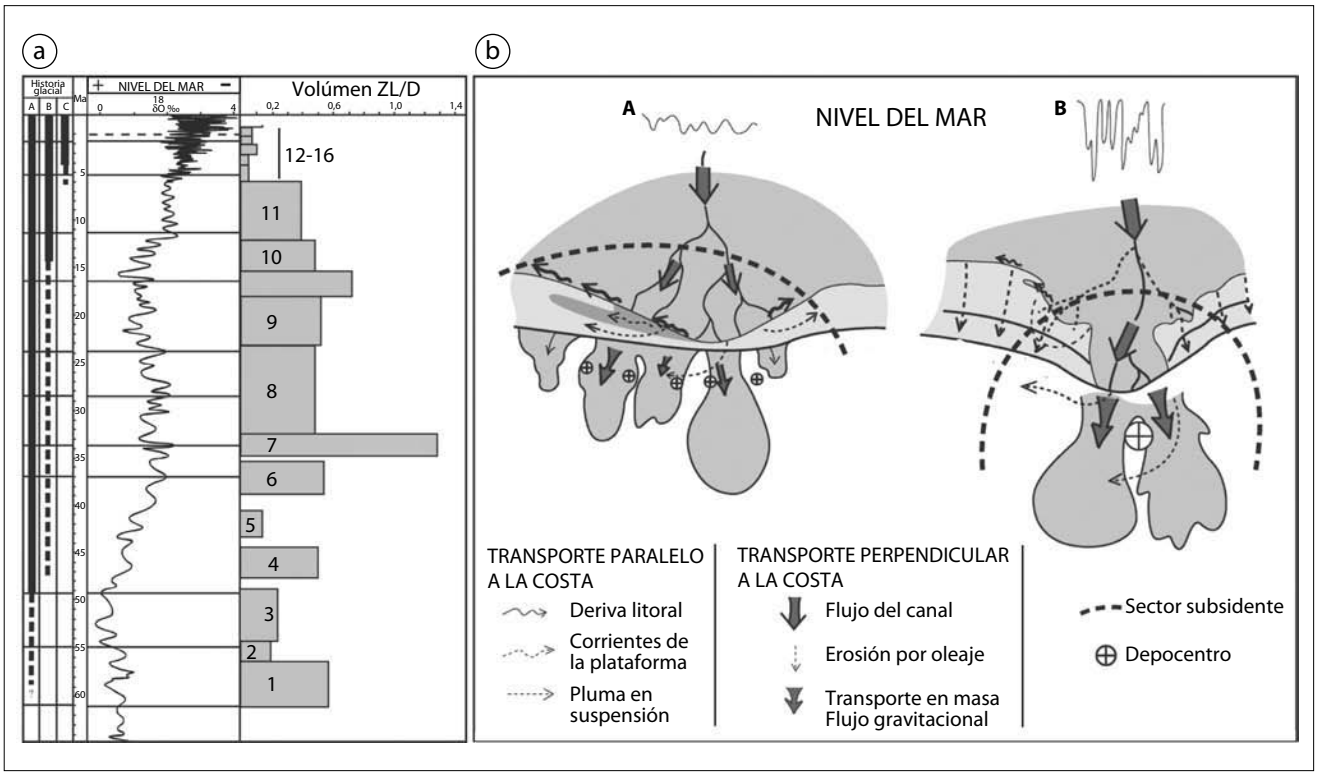


Figura 13.40. a) Comparación entre la relación de volúmenes de depósitos deltaicos y de zona litoral en cada una de las secuencias sedimentarias de la figura 3 (1-16), la historia glacial global y la variación del registro isotópico de oxígeno. Modificado de Galloway, 2001; b) comparación entre los procesos de dispersión de sedimento y patrón de acumulación bajo condiciones de (A) glaciaciones y variaciones glacioeustáticas limitadas y (B) variaciones glaciuoeustáticas mayores. Modificado de Galloway, 2001.

En esta situación, el frente deltaico prograda directamente sobre la parte superior del talud continental generando procesos gravitacionales y de transporte en masa. El sedimento acumulado en las barras de desembocadura subside rápidamente en las facies arcillosas de prodelta y del talud continental superior. De esta manera, aumenta la proporción de sedimento que pasa directamente del sistema distribuidor al talud continental, donde se encuentra el frente deltaico y el prodelta. Como consecuencia, la mayor parte del sedimento se acumula rápidamente en cuñas progradantes por debajo de la acción del oleaje, impidiendo el retrabajamiento del sedimento hacia zonas litorales interdeltaicas (B en la figura 13.40b). Por otra parte, el encajamiento de los canales distribuidores en la plataforma limita la agradación de la llanura deltaica y los procesos de avulsión de los canales lo que favorece la focalización del aporte sedimentario en un solo punto, generando un único depocentro situado en el talud contiental (B en la figura 13.40b).

Galloway (2001) demuestra así que el efecto acumulativo cambia la geometría resultante del sistema sedimentario, ya que afecta a la distribución espacial del espacio de acomodación asociada a la carga del sedimento. Así se pasó de tener durante el Paleoceno al Mioceno superior (1-11 en la figura 13.39; A en la figura 13.40b) múltiples depocentros distribuidos paralelamente a la línea de costa, en la que se desarrollaron sistemas deltaicos e interdeltaicos, a sistemas deltaicos sin apenas zonas interdeltaicas y con un único depocentro situado bajo el talud continental, desde el Mioceno terminal al Pleisoceno (12-16 en la figura 13.39; B en la figura 13.40b).

El glacioeustatismo es la variable principal que determina el régimen estratigráfico de estos sistemas deltaicos (Galloway, 2001).

Tectónica sinsedimentaria

Uno de los ejemplos más recientes de sistemas deltaicos controlados por la tectónica sinsedimentaria, es el estudiado por Mortimer *et al.* (2005) en el Plioceno de la cuenca de Loreto. Esta cuenca sedimentaria, localizada en el margen occidental del golfo de California, es una cuenca transtensional desarrollada durante el Plioceno en la Provincia Extensional del Golfo. La cuenca de Loreto muestra una geometría en semigraben, controlada por la falla sinsedimentaria de Loreto (figura 13.41). El registro sedimentario de esta cuenca está formado por sistemas sedimentarios deltaicos de grano grueso, organizados en 15 unidades de programación deltaica (figura 13.42).

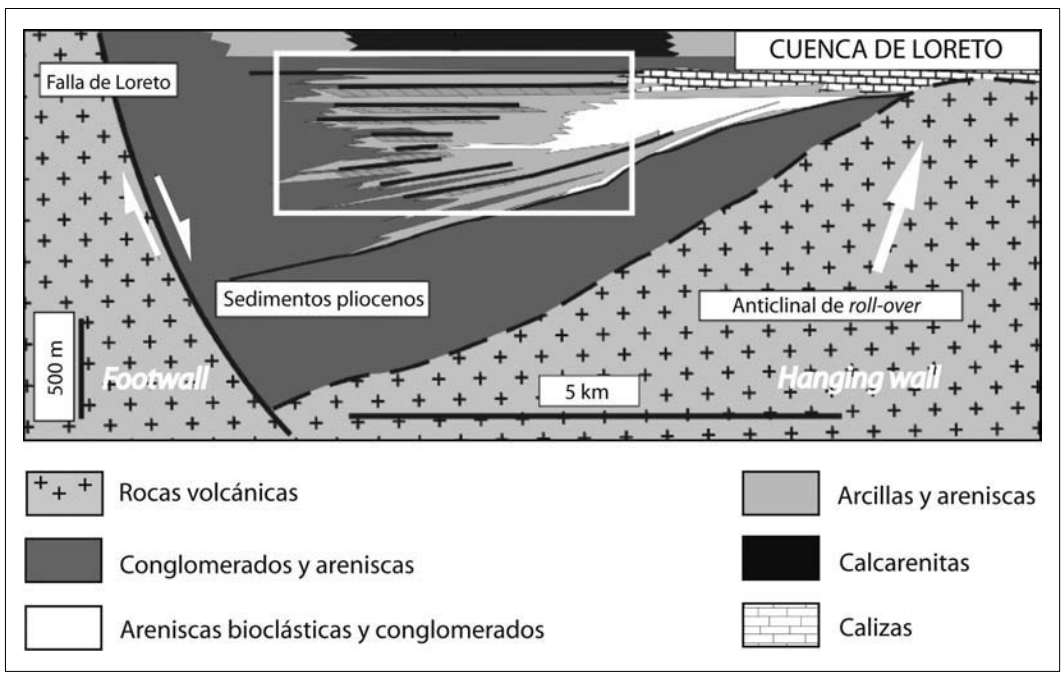


Figura 13.41. Registro sedimentario plioceno de la cuenca transtensional de Loreto (margen occidental del golfo de California). Modificado de Mortimer *et al.*, 2005.

Estos autores determinan a partir de la datación de niveles volcánicas, que cada una de las unidades de progradación deltaica observada en el panel estratigráfico de la figura 13.43, tiene una duración menor a la esperada para las variaciones glacioeustáticas menores acaecidas durante el Plioceno. Así Mortimer *et al.* (2005) indican que la recurrente variación en la arquitectura de los sistemas deltaicos (figura 13.42), junto con la reducida duración temporal de cada una de las unidades de progradación deltaica, no pueden ser adscritas a variaciones en el aporte sedimentario ni a fluctuaciones glacioeustáticas.

Cada una de estas unidades de progradación deltaica está limitada, en la base y en el techo, por superficies transgresivas (figura 13.42). Internamente, cada unidad de progradación deltaica está formada por un sistema deltaico de grano grueso de tipo *shoal-water delta* que pasa lateralmente a un sistema deltaico de grano grueso de tipo *Gilbert delta* (figura 13.43). Los sistemas sedimentarios de tipo *shoal-water delta* muestran asociaciones de facies de abanicos aluviales, barras de desembocadura proximales, barras de desembocadura distales y prodelta (figuras 13.42 y 13.43). Los sistemas deltaicos de tipo *Gilbert delta* están formados por asociaciones de facies de *foreset* (clinoformas bien desarrolladas), de *bottomset* y de prodelta (figuras 13.42 y 13.43). En cada una de estas unidades de progradación deltaica, las clinoformas

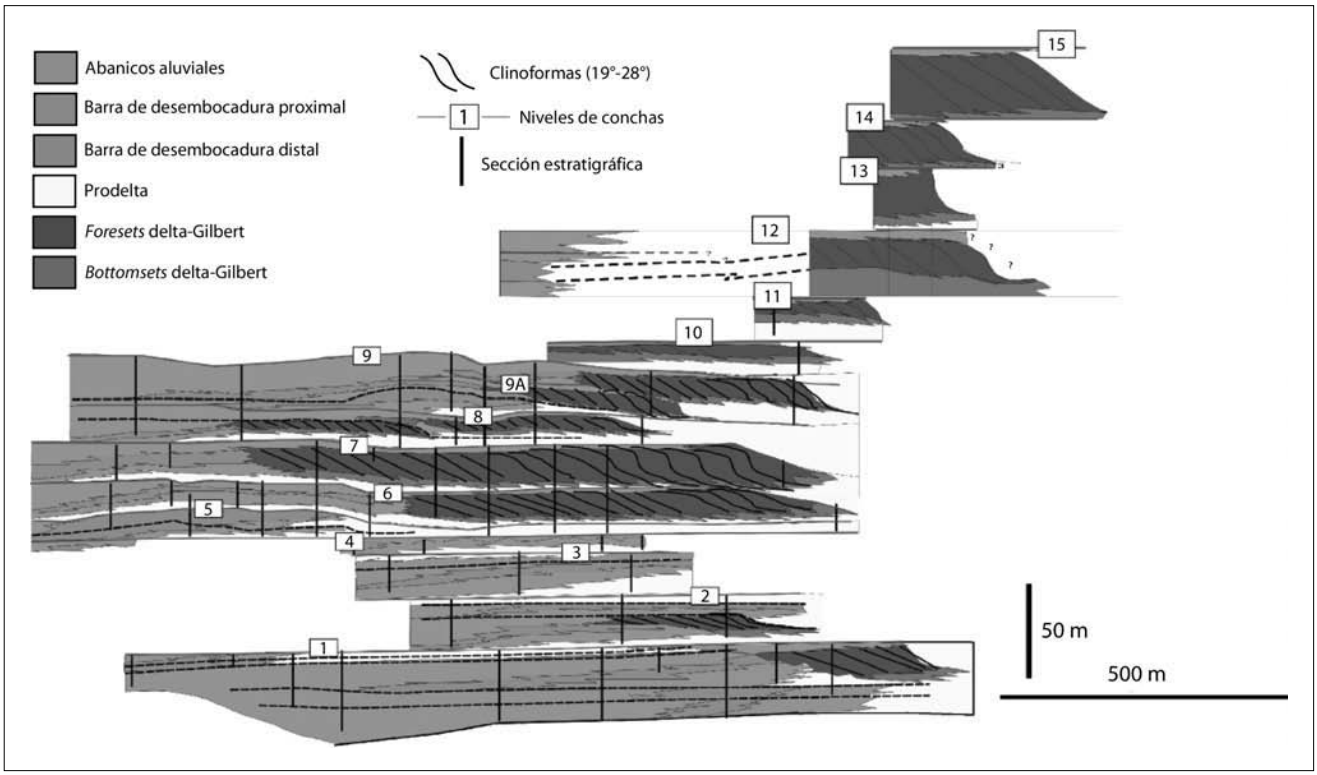


Figura 13.42. Panel de correlación estratigráfico mostrando la distribución de las principales asociaciones de facies de las unidades de progradación deltaica limitadas en la base y en el techo por superficies transgresivas (1-15). Modificado de Mortimer *et al.*, 2005.

del delta de tipo *Gilbert* nuclean sobre los depósitos del sistema deltaico de tipo *shoal-water delta* (figuras 13.42 y 13.43).

Mortimer *et al.* (2005) indican que la arquitectura estratigráfica de la cuenca de Loreto es el resultado del comportamiento de los sistemas sedimentarios deltaicos a las variaciones en las tasas de aceleración del desplazamiento de la Falla de Loreto (figura 13.41). Para explicar el comportamiento del sistema sedimentarios a lo largo del tiempo, y en función de esta variable alocíclica, Mortimer *et al.* (2005) presentan el modelo conceptual evolutivo de esta cuenca sedimentaria (figura 13.44).

La falla de Loreto es la falla que limita el borde occidental de la cuenca de Loreto. Los sistemas aluviales perpendiculares a esta falla aportan sedimentos de tamaño grueso a la cuenca sedimentaria que durante el Plioceno limita directamente con el mar en su borde oriental (figura 13.44a).

En un primer momento (figura 13.44a), comienza a rellenarse el espacio de acomodación creado tras la máxima inundación acaecida durante el final del desarrollo de la unidad de progradación previa. Como resultado de esta máxima inundación asociada a la transgresión, se generó un nivel de conchas (superficie transgresiva) sobre la que prograda y agrada la nueva unidad deltaica (figura 13.44a). Este sistema deltaico es de tipo *Shoal-water delta* y presenta un cambio lateral de facies muy rápido pasando de abanicos aluviales a barras de desembocadura proximales, de estas a barras de desembcadura distales y de estas, finalmente al prodelta. A medida que la tasa de desplazamiento de la falla se ralentiza, el sistema deltaico agrada y prograda rellenando el espacio de acomodación (figura 13.44b). Si la tasa de aceleración de la falla aumenta (figura 13.44c), se produce un aumento batimétrico en el frente deltaico y prodelta. Este aumento batimétrico fuerza un aumento de la inclinación de las clinoformas lo que hace inestable un sistema deltaico de tipo *Shoal-water delta,* comenzando la nucleación del

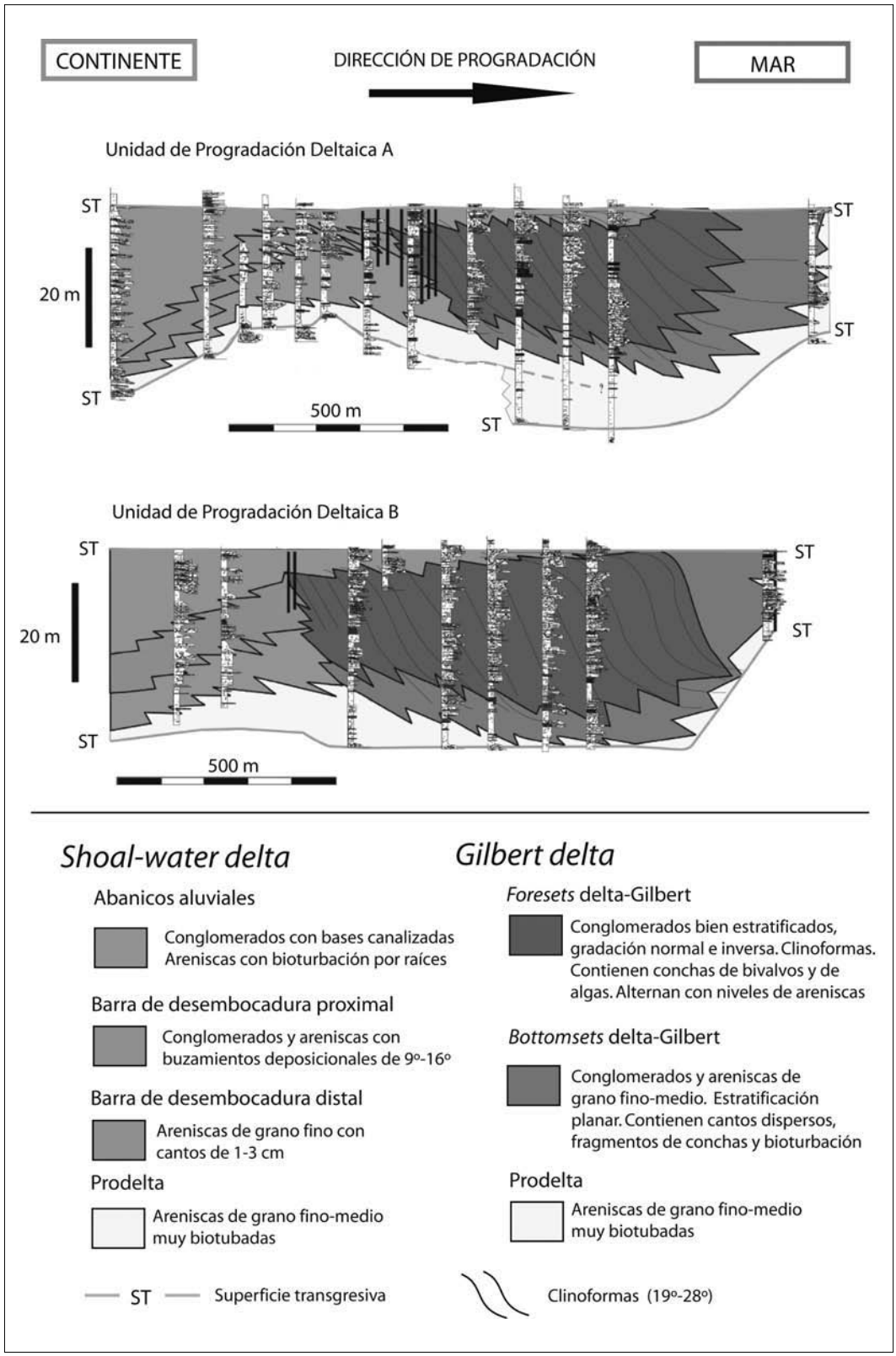


Figura 13.43. Arquitectura estratigráfica y distribución de las principales asociaciones de facies de dos de las unidades de progradación deltaica. Cada unidad de progradación está formada por dos tipos de sistemas deltaicos, un *shoal-water delta* y un *Gilbert delta.* Modificado de Mortimer *et al.*, 2005.

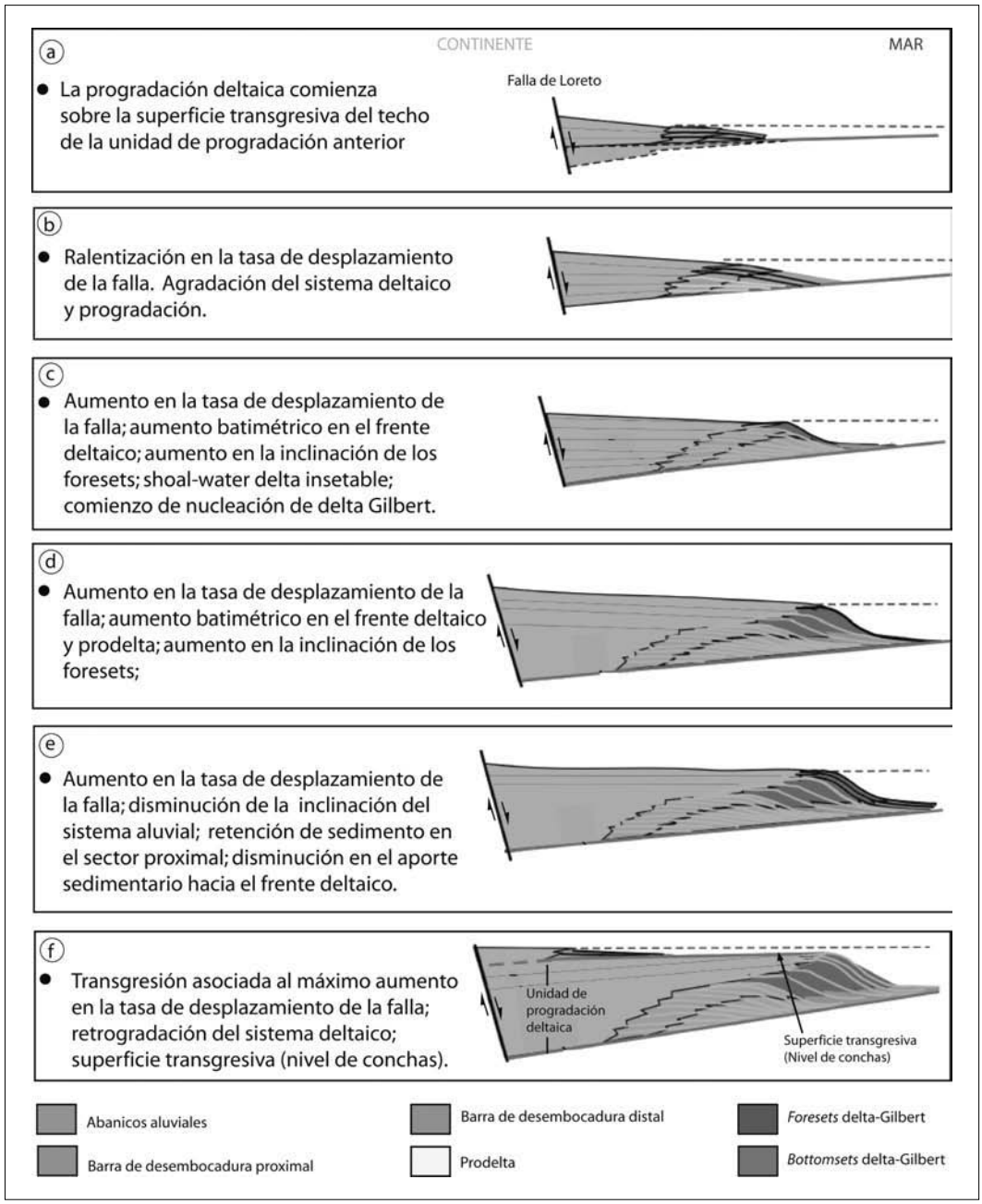


Figura 13.44. Modelo de desarrollo de las unidades de progradación deltaica asociado a la actividad de la Falla de Loreto. Modificado de Mortimer *et al.*, 2005.

delta de tipo *Gilbert*. Este tránsito se observa muy bien en las dos unidades de progradación deltaica de la figura 13.43. El progresivo aumento en la tasa de aceleración del desplazamiento de la falla produce un progresivo aumento de la batimetría del frente deltaico por lo que la inclinación de los *foresets* del frente deltaico (clinoformas) aumenta gradualmente (figura 13.44d). Llegado un punto, este aumento en la tasa de aceleración del desplazamiento de la falla, produce un aumento del espacio de acomodación en el sector más próximo al plano de falla (depocentro del *hanging wall*). La rotación del bloque superior de la falla *(hanging wall)* hacia el continente, produce una progresiva disminución en la inclinación de los abanicos aluviales proximales. Esta disminución produce una retención del sedimento de tamaño

más grueso en los sectores proximales, lo que reduce la entrada de sedimentos de grano grueso al frente deltaico. Como consecuencia, el espesor de las clinoformas disminuye y el sistema deltaico empieza a decaer (figura 13.44e). Mortimer *et al.* (2005) indican que la generación de la superficie transgresiva (marcada por un nivel de acumulación de conchas) desarrollada al techo de cada unidad de progradación, coincide con el máximo transgresivo, que a su vez coincide con la mayor tasa de aceleración del desplazamiento de la falla. Así, esta concatenación de procesos desencadena el «ahogamiento» del sistema deltaico (figura 13.44f). Por encima de la superficie transgresiva, según disminuye la tasa de aceleración del desplazamiento de la falla, el sistema deltaico se regenera volviendo a la situación inicial (figura 13.44a).

LA MATERIA ORGÁNICA EN LOS DELTAS

Los deltas son medios sedimentarios en los que se acumula gran cantidad de materia orgánica de procedencia vegetal, y tradicionalmente se han propuesto como medios en los que se acumula carbón. Sin embargo, los estudios detallados (McCabe, 1984) demuestra una realidad mucho más compleja, y la falta de validez de muchos de los modelos aceptados. Como resalta este autor el carbón se forma como cualquier otra roca sedimentaria, se deposita en capas que tiene cambios laterales y verticales y posteriormente experimenta compactación y diagénesis; este hecho se olvida en la descripción de los medios sedimentarios, que se concentran en general en los sedimentos siliciclásticos (Whateley y Pickering, 1989).

Tradicionalmente se asocia la formación de turba a las partes abandonadas de los deltas, pero los estudios realizados en el Mississippi (Frazier y Osanik, 1969; Kolb y Van Lopik, 1966) o el Níger (Allen, 1965, 1970) no mencionan grandes acumulaciones de turba o bien sólo algunas capas con abundante materia orgánica que raramente pasan del 70% de riqueza, lo que daría carbones con elevado contenido en cenizas, y no siempre es así.

Existen dos hechos comprobados: la sedimentación siliciclástica activa inhibe la formación y acumulación de materia vegetal, y las marismas salobres tienen menos materia orgánica y mayor porcentaje de azufre que las de agua dulce (Kolb y Van Lopik, 1966).

McCabe (1984) estudia los diversos mecanismos posibles para la acumulación de grandes cantidades de materia vegetal, y opina que el más importante es una separación temporal de la acumulación siliciclástica y la orgánica, es decir, durante el desarrollo de las marismas. La sedimentación clástica había cesado en ese área y, por tanto, los carbones serían posteriores y no isócronos con la misma, como habitualmente se supone.

Koster *et al.* (1987) presentan una imagen ligeramente diferente de este proceso, suponiendo que la extremada acidez de las aguas connatas de la turba (ph –3,5) es capaz de movilizar y eliminar parte de la materia mineral que contiene durante la fase diagenética temprana, especialmente la sílice, y piensan que la acumulación de materia orgánica es contemporánea con la sedimentación activa de sedimentos silicilásticos, ya que, aunque hay un hiato entre los sedimentos de turba y los sedimentos deltaicos abandonados, éste es muy pequeño.

En las zonas tropicales, con lluvias de más de 3.000 litros/m^2 por año, la máxima acumulación se da en turberas elevadas, situadas entre canales activos de la llanura deltaica, lo que les protege de recibir sedimentos clásticos (McCabe, 1984). Este tipo de turberas se mantiene y crece por el exceso de precipitación frente a evado-transpiración y adquieren espesores de 3 a 4 m pero se han citado muy pocas veces en los modelos de formación de carbón en deltas. Fielding (1984) resume los controles tectónicos o no tectónicos sobre la acumulación de materia orgánica en los deltas. Existen tres escalas en los procesos: a gran escala (períodos de 10^7 años), la subsidencia de la cuenca de recepción es el dominante, modificando la disposición de complejos enteros. A escala media (10^4 años), la compactación diferencial de los sedimentos de diferentes ambientes predomina, y es el proceso que controla la variación lateral de las

capas de carbón. A escala pequeña (10^2 años), la migración lateral y los cambios súbitos de posición de los canales distribuidores es el factor primordial, permitiendo o inhibiendo la formación de marismas y, por tanto, de turba.

Los sedimentos ricos en materia orgánica, especialmente las turbas, sufren una rápida compactación tras su fosilización en las llanuras deltaicas; este proceso puede representar un porcentaje importante del ascenso relativo del del nivel del mar observado en ejemplos recientes como el Mississippi (Törnquist *et al.*, 2008), estimada en 10 milímetros por año. Estos autores encuentran una relación lineal directa entre tasa de compactación de turbas y espesor de los sedimentos clásticos suprayacentes, y que la compactación de los niveles de turba, puede crear acomodación para la conservación de sedimento, procedentes de los canales distribuidores en magnitudes superiores a los 6,5 mm/año.

BIBLIOGRAFÍA

Aksu, A. E.; Piper, D. J. W. y Konuk, T. (1987): Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Kücük Menderes Deltas, western Turkey. *Sediment. Geol.,* 52, 227-250.

Allen, J. R. L. (1965): Late Quaternary Niger Delta and adjacent areas: sedimentary environments and facies. *AAPG Bull.,* 49, 547-600.

— (1970): Sediments of the modern Niger Delta: a summary and review. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,* 15, 138-151.

Arndorfer, D. (1973): Discharge patterns in two crevasses of the Mississippi River Delta. *Mar. Geol.,* 15, 269-287.

Audley-Charles, M. G.; Curray, J. R. y Evans, G. (1977): Location of Major Deltas. *Geology,* 5, 341-344.

Back, S.; Höcker, C.; Brundiers, M. B. y Kukla, P. A. (2006): Three-dimensional-seismic coherency signature of Niger Delta growth faults: integrating sedimentology and tectonics. *Basin Res.,* 18, 323-337.

Baker, E. K.; Harris, P. T.; Keene, J. B. y Short, S. A. (1995): Patterns of Sedimentation in the macrotidal Fly River Delta, Papua New Guinea. En W. B. Flemming y A. Bartholoma (eds.), *Tidal signatures in modern and ancient sediments*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 24, 213-224.

Bates, C. C. (1953): Rational theory of delta formation. *AAPG Bull.,* 37, 2119-2162.

Beka, F. T. y Oti, M. N. (1995): The distal offshore Níger Delta: frontier prospects of a mature petroleum province. En M. N. Oti y G. Postma (eds.), *Geology of deltas: Rotterdam*, A. A. Balkema, 237-241.

Bhattacharya, L. (2006): Deltas. En H. Posamentier y R. W. Walter (eds.), *Facies model revisited. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 84, 237-292.

Bhattacharya, J. K. y Giosan, L. (2003): Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstructions. *Sedimentology,* 50, 187-210.

Bilotti, F. y Shaw, J. H. (2005): Deep-water Niger Delta fold and thrust belt modelled as a critical-taper wedge: the influence of elevated basal fluid pressure on structural styles. *AAPG Bull.,* 89, 1475-1491.

Bonham-Carter, G. F. y Sutherland, A. J. (1968): Diffusion and settling of sediments at river mouths: a computer simulation. *Gulf Coast Asoc. Geol. Soc. Trans.,* 17, 326-338.

Boothroyd, J. C. y Ashley, G. M. (1975): Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, NE Gulf of Alaska. En A. V. Jopling y B. C. McDonald (eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,* 23, 193-222.

Briggs, S. E.; Davis, R. J.; Cartwright, J. A. y Morgan, R. (2006): Multiple detachment levels and their control on fold styles in the compressional domain of the deepwater west Niger Delta. *Basin Res.,* 18, 435-450.

Broussard, M. L. (1969): *Deltas: Models for Exploration*. Houston Geol. Soc. Houston, Texas.

Busch, A. D. (1975): Influence of growth faulting on sedimentation and prospect evaluation. *AAPG Bull.,* 59, 217-230.

Chisholm, I. C. (1977): Growth faulting and sandstone deposition in the Namurian of the Stanton Syncline, Derbyshire. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.,* 41, 305-323.

Coleman, J. M. (1969): Brahmaputra River, Channel processes and Sedimentation. *Sediment. Geol.,* 3, 129-239.

Coleman, J. M. (1976): *Deltas, Processes of deposition and models for exploration*. Continuing Education Publ, Co., Champaign.

Coleman, J. M. y Gagliano, S. M. (1964): Cyclic sedimentation in the Mississippi river delta plain. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.,* 14, 67-80.

Coleman, J. M.; Gagliano, S. M. y Webb, L. E. (1964): Minor sedimentary structures in a prograding distributary. *Mar. Geol.,* 1, 240-258.

Coleman, J. M. y Prior, D. B. (1980): Deltaic Sand Bodies. *Continuing Education Course Note Series*, vol. 15, American Association of Petroleum Geologists.

Coleman, J. M. y Wright, L. D. (1975): Modern river deltas: variability processes and sand bodies. En M. L. Broussard (ed.), *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geol. Soc., 90-149.

Coleman, J. M.; Roberts, H. H. y Stone, G. W. (1998): Mississippi delta: an overview. *J. Coastal Res.*, 14, 698-716.

Coleman, J. M.; Hun, O. K. y Brand, D. (2008): Wetland loss in world deltas. *J. Coastal Res.*, 24, 1-14.

Corredor, F.; Shaw, J. H. y Bilotti, F. (2005): Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. *AAPG Bull.,* 89, 753-780.

Corner, G. D.; Nordahl, E.; Munch-Ellingsen, K. y Robertsen, K. R. (1990): Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert-type delta: Alta delta, Norway. En A. Colella y D. B. Prior (eds.), *Coarse-grained deltas*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 10, 155-168.

Crans, W.; Mandl, G. y Harembourne, J. (1980): On the theory of growth faulting; a geomechanical Delta model based on gravity sliding. *J. Petrol. Geol.,* 2, 265-307.

Dalrymple, R. W. (2000): *Tidal bars, estuaries versus deltas and sequence boundaries*. Tidalites 2000, Seoul Korea, Abstracts, 27-29.

Dalrymple, R. W.; Baker, E. L.; Harris, P. T. y Hugles, M. G. (2003): Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland basin delta, Fly River, Papua New Guinea. En F. H. Sidi, D. Numedal, P. Imbert, H. Darman y H. W. Posamentier (eds.), *Tropical deltas of southeast Asia: sedimentology, stratigraphy and petroleum geology*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,* 76, 147-173.

Dewey, J. F.; y Burke, K. (1974): Hot spots and continental break-up; Implications for collisional orogeny. *Geology,* 2, 57-60.

Edwards, M. B. (1976): Growth faults in Upper Triassic deltaic sediments of Svalbard. *AAPG Bull.,* 60, 341-355.

Elliot, T. (1974): Interdistributary bay sequence and their genesis. *Sedimentology,* 21, 611-622.

— (1975): The sedimeritary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem. *Proc. Yorks. Geol. Soc.,* 40, 505-536.

— (1986): Deltas. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 113-154.

Evamy, B. D.; Harembourne, J.; Kamerling, P.; Knaap, W. A.; Molloy, F. A. y Rowlands, P. M. (1978): Hydrocarbon habitat of the Tertiary Niger Delta. *AAPG Bull.,* 62, 1-39.

Fan, H.; Huang, H.; Zeng, T. Q. y Wang, K. (2006): River mouth bar formation, riverbed aggradation and channel migration in the modern Huanghe (Yellow) River delta, China. *Geomorphology,* 74, 124-136.

Fielding, C. R. (1984): A coal depositional model for the Durham Coal Measures of NE. *England. J. Geol. Soc. London,* 141, 919-931.

Fisher, W. L.; Brown, L. F.; Scott, A. J. y Mc Crowen, J. H. (1969): *Deltas systems in the explorationfor oil and gas*. Bureau of Economic Geology.

Fisk, H. N. (1944): *Geological investigation of the alluvial valley of the Lower Mississippi River*. Mississippi River Comm. Vicksburg, MS.

— (1947): *Fine Grained Alluvial deposits and their Effects on the Mississippi River Activity*. Mississippi River Comm. Vicksburg, MS.

— (1961): Bar finger sands of the Mississippi Delta. En J. A. Peterson y J. C. Osmond (eds.), *Geometry of Sandstone bodies - A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists, 29-52.

Frazier, D. E. (1967): Recent Deltaic deposits ot the Mississippi Delta: their development and chronology. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.,* 17, 287-315.

Frazier, D. E.; Osanik, A. (1969): Recent peat deposits. Louisiana coastal plain. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper,* 114, 63-85.

Gagliano, S. M.; Light, P. y Beeker, R. (1971): Controlled diversion in the Mississippi River delta sys tem:an approach to enviromental management. *Hidrologic Geol. Studies of Coastal Louisiana,* 8.

Galloway, W. E. (1975): Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic systems. En M. L. Broussard (ed.), *Deltas, Models for exploration*. Houston Geol. Soc., 87-98.

— (2001): Cenozoic evolution of sediment accumulation in deltaic and shoreline depositional systems; Northern Gulf of Mexico Basin. *Mar. Petrol. Geol.,* 18, 1031-1048.

Gani, M. R. y Bhattacharya, J. P. (2005): Bedding correlation vs. facies correlation in deltas: Lessons for Quaternary stratigraphy. En L. Giosan y J. P. Bhattacharya (eds.), *River Deltas: Concepts, Models, and Examples*. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 83, 31-47.

Gani, M. R. y Bhattacharya, J. P. (2007): Basin building blocks and process variability of a Cretaceous delta: Internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave and tidal processes that is indicated by external shape. *J. Sed. Res.,* 77, 284-302.

Gilbert, G. K. (1885): The topographic features of lake shores. *Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.,* 5, 75-123.

— (1890): Lake Bonneville. *U. S. Geol. Survey Mon.,* 1, 1-438.

Giosan, L. y Bhattacharya, P. (2005): River deltas: concepts, models and examples. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 84, 237-292.

Giosan, L.; Bokuniewicz, H.; Panin, N. y Postolache, J. (1999): Longshore Sediment Transport Pattern Along the Romanian Danube Delta Coast. *J. Coastal Res.,* 15, 859-871.

Gould, H. R. (1970): The MississippiDelta Complex. En J. P. Morgan (ed.), *Deltaic Sedimentation: Modern and ancient*. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 15, 31-47.

Harris, P. T.; Baker, E. K.; Cole, A. R. y Short, S. A. (1993): A Preliminary Study of Sedimentation in the Tidally Dominated Fly River Delta, Gulf of Papua. *Cont. Shelf Res.,* 13, 441-472.

Hiscott, R. H. (2003): Latest Quaternary Baram delta, northwest Borneo. En F. H. Sidi, D. Numedal, P. Imbert, H. Darman y H. W. Posamentier (eds.), *Tropical deltas of southeast Asia: sedimentology, stratigraphy and petroleum geology*. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 76, 89-107.

Hooper, R. J.; Fiszimmons, R. J.; Grant, N. y Vendeville, B. C. (2002): The role of deformation in controlling depositional patterns in the south-central Niger Delta, west Africa. *J. Struct. Geol.,* 24, 847-859.

Hori, K.; Saito, Y.; Zhao, Q. y Wang, P. (2002): Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sediment. Geol.,* 146, 249-264.

Hyne, N. J.; Cooper, N. A. y Dickey, P. A. (1979): Stratigraphy of an intermontane delta, Catatumbo River, Lake Maracaibo, Venezuela. *AAPG Bull.,* 63, 2042-2057.

Inman, D. y Nordstrom, C. (1971): On the tectonic and morphological classification of coasts. *J. Geol.,* 79, 1-21.

Jiménez, J. A. y Sánchez-Arcilla, A. (1993): Medium-term coastal response at the Ebro Delta, Spain. *Mar. Geol.,* 114, 105-118.

Kanes, W. H. (1970): Facies and development of the Colorado River delta in Texas. En J. P. Morgan, y R. E. Shaver (eds.), *Deltaic Sedimentation Modern and Andent*. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 15, 78-106.

Kenyon, P. M. y Turcotte, D. L. (1985): Morphology of a delta prograding by bulk sediment transporto. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 96, 1457-1465.

Klein, G. de V.; De Melo, U. y Della Favera, J. C. (1972): Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Reconcavao Basin, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 83, 1469-1492.

Kolb, C. R. y Van Lopik, J. R. (1966): Depositional environments of the Mississippi River deltaic plain, southeastern Luisiana. En N. L. ShirIey y J. A. Ragsdale (eds.), *Deltas,* Houston Geol. Soc., 17-62.

Koster, E. C.; Chmura, G. L. y Bailey, A. (1987): Sedimentary and botanical factors influencing peat accumulation in the Mississippi Delta. *J. Geol. Soc. London,* 144, 423-434.

Kruit, C. (1955): Sediments of the Rhóne Delta. Grain size and Microfauna. *Ned. Geol. Mijob. Genoot. Verh. Geol. Ser.,* 15, 357-514.

Laury, R. L. (1971): Bank failure and rotational slumping preservation and significance in the geological record. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 82, 1251-1266.

Maldonado, A. (1975): Sedimentation, Stratigraphy and development of the Ebro Delta. Spain. En M. L. Broussard (ed.), *Delta Models for Exploration*. Houston Geol. Soc., 312-338,

Mandl, G. y Crans, W. (1981): Gravitational gliding in deltas. En K. R. McClay y N. J. Price (eds.), *Thrust and nappe tectonics*. *Geological Society of London, Special Publication,* 19, 41-54.

McCabe, P. J. (1984): Depositional environments of coal and coal-bearing strata. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 7, 13-42.

Milliman, J. D.; Yun-Shan, Q.; Mei-E, R. y Saito, Y. (1987): Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers; the Yellow River (Huanghe) example. *J. Geol.,* 95, 751–762.

Morgan, J. P. (1970): Deltaic sedimentation: Modern and Ancient. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, *Special Publication,* 15, Tulsa, Oklahoma.

Mortimer, E.; Gupta, S. y Cowie, P. (2005): Clinoform nucleation and growth in coarse-grained deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, México: a response to episodic acceleration in fault displacement. *Basin Res.,* 17, 337-359.

Nelson, B. W. (1970): Hydrography, sediment dispersal and recent historical development ofthe Po River Delta. En J. P. Morgan (ed.), *Deltaic sedimentation, modern and ancient*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication,* 15, 152-184.

Nemec, W. (1990): Deltas: remarks on terminology and classification. *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 10, 3-12.

— (1995): The dynamics of deltaic suspension plumes. En M. N. Oti y G. Postma (eds.), *Geology of deltas,* Balkema, Ámsterdam, 31-93.

Oomkens, E. (1967): Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. Mijnbouw*. 46, 265-278.

— (1974): Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger delta complex. *Sedimentology,* 21, 195-222.

Orton, G. J. (1988): A spectrum of middle Ordovician fan-deltas and braid plain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. En W. Nemec y R. J. Steel (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings,* Blackie, Glasgow, 23-49.

Orton, G. J. y Reading, H. G. (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply with particular emphasis on grain size. *Sedimentology,* 40, 475-512.

Oti, M. N. y Postma, G. (1995): *Geology of deltas*. Balkema Rotterdam.

Overeem, I.; Bishop, C. y Weltje, G. J. (2001): The Late Cenozoic Eridanos delta system in the southern North Basin. *Basin Res.,* 13, 293-312.

Overeem, I.; Syvitski, J. P. M. y Hutton, E. W. H. (2005): Three dimensional modelling of deltas. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 83, 13-30.

Porębski, S. J. y Steel, R. J. (2006): Deltas and sea-level change. *J. Sediment. Res*., 76, 390-405.

Reading, H. G. y Collinson, J. D. (1996): Clastic coasts. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments*. Processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science, 154-231.

Rider, M. H. (1978): Growth faults in the Carboniferous of Western Ireland. *AAPG Bull.,* 62, 2191-2213.

Roberts, H. H.; Adams, R. D. y Cunningham, R. H. W. (1980): Evolution of sand-dominated subaerial phase, Atchafalaya Delta, Luisiana. *AAPG Bull.,* 64, 264-279.

Roberts, H. H.; Suhayda, J. N. y Coleman, J. D. (1980): Sediment deformation and transport on low, ample slopes, Mississippi Delta. En D. R. Coates y J. D. Vitek (eds.), *Thresolds in Geomorphology,* Georges Allen & Unwin., 131-167.

Roberts, H. H. y Sydow, J. (2003): Late Quaternary stratigraphy and sedimentology of the offshore Mahakam Delta East Kalimantan (Indonesia). En F. H. Sidi., D. Numedal, P. Imbert, H. Darman, y H. W. Posamentier (eds.), *Tropical deltas of southeast Asia: sedimentology, stratigraphy and petroleum geology*. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 76, 147-173.

Rodríguez, A. B.; Hamilton, M. D. y Anderson, J. B. (2000): Facies and evolution of the modern Brazos Delta, Texas: wave versus flood influence. *J. Sediment. Res.,* 70, 283-295.

Russell, R. J. (1936): Physiography of the Lower Mississippi River Delta, repports on the Geology of Plaquemines and St. Bernard Parishes, Louisiana Dep. Conservations. *Geol. Bull.,* 8, 3-199.

— (1939): Mississippi River Delta Sedimentation. En P. D. Trask (ed.), *Recent Marine Sedimentation*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa Oklahoma, 153-177.

Shirley, M. L. y Ragsdale, J. A. (1966): *Deltas in their geological framework*. Houston Geol. Soc., 251.

Scruton, P. C. (1960): Delta building and the deltaic sequence. En F. P. Shepard, F. B. Phleger y T. H. Van Andel (eds.), *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 82-102.

Sidi, F. H.; Numedal, D.; Imbert, P.; Darman, H. y Posamentier, H. W. (2003): *Tropical deltas of southeast Asia: sedimentology, stratigraphy and petroleum geology*. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 76.

Stacher, P. (1995): Present understanding of the Niger delta hydrocarbon habitat. En M. N. Oti y G. Postma (eds.), *Geology of deltas*. Balkema Rotterdam, 257-267.

Stolzenbach, K. D. y Harleman, D. R. F. (1971): An analitical investigation of surface discharges of heated waters. *M. I. T. Dep. Civil Eng. Report.,* 135.

Syvitsky, J. P. M. y Hutton, E. W. H. (2001): 2D SEDFLUX 1. 0C: an advanced process-response numerical model for the fill of marine basins. *Comput. Geosci.,* 27, 731-753.

Ta, T. K. O.; Nguyen, V. L.; Tateishi, M.; Kobayashi, I.; Saito, Y. y Nakamura, T. (2002)*:* Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sediment. Geol.,* 152, 313-325.

Ta, T. K. O.; Nguyen, V. L.; Tateishi, M.; Konayashi, I, y Saito, Y. (2005): Holocene delta evolution and depositional models of the Mekong River Delta, southern Vietnam. En L. Giosan y J. P. Bhattacharya (eds.), *River Deltas – Concepts, Models and Examples. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,* 83, 453-466.

Törnqvist, T. E.; Wallace, D. J.; Storms, J. E. A.; Wallinga, J.; van Dam, R. L.; Blaauw, M.; Derksen, M. S.; Klerks, C. J. W.; Meijneken, C. y Snijders, E. M. A. (2008): Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata. *Nature Geoscience,* 1, 173-176.

Trowbridge, A C. (1930): Building of the Mississippi delta. *AAPG Bull.,* 14,867-901.

Turnbull, W. J.; Krinitzsky, E. L. y Weaver, F. S. (1966): Bank erosion in soils of the Lower Mississippi Valley. *Proc.* Am. *Soc.* Civ. *Eng.,* 92, 121-136.

Van Heerden, I. L.; Wells, J. T. y Roberts, H. H. (1983): River-dominated suspended sedimentation in a new Mississippi Delta. *Can. J. Fisheries Aq. Sci.,* 40, Sup. 1, 60-71.

Waldrop, W. R. y Farmer, R. C. (1974): Three dimensional computation of buoyant river plumes. *J. Geophys. Res.,* 79, 1269-1276.

Weber, K. J. y Daukoru, E. (1975): Petroleum geology of the Niger *Delta. Proc.,* 9 World Petrol. Conference, 209-221.

Whateley, M. K. G. y Pickering, K. T. (1089): Deltas. Sites and traps for fossil fuels. *Geological Society London, Special Publication,* 41.

Wright, J. D. (1977): Sediment transport and deposition at river mouths; a synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 88, 857-868.

Wright, J. D. y Coleman, J. M. (1974): Mississippi River mouth processes: effluent dynamics and morphologic development. *J. Geol.,* 82. 751-778.

Wright, J. D.; Coleman, J. M. y Thom, B. G. (1975): Sediment transport and deposition in a macrotidal river channel, Ord River, Western Australia. En L. E. Cronin (ed.), *Estuarine Research,* 2, 309-322.

Xu Shyuan, Liping y Wang Jingtai (1985): A sedimentary Model of the Chang Jiang (Yangtze) Delta. En S. Lin Tang (ed.), *Quaternary Geology and Environments of China,* Springer-Verlag, 116-122,

Yang, X.; Damen, M. C. J. y Van Zuidam, R. A. (1999): Use of Thematic Mapper imagery with a geographic information system for geomorphologic mapping in a large deltaic lowland environment. *Int. J. Remote Sens.,* 20, 659-681.

XIV

Estuarios, rías y llanuras intermareales

por Federico Vilas, Ana Bernabéu, Belén Rubio y Daniel Rey*

INTRODUCCIÓN

La zona de encuentro entre el mar y la tierra está compuesta por una compleja variedad de medios sedimentarios (rías, estuarios, bahías, llanuras intermareales, deltas, marismas, playas, dunas, entre otros) que representan algunos de los cambios espaciales más rápidos y drásticos en las condiciones de sedimentación que pueden observarse en la superficie de nuestro planeta (figura 14.1). Dalrymple y Choi (2007) establecen que todos estos ambientes de sedimentación poseen rasgos comunes que permiten estudiarlos en conjunto, siendo éstos: 1) su diversa batimetría y geomorfología, que comprende desde aguas relativamente someras, en las zonas canalizadas tierra adentro a ambientes más profundos y no confinados en la plataforma; 2) el origen y naturaleza de la energía asociada al transporte sedimentario, que incluye desde corrientes fluviales, a las generadas por el oleaje, las mareas o las corrientes oceánicas que afectan a la plataforma; 3) la frecuencia, ritmicidad, tasa de sedimentación y dirección del transporte, que va desde las corrientes unidireccionales y sedimentación continua, estacional o episódica de origen fluvial; a la bidireccionalidad de los ambientes mareales, que exhiben un transporte neto hacia tierra, o el movimiento estacional generado por el oleaje sin transporte neto típico de las playas; o el producido por las corrientes longitudinales a la costa; 4) la salinidad del agua, que varía entre dulce, salobre o netamente marina, o hipersalinas en costas áridas.

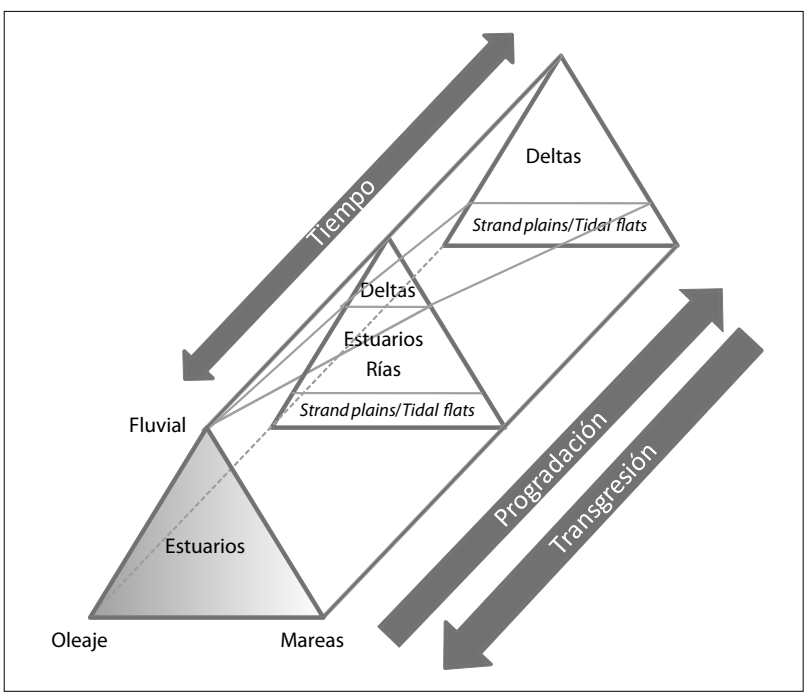


Figura 14.1. Diagrama prismático triangular basado en Dalrymple *et al*. (1992) en el que se incluyen los principales ambientes sedimentarios de transición.

La variabilidad de estos procesos fundamentales no es observable directamente en el registro sedimentario antiguo pero la distinta intensidad, frecuencia e importancia relativa con que se presentan en los distintos medios de sedimentación, da lugar a patrones de distribución de sedimentos y asociaciones de facies específicas, que sí son observables y utilizables para la diferenciación en las series antiguas. Rasgos tales como las tendencias granulométricas y su distribución espacial, la abundancia, espesor relativo y geometría de las unidades fangosas, los patrones de distribución de paleocorrientes, el tipo, numerosidad,

* Grupo GEOMA. Dpto. Geociencias Marinas y O. T. Universidad de Vigo, 36310 Vigo (Pontevedra). E-mails: fvilas@uvigo.es; bernabeu@uvigo.es; brubio@uvigo.es; danirey@uvigo.es.

diversidad y distribución de organismos, o la intensidad de la bioturbación, permiten establecer la naturaleza proximal o distal de las asociaciones de facies y estimar la profundidad de la lámina de agua, los dos elementos clave en la identificación de los medios de transición en series antiguas.

Estas peculiaridades, junto con la multiplicidad de intereses que tanto desde el punto de vista académico, centrados en la compresión de los procesos físicos y químicos típicamente estuarinos y las facies a las que dan lugar, como su expresión e importancia en la estratigrafía secuencial; y su aplicación a la exploración y explotación de hidrocarburos y a la definición de modelos de gestión integral de zonas costeras, conforman una enorme diversidad de enfoques y orientaciones planteados por los múltiples trabajos publicados en los últimos treinta años acerca de los medios de transición, y que dificulta enormemente su valoración de forma unificada.

Desde el punto de vista de los ambientes de sedimentación, uno de los medios que ha sido estudiado más intensamente son los estuarios y los ambientes asociados. Un estuario puede ser definido como un cuerpo de agua costera donde hay una mezcla de agua marina y fluvial y donde hay asimismo una mezcla de procesos marinos y fluviales (Boyd *et al*., 1992; Dalrymple *et al*., 1992). Actualmente, las desembocaduras de muchos ríos son estuarios como consecuencia del ascenso relativo del nivel del mar desde el último máximo glaciar y de su exposición a los procesos marinos. Este hecho produce siempre secuencias transgresivas que tienden a alterar la relación de facies en el ambiente sedimentario original, lo que puede llevar a sobreestimar o subestimar la importancia relativa de los procesos formadores de sedimento y las condiciones de transporte que hemos citado anteriormente, lo que complica todavía más la interpretación e identificación de estos medios en series antiguas.

En áreas micromareales, donde se establece una línea de costa estable, hay un límite neto entre las zonas afectadas por procesos fluviales, dentro del canal fluvial, y la actividad del oleaje en el ambiente marino. Sin embargo, bajo regímenes macromareales, dominan las corrientes de marea y se establecen dos subambientes en el contexto estuarino: los canales y las llanuras intermareales.

Postma (1967) describió la distribución de sedimentos en estuarios dominados por la marea a la vez que estableció los mecanismos más plausibles que la controlaban. Los rasgos más destacados identificados por Postma incluyen: 1) presencia de concentraciones de sedimentos finos en suspensión mucho más elevadas que en ambientes marinos y fluviales asociados; 2) la procedencia abrumadoramente marina de los sedimentos en suspensión y en el lecho subsuperficial; 3) la evidencia del desfase temporal entre las concentraciones y corrientes pico, que pueden alcanzar hasta cuatro días entre las mareas muertas y vivas; 4) estos desfases se asocian con erosión acumulativa *(scour lag)* y decantación retrasada *(settling lag)* de las partículas finas (con diámetros $d < 100$ µm o velocidades de sedimentación $Ws < 0{,}01\ m\ s^{-1}$), y 5) la presencia generalizada de suspensiones pico con partículas en el rango $100 > d > 8$ µm, asociadas principalmente, aunque no de forma exclusiva, con el límite de circulación gravitacional (intrusión salina). Postma pone de manifiesto que los estuarios pueden contener tanto materiales gruesos como finos, pero que son las características de estos últimos las que generalmente determinan la batimetría, junto con el rango mareal, el régimen fluvial y los aportes sedimentarios. Por último, Postma también destaca la importancia de los procesos de floculación y el oleaje en el régimen sedimentario.

Las rías presentan una asociación de medios más compleja, en la que veremos un dominio neto de procesos relacionados con el oleaje, pero en el que aparecen netamente diferenciados elementos estuáricos, de lagoon y llanura intermareal o marisma. El término «ría», de uso popular en el NO de España (Galicia y Asturias) y Portugal, fue introducido en la literatura geomorfológica por Von Richthofen en 1886. Este autor aplicó el término para aquellos valles

fluviales inundados por el mar durante la última transgresión (desde el LGM), que tienen forma de embudo o cuña (vista en planta), y que se desarrollan a favor de una dirección estructural, transversal a la línea de costa. Las rías tienen una estrecha relación con los estuarios y en la bibliografía frecuentemente se confunden ambos términos. Así, en el campo de la geomorfología, el término ría se ha empleado referido a un tipo de estuario (Perillo, 1995), cuando tan sólo una mínima parte de las rías está influenciada por procesos estuarinos. En el ámbito de la sedimentología y la estratigrafía, el término ría no ha sido introducido hasta tiempos recientes y los numerosos estudios del relleno sedimentario de estos medios emplean ambiguamente el término como equivalente a *incised valleys.* La relación de las rías con los *incised valleys* no es diferente de la de los estuarios ya que al igual que ellos, son el tipo de depósito que constituye la secuencia transgresiva (TST) y de aguas altas (HST) que, por lo general, rellena la incisión producida durante el mínimo regresivo (LST).

Al igual que en el caso de los estuarios, desde la última transgresión holocena diferentes costas del mundo han adquirido geomorfológicamente el aspecto de ría. De acuerdo con Castaing y Guilcher (1995) se pueden citar, además de las rías de Galicia, las de Bretaña en Francia, Devon y Cornwall en las islas Británicas, y algunas partes de las costas de Corea, China y Argentina (Patagonia). Evans y Prego (2003) critican esta restricción y consideran que debe ser usado como un término con una mayor aplicación.

Las llanuras intermareales se encuentran en costas dominadas por mareas y representan una superficie deposicional comprendida entre los niveles de pleamar y bajamar. Generalmente constituyen submedios, asociadas a otros medios de sedimentación como rías, estuarios, bahías, lagoons o deltas dominados por mareas, aunque también pueden aparecer en costas abiertas. Las más extensas y espectaculares se encuentran en costas macromareales (Hayes, 1975, 1979), como son las de mar Amarillo de Corea (Chung y Park, 1977; Wells y Hun, 1979), bahía de San Sebastián (Vilas *et al*., 1986-1987, 1999a; Isla *et al*., 1999) en Tierra del Fuego (Argentina), entre otras.

En resumen, los ambientes sedimentarios de estuarios, rías y llanuras mareales constituyen una parte importante de las construcciones sedimentarias del sistema costero, donde intervienen la variación del rango de marea (Davies, 1964; Hayes, 1975; McLusky y Elliott, 2004), el grado de energía que domina en los diferentes sectores (Vilas y Nombela, 1985; Vilas y Rolan, 1985; Vilas *et al*., 2005) y el aporte fluvial. Desde el punto de vista estratigráfico, la importancia de un conocimiento completo de estos medios estriba en la información que aportan para interpretar las diversas facies preservadas en el registro fósil. Esta interpretación no siempre es fácil, ya que requiere establecer el límite de influencia del medio fluvial al marino, o la determinación de un medio específico que, si bien puede estar perfectamente caracterizado, frecuentemente presenta transiciones a otros medios asociados.

Además, una gestión adecuada de estos medios implica un conocimiento detallado de su funcionamiento actual y de su evolución reciente, desde el punto de vista sedimentológico e hidrodinámico. Esta planificación del dominio costero conlleva la integración de las diversas actividades económicas y humanas, como puertos, industrias, urbanización, acuicultura, agricultura y ganadería intensiva, y emisiones de las redes de saneamiento que se intensifican en estos ambientes semiconfinados, y el respeto a la amplia biodiversidad marina que caracteriza dichos medios. En el caso concreto de la costa gallega, las rías constituyen sistemas de muy alta productividad biológica que permite su explotación tradicional por actividades de pesca y marisqueo, así como una intensa actividad acuícola centrada en el cultivo de mejillón en estructuras flotantes denominadas bateas. Así, investigaciones recientes (Cáceres-Martínez y Figueras, 1997, 1998; González *et al*., 2005) han puesto de manifiesto cómo la variación en la naturaleza de los fondos de las rías condiciona la distribución de los moluscos, crustáceos y demás especies explotables. Finalmente, y de un modo más general, cabe destacar el interés de

estos medios costeros como depósitos de petróleo o gas (Flach, 1984; Flach y Mossop, 1985; Ferrín *et al.*, 2003; García-García *et al.*, 2003; Fustic, 2007).

En esta revisión se considerarán principalmente los medios de transición en los que el proceso energético dominante es la marea, tales como estuarios y llanuras intermareales, incidiendo sobre aquellos en los que el proceso dominante es el oleaje como las rías, y haciendo referencias oportunas a aquellos en los que existe una mezcla de procesos como los sistemas de isla-barrera. El recorrido que llevaremos a cabo se inicia con una discusión de las terminologías, definiciones y clasificaciones de uso más corriente, seguido de una discusión de los procesos físicos y biogeoquímicos más comunes en este tipo de medios, la distribución de facies y rasgos sedimentológicos (s.l.) característicos, a través de numerosos casos ejemplo en sistemas sedimentarios antiguos y modernos bien conocidos, siguiendo siempre la variabilidad observada en sentido fluvial a marino. Terminaremos con una discusión de su evolución temporal desde el punto de vista de su significado estratigráfico. Así, se evidenciará como las características geomorfológicas, como tamaño y forma de los estuarios y rías actuales, no constituyen por sí solas un criterio suficiente para distinguirlos. Las características sedimentarias, su evolución, así como aquellos procesos que mejor muestran su relación con los sedimentos, se presentan como parámetros fundamentales en la interpretación de estos medios costeros.

DEFINICIONES Y CLASIFICACIÓN

Estuarios

Etimológicamente, la palabra «estuario» procede de la palabra latina *aestuarium,* que significa marisma o canal, que deriva de la palabra *aestus* que significa «marea». Esto quiere decir que el término se aplica a cualquier ambiente costero en el que la marea tiene especial significado. Así, en la segunda mitad del siglo XIX, los términos «ría» y «estuario» eran utilizados indistintamente y hacían referencia a una parte del río en su desembocadura.

En la segunda mitad de siglo XX, el interés en los estuarios se amplía, no sólo en el campo de la geomorfología, sino progresivamente a otros ámbitos como la sedimentología o la dinámica sedimentaria. Por ello, existe una gran variedad de definiciones dependientes de las diferentes disciplinas que estudian los estuarios, siendo muchas de ellas contradictorias debido a los diferentes conocimientos de los investigadores, o a las características específicas del estuario estudiado.

Pritchard (1952, 1967), tomando como criterio la salinidad, establece que un estuario «constituye un cuerpo de agua parcialmente cerrado en una zona costera, que tiene una conexión libre con el mar y donde se puede medir el agua diluida con el agua dulce terrestre». El término *parcialmente cerrado* sirve para excluir a las bahías costeras y la inclusión de agua dulce derivada del drenaje terrestre sirve para excluir a los lagos salinos con aporte de agua dulce procedente de las precipitaciones. Aunque muchos científicos han usado la definición de Pritchard, otros han sugerido que la definición de Fairbridge (1980) es más adecuada: «Un estuario es una entrada del mar que alcanza un valle fluvial tan lejos como el límite superior del ascenso de la marea, generalmente divisible en tres sectores: *a*) marino o estuario inferior, en conexión libre con el mar abierto; *b*) estuario medio sujeto a mezcla intensa de agua dulce y salina, y *c*) estuario superior o fluvial, caracterizado por agua dulce, pero sujeto a intensa acción mareal. Los límites entre estos sectores son variables y sujetos a constantes cambios en las descargas fluviales».

La principal diferencia entre las definiciones de Fairbridge y de Pritchard está en la determinación del límite superior del estuario. Pritchard lo define como el límite aguas arriba de la penetración salina y Fairbridge asume el límite aguas arriba de la penetración mareal, enfa-

tizando el gradiente de condiciones que se pueden encontrar en un estuario. De este modo, la definición de Pritchard funciona bien para los estuarios de las zonas templadas que están ligados a la boca de los ríos, pero no incluye cuerpos de salinidad altamente anómala como los lagoons o entradas costeras que están conectadas al océano sólo ocasionalmente. Para acomodar las peculiaridades de algunos estuarios, Day (1980) redefine estuario como «un cuerpo de agua costero semicerrado que tiene una conexión libre con el mar abierto bien permanente o bien de forma intermitente, y en el cual hay una variación de salinidad debido a la mezcla de agua marina con agua dulce derivada del drenaje terrestre».

Posteriormente, Perillo (1995) introduce una definición que integra la salinidad y el efecto de la marea y donde incorpora la componente biológica: «Un estuario es un cuerpo de agua costero semicerrado que se extiende hasta el límite efectivo de la influencia de la marea, dentro del cual el agua salada que ingresa por una o más conexiones libres con el mar abierto, o cualquier otro cuerpo de agua salina, es diluida significativamente con agua dulce derivada del drenaje terrestre y puede sustentar organismos eurihalinos, ya sea durante una parte o la totalidad de su ciclo de vida». Este tipo de definición es válida en estudios zoológicos o botánicos; sin embargo, no funciona desde el punto de vista geológico o sedimentológico, ya que incluye en unos casos y excluye, en otros, a áreas que por su evolución han formado parte de sistemas estuáricos.

La primera definición de estuario basada en criterios sedimentológicos es la propuesta por Dalrymple *et al*. (1992). Estos autores consideran un estuario como «la porción hacia el mar de un sistema fluvial inundado que recibe sedimento procedente de áreas fuente fluviales y marinas y que contiene facies sedimentarias influenciadas por las mareas, el oleaje y los procesos fluviales». Esta definición establece una diferencia tanto en el límite inferior como superior del estuario respecto a definiciones basadas en la salinidad (figura 14.2).

Existen otras definiciones de estuario, dependiendo de que se enfaticen criterios físicos (Langbein, 1963), criterios eustáticos (Russel, 1967) o tectónicos (Gorsline, 1967). Este hecho ha llevado también a la existencia de numerosas clasificaciones de estuarios según los criterios considerados, como veremos a continuación.

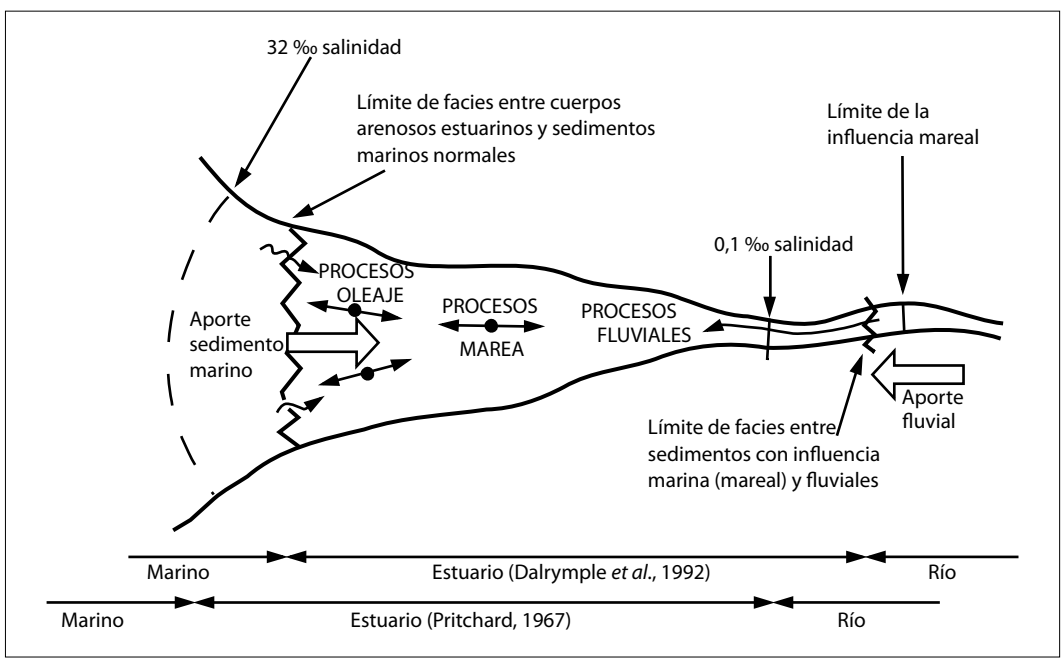


Figura 14.2. Diferencias del término estuario y de sus límites según Dalrymple *et al*. (1992) y según Pritchard (1967).

Clasificación por mareas

El rango de amplitud mareal (*RM*) varía a lo largo de la costa mundial (figura 14.3). Según la clasificación de Davies (1964), los estuarios pueden clasificarse como micromareales (*RM* < 2 m), mesomareales (2 < *RM* < 4 m) y macromareales (*RM* > 4 m). Algunos autores incluyen el término hipermareal (Dyer, 2003; McLusky y Elliott, 2004) para rangos de marea superiores a 6 m, como es el caso de la bahía de Fundy (Canadá), el estuario del Severn (Gran Bretaña) o el del Sena (Francia).

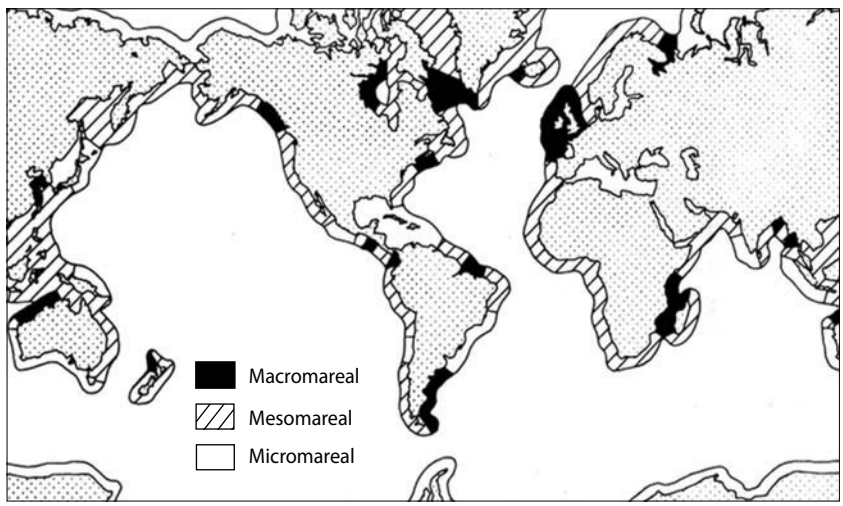


Figura 14.3. Clasificación de la costa mundial en función del rango mareal. Modificada de Davies, 1964.

La amplitud de marea condiciona el desarrollo de llanuras intermareales y marismas de un estuario o una ría. Así los estuarios micromareales apenas desarrollan llanuras intermareales. Los estuarios mesomareales suelen desarrollar importantes llanuras intermareales colonizadas por *Spartina,* mientras que los macro e hipermareales experimentan fuertes corrientes mareales, desarrollando grandes llanuras fangosas aunque apenas colonizadas por vegetación.

Clasificación por topografía/fisiografía

Considerando procesos de gran escala, tales como tectónicos y eustáticos, Fairbridge (1980) presenta los diferentes tipos fisiográficos básicos de estuarios (figura 14.4), aunque establece también un límite físico marcado por la influencia de la marea.

- Estuarios de llanuras costeras o valles de ríos inundados, se originaron con el ascenso del nivel del mar, cuando finalizó la última era glacial hace 18.000 años. El mar invadió las tierras llanas y las desembocaduras de los ríos. Como ejemplos de este tipo de estuarios se incluyen el de la bahía de Narragansett, la de Chesapeake, la de Delaware en la costa de Estados Unidos, Támesis (Inglaterra), Ems (Alemania), Sena (Francia), Si-Kiang (Hong Kong) y Murray (Australia).
- Estuario de barrera, se origina debido a la acumulación de barras de arena o islas-barrera en el límite marino del estuario. Estos elementos protegen al estuario de la acción del oleaje. Suelen ser estuarios someros con una acción mareal reducida. El viento es el principal agente de mezcla de agua dulce y marina. Este tipo de estuario es común en la costa de Texas y el golfo de Florida (la bahía de East Matagorda o el estuario de La-

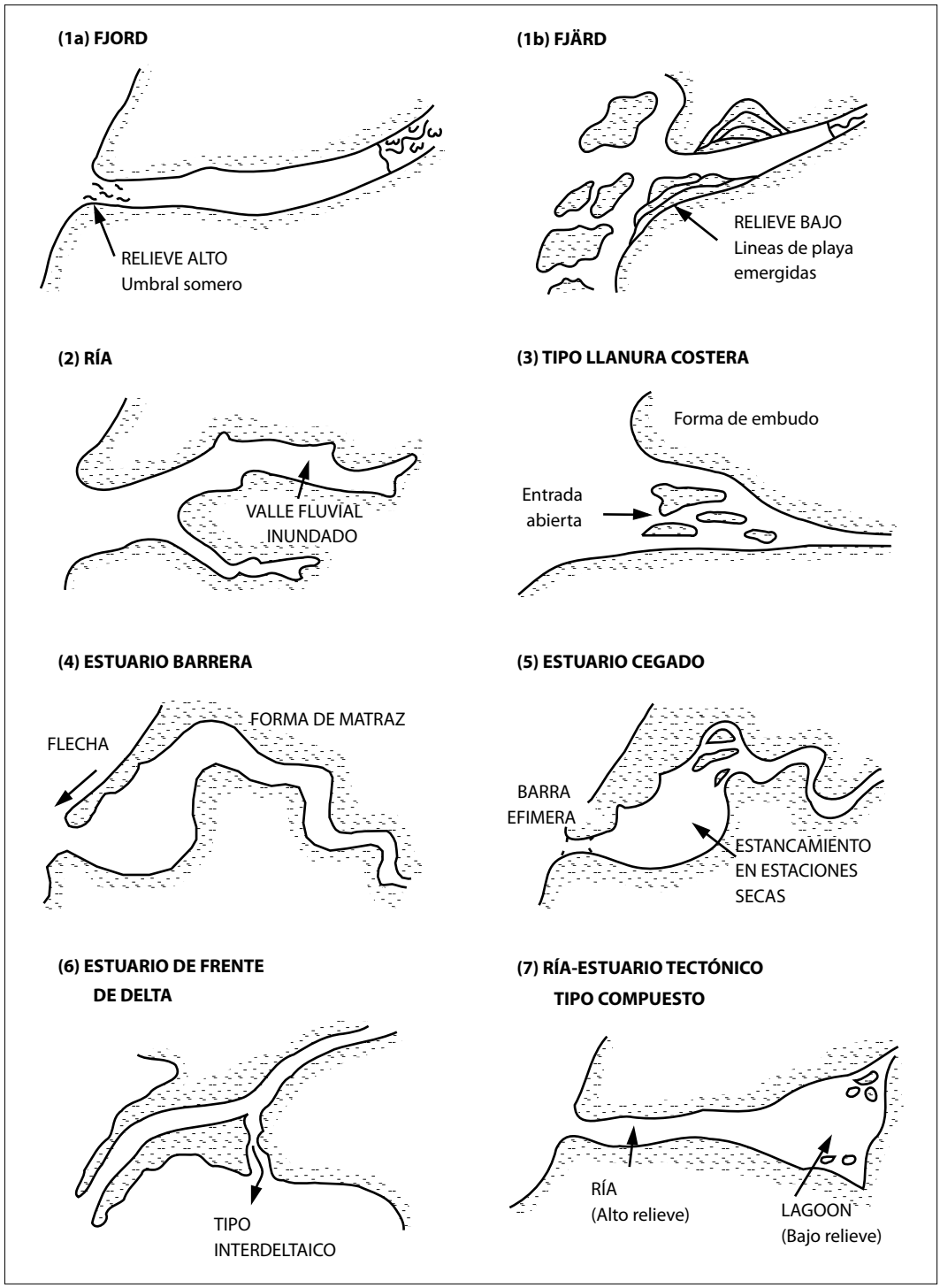


Figura 14.4. Tipos fisiográficos de estuarios. Modificado de Fairbridge, 1980.

guna Madre en la costa del golfo de México), las islas-barrera frente a cabo Hateras en la costa de Carolina del Norte (Estados Unidos) o en la costa holandesa.

- Estuario de origen tectónico o estuarios tipo ría, como es el caso de la bahía de San Francisco en California (Estados Unidos), no se originaron por cambios en el nivel del mar, sino como resultado de movimientos en la corteza terrestre debido a subsidencia.

- Estuarios originados por erosión glacial (Fjords). Este tipo de estuarios se crearon cuando los glaciares en retroceso cortaron valles profundos a lo largo de las costas. Presentan una barra somera en la entrada que limita el intercambio entre las aguas profundas del fjord y el mar. Se encuentran en las costas del Sureste de Alaska, British Columbia, Noruega, Nueva Zelanda, Groenlandia, o Sureste de Chile, entre otros.

En general se puede considerar que los estuarios anchos y bien desarrollados son comunes a lo largo de regiones de llanuras costeras, en plataformas continentales anchas y márgenes pasivos (por ejemplo, costa Atlántica de Estados Unidos). Mientras que los estuarios estrechos y poco desarrollados ocurren en costas de plataformas estrechas, de inclinación pronunciada, características de márgenes activos (costa Pacífica de Estados Unidos).

Clasificación por salinidad y mezcla de aguas

En función exclusivamente de la salinidad pueden reconocerse tres tipos de estuarios (figura 14.5): positivos, negativos y neutros (McLusky y Elliott, 2004). Un estuario positivo es aquel en el que la salinidad superficial es menor en el estuario que en mar abierto, debido a que el aporte de agua dulce excede a la salida o pérdida por evaporación. Este tipo de estuario es el más común en las zonas templadas del mundo. Como puede verse en la figura 14.5, las flechas muestran el patrón de circulación con el agua marina más densa que entra al estuario por el fondo y se mezcla verticalmente con la corriente superficial de agua dulce. En contraposición, un estuario negativo, o también llamado inverso por los oceanógrafos (Lennon *et al.*, 1987), es aquel en el que la evaporación excede la entrada de agua dulce, desarrollándose condiciones de hipersalinidad en el estuario. Este tipo de estuario se encuentra fundamentalmente en los trópicos, como por ejemplo en la Laguna Madre en Texas o en el golfo de San Vicente en el sur de Australia; aunque también puede darse en regiones templadas donde el aporte de agua dulce está muy limitado (Isefjord en Dinamarca). El patrón de circulación es opuesto al de un estuario positivo (figura 14.5) porque tanto el agua marina como el agua dulce entran al estuario en superficie, pero tras la evaporación y el hundimiento dejan el estuario como una corriente de fondo. En ocasiones excepcionales, el aporte de agua dulce al estuario iguala la evaporación y se establece un régimen de salinidad estático. Este es el llamado estuario neutro.

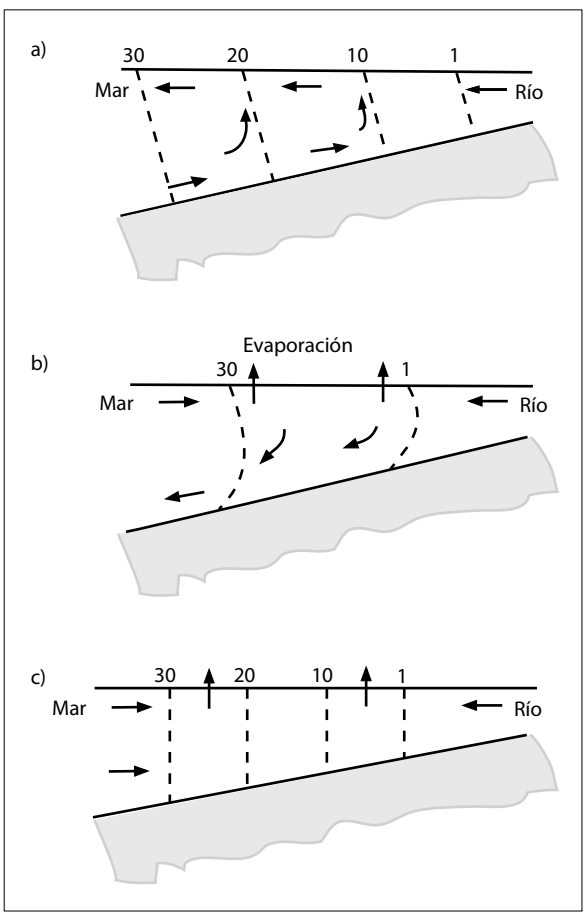


Figura 14.5. Tipos de estuarios en función de la salinidad: a) estuario positivo; b) negativo o inverso; c) neutro.

Sin embargo, la estratificación de las capas de agua en el interior del estuario está condicionada por diferentes factores físicos y ambientales tales como la forma del estuario, las mareas, el aporte fluvial o el viento. Así, Pritchard (1967) clasifica los estuarios en estuarios de cuña salina, de mezcla parcial, y bien mezclado, basándose en la mezcla de agua dulce y marina (figura 14.6).

- Los estuarios en cuña salina (o estratificación total según Jay y Smith, 1990a) se desarrollan cuando un río descarga en un mar virtualmente sin marea. Entre el agua dulce y el agua salina hay fuertes gradientes de salinidad

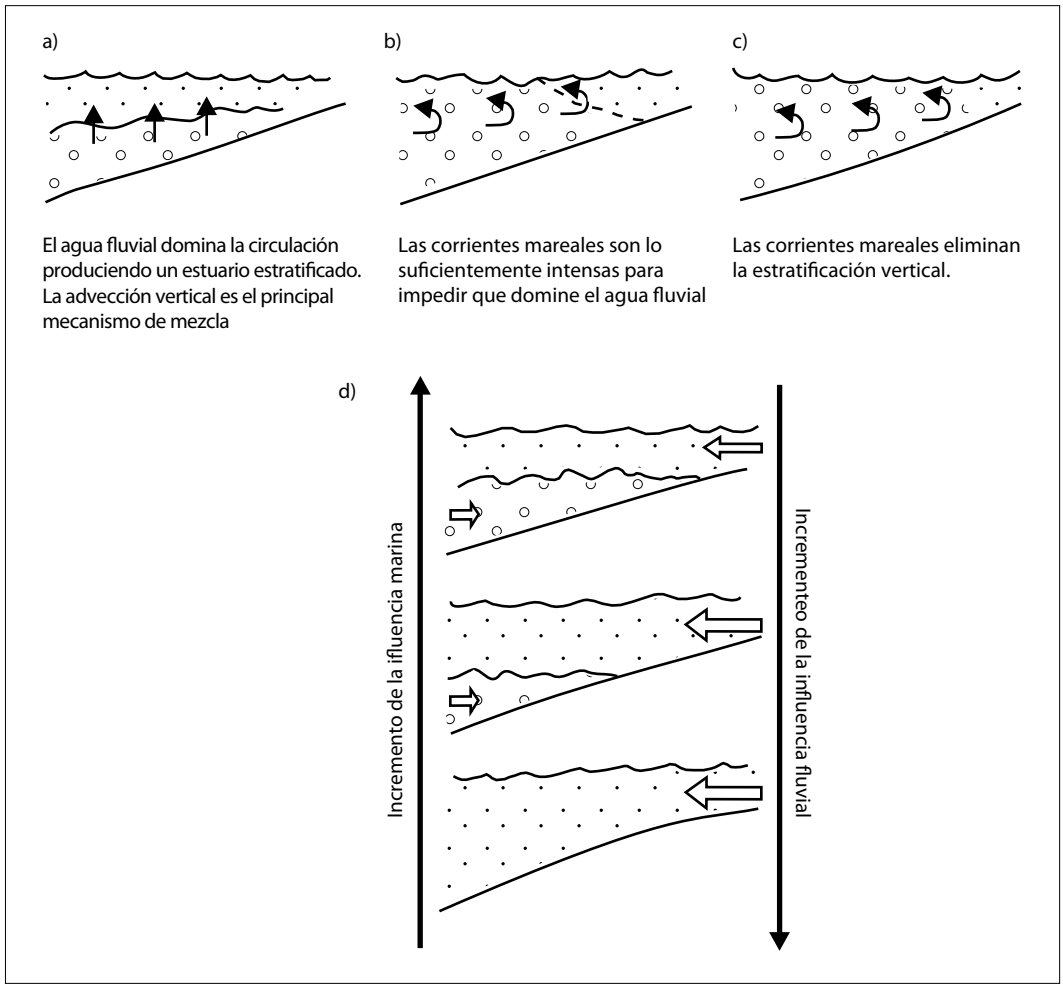


Figura 14.6. Clasificación de estuarios basada en la mezcla de agua dulce y marina propuesta por Pritchard (1967): a) cuña salina; b) parcialmente mezclado; c) verticalmente homogéneo; d) diferencia en la posición de la cuña salina en función de las variaciones del flujo fluvial.

y densidad, se desarrolla una haloclina y las dos masas de agua no se mezclan fácilmente. La posición de la cuña salina depende del flujo fluvial. Cuando la descarga es baja, la cuña salina puede penetrar hacia tierra. Sólo aquellos ríos con muy baja tasa de descarga (por ejemplo, los ríos que drenan Texas y descargan en el golfo de México) forman estuarios en cuña salina. Si la descarga es alta, entonces tiende a acumularse el sedimento y construir un delta (en el este del golfo de México).

- Los estuarios parcialmente mezclados ocurren cuando un río descarga en un mar mesomareal. Las corrientes de marea son significativas, de tal manera que toda la masa de agua se desplaza arriba y abajo con el flujo y reflujo mareal. Esto hace que haya una mezcla de las dos masas de agua y que la haloclina esté mal definida. Este tipo de estuarios es común en la costa este de Norteamérica, como ejemplo, el estuario del río James (Virginia) que constituye una parte de la bahía de Chesapeake.
- Los estuarios bien mezclados corresponden a estuarios más anchos y someros, donde el rango de marea es alto, y las corrientes mareales son relativamente más fuertes que el flujo fluvial. La columna de agua está completamente mezclada, siendo la salinidad igual en superficie y en el fondo y disminuyendo desde el mar hacia tierra. Se denominan también verticalmente homogéneos o débilmente estratificados (Jay y Smith, 1990). Son

típicos de la costa noroeste de Europa; por ejemplo, el del río Támesis (Baugh y Littlewood, 2006).

Esta propuesta de Pritchard (1967) atiende a un aspecto muy generalista y global de la mezcla de las masas de agua. De esta manera, un mismo estuario puede sufrir mezcla de los tres principales tipos definidos en diferentes períodos. Haremos más hincapié en este aspecto cuando tratemos el papel de la mezcla de masas de agua sobre el transporte de sedimentos.

Rías

El término ría tiene un origen relativamente antiguo, según la revisión de Méndez y Rey (2000) y Méndez y Vilas (2005) figuraba ya en la edición de 1495 del vocabulario hispanolatino de Elio A. de Nebrija en el que se hace equivaler a «puerto de río, ostium fluminis». En el año 1780, la Real Academia Española generaliza su empleo para la designación de un ámbito geográfico de topografía o morfología característica, que permita definir «la parte del río a la entrada del mar».

Posteriormente, Von Richthofen (1886) adoptó el término «ría» para designar un tipo de costa caracterizada por la existencia de un valle ocupado por el mar, tomando como ejemplo las rías gallegas. Geomorfológicamente, una ría fue definida como un valle fluvial que corta erosivamente la topografía adyacente. Generalmente, una ría estará constituida de antiguos macizos hundidos y elevados, donde una parte del bloque hundido y el correspondiente tramo fluvial bajo, han sido inundados como resultado de una transgresión.

Tras la introducción del término «ría» en la literatura científica, se ha alcanzado un conocimiento relativo de las mismas, aunque todavía limitado, si se compara con la extensa literatura y los numerosos trabajos realizados en muchos estuarios del mundo. Entre los trabajos pioneros y más destacados se pueden citar los de Schurtz (1902), Scheu (1913), Torre Enciso (1958), que centran la atención en el origen de las rías a partir de trabajos geográficos e interpretación de la cartografía existente, así como los de Carlé (1947, 1949, 1950) sobre geomorfología y tectónica, seguidos por los de Nonn (1966) que analiza las formas topográficas y establece una clasificación de las rías de la costa de Galicia, a partir de sus rasgos morfológicos más destacados. Cabe destacar también los trabajos de Pannekoek (1966a y b, 1970) en los que atribuye las principales características del relieve de la costa de rías a las fallas hercínicas reactivadas durante el Terciario.

Sin embargo, Castaing y Guilcher (1995) sugieren que el término ría se restrinja a la Península Ibérica y otras áreas con costas de gran relieve tales como la de Bretaña en Francia, Devon y Cornwall en Reino Unido, Corea, Sureste de China y Sur de Patagonia en Argentina. De modo similar, Perillo (1995) en una revisión del término estuario propone que el término ría se use para un tipo de estuario: un valle fluvial desarrollado en costas de elevado relieve. Este autor cita a las rías de Galicia como uno de sus ejemplos, sin referencia a su estructura geológica, y contrastando las rías con los estuarios de llanura costera que generalmente ocupan costas de bajo relieve como el Támesis o la Gironda. Esto implicaría que todas las rías son estuarios, es decir, estarían dominadas por circulación estuarina.

La mayoría de los estudios regionales han demostrado que, aunque los procesos hidrodinámicos son similares a los identificados en estuarios, las rías están claramente dominadas por el oleaje quedando la circulación estuarina restringida a las zonas más internas (Ruiz-Villarreal *et al.*, 2002; Souto *et al.*, 2003; Piedracoba *et al.*, 2005; Vilas *et al.*, 2005). Desde un punto de vista sedimentológico, las características y distribución de sedimentos también muestran diferencias significativas respecto a los modelos de facies de estuarios dominados por olas y por mareas, para las Rías Baixas gallegas (Rubio *et al.*, 2001; Rey *et al.*, 2005; Vilas *et al.*, 2005).

Además numerosos trabajos realizados en la costa de Galicia para establecer la génesis y evolución del sector noroccidental peninsular (Vidal Romaní, 1991, 1996; Pazos *et al*., 1994; Twidale y Vidal Romaní, 1994; Vilas *et al*., 1995, 1996, 1999b; Pagés, 2000, entre otros), así como la evolución del litoral gallego (figura 14.7) desde el último máximo glacial (García-Gil *et al*., 2002; Vilas *et al*., 2002, 2005, entre otros) permiten considerar el término ría en un sentido más amplio que el puramente geomorfológico y, por ello, con un significado sedimentológico propio como veremos en apartados posteriores.

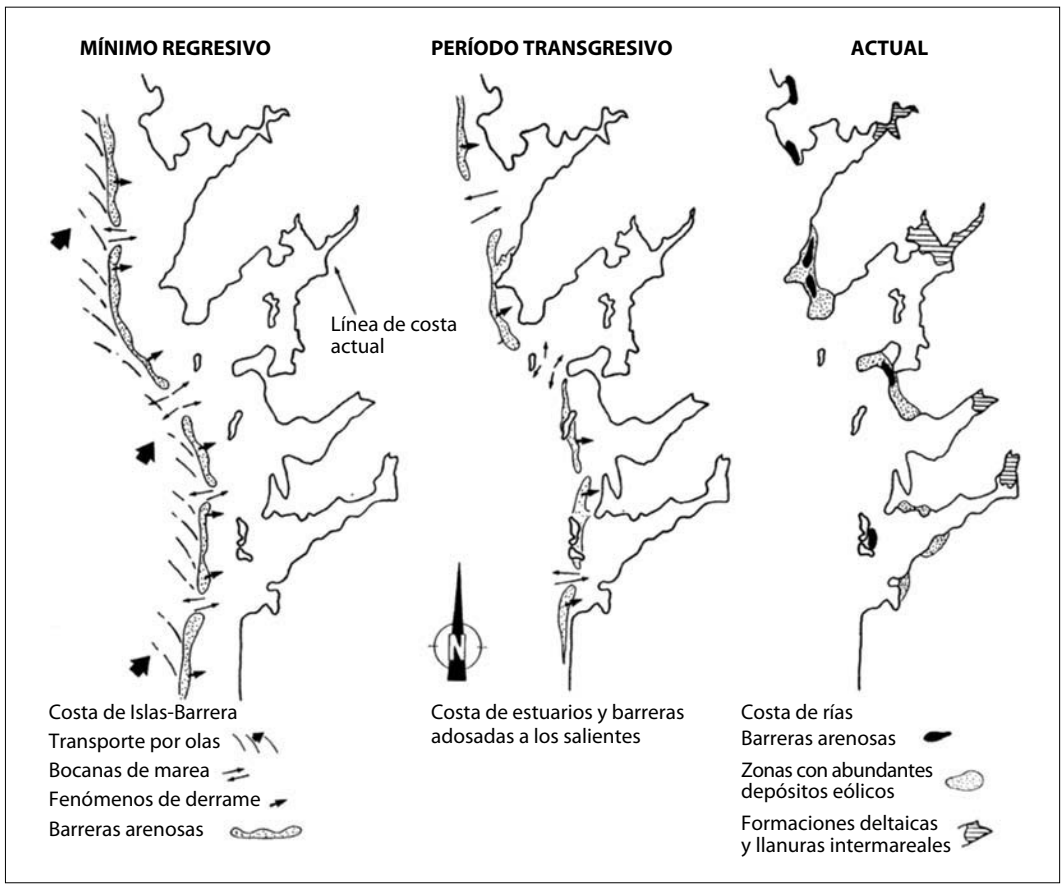


Figura 14.7. Variación de la línea de costa en las Rías Baixas de Galicia desde el último máximo glacial (LGM). Modificado de Vilas *et al*., 1987.

Tipos de rías

Nonn (1966) establece tres tipos de ría en la costa gallega. El primer tipo corresponde a la parte inferior de un sistema fluvial anegado. La importancia del río es la responsable de la amplitud de la ría y a veces de su trazado. Sin embargo, admite la posible concurrencia de otros procesos, como el retroceso o alejamiento de las vertientes favorecido por una alteración terrestre intensa, o la intervención de la tectónica a pequeña escala. Los mejores ejemplos de este tipo de rías se encuentran en el litoral cantábrico (rías de Ortigueira, Barqueiro, Foz, Ribadeo); en las costas expuestas al NO se identifican ejemplos parcialmente semejantes (rías de Cedeira, Ferrol, Ares y Betanzos, Laxe y Camariñas); mientras que en las rías expuestas al oeste esta forma, cuando existe, se limita a las partes más internas de las mismas.

El segundo tipo está caracterizado por la preponderancia de la tectónica y, en especial, cuando los ríos principales son incapaces de justificar el tamaño de la ría. Así, los sistemas

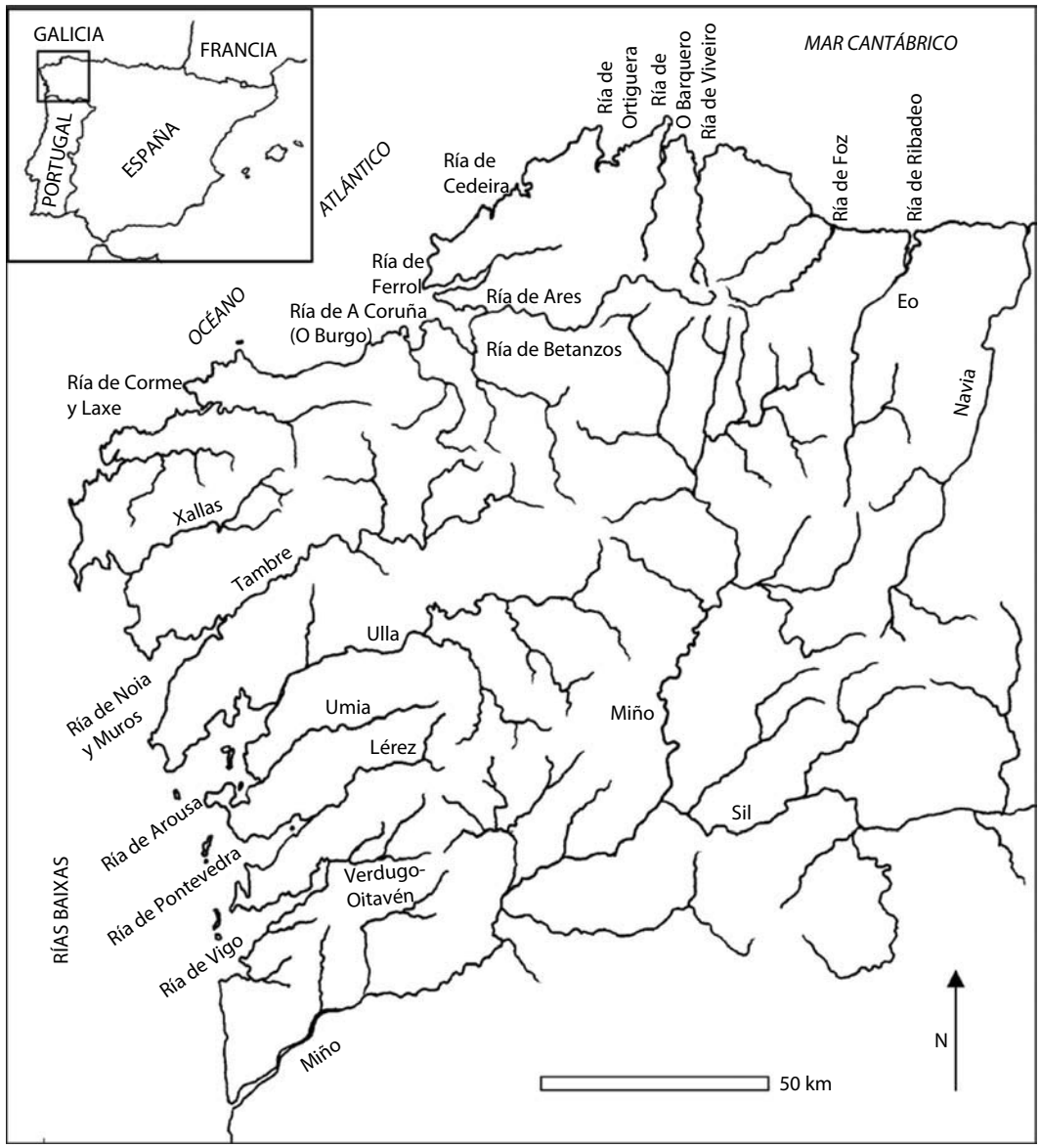


Figura 14.8. Costa de Galicia y Rías (de Méndez y Vilas, 2005).

hidrográficos del río Verdugo-Oitavén (figura 14.8) correspondiente a la ría de Vigo, del río Lérez en la de Pontevedra y del río Tambre en la de Muros y Noia demuestran, según Nonn (1966), que el caudal actual no justifica las dimensiones de esas rías, concluyendo que la tectónica, por medio de hundimiento, levantamiento y rotación de los bloques tectónicos de la parte emergida, es la responsable de la configuración de las Rías Baixas.

El tercer tipo corresponde a cubetas de alteración terciaria anegadas. Siguen siendo rías porque un río, de cierta importancia, tiene en ellas su desembocadura, y en períodos de nivel del mar más bajo contribuyó a su hundimiento y desmonte e inscribió su curso. En estas últimas es característica la forma «globular o ameboidea» (ramificadas al ser vistas en planta), estando representadas en la costa gallega por las rías de A Coruña y Arousa. En cualquier caso, las rías podrían tener características mixtas e incluso la clasificación anterior vendría dada por la prevalencia de unos procesos sobre otros en unos entornos en los que la multicausalidad es la norma. Esta clasificación mantiene aún más abierto el debate sobre la idoneidad de aplicar el término ría a distintos tipos de entrantes de mar con génesis diferente.

Llanuras intermareales

Las llanuras de marea son sistemas deposicionales que consisten en superficies de baja pendiente localizadas en la zona de influencia directa de las corrientes mareales. Su localización corresponde al sector comprendido entre la pleamar y la bajamar, siendo más frecuentes en costas meso y macromareales (figura 14.9). Se desarrollan principalmente en aquellos sectores costeros donde la energía de la marea es netamente superior a la del oleaje. Así, según Hayes (1979) el factor que determina la morfología de las costas deposicionales y la distribución de medios sedimentarios es el balance entre rango mareal y altura de oleaje, diferenciando entre costas dominadas por oleaje, costas dominadas por la marea y costas de energía mixta. De este modo, la distribución de llanuras de marea es máxima en costas dominadas por las mareas, decrece en costas de energía mixta y es mínima en costas dominadas por el oleaje (figura 14.9). Por ello, las llanuras de marea pueden aparecer como medio sedimentario *propio* en costas abiertas, cuando la actuación del oleaje es mínima o como un submedio asociado a otros medios sedimentarios tales como rías o estuarios (Vilas y Nombela, 1985; Vilas *et al.*, 1999a), generándose en zonas donde otras morfologías amortiguan la acción del oleaje (figura 14.10).

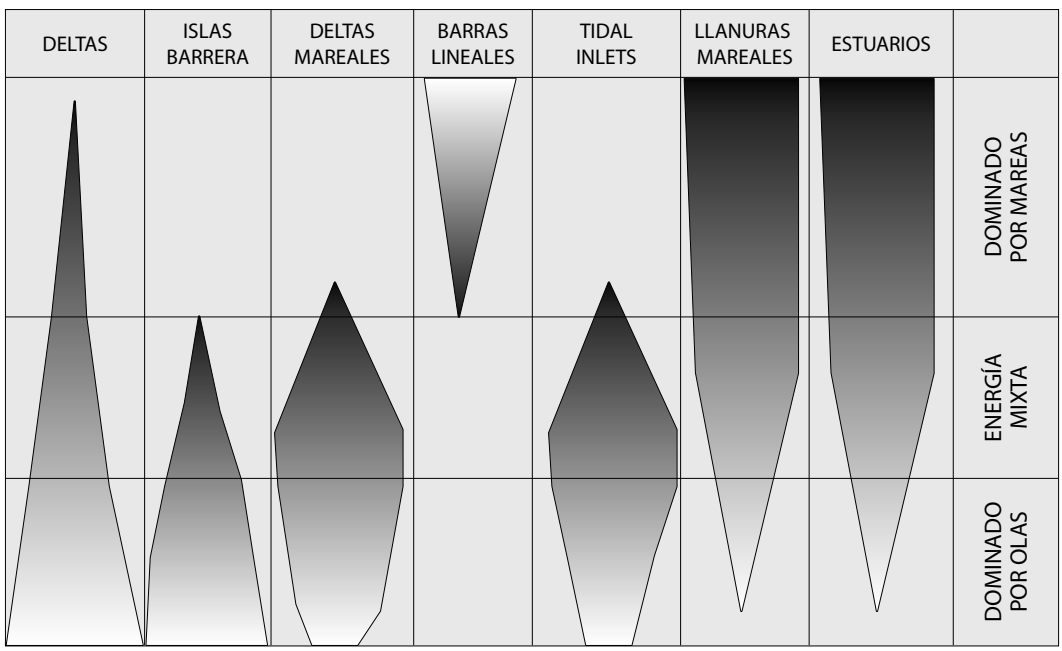


Figura 14.9. Relación entre la amplitud de las mareas y el tipo de medio sedimentario. Modificado de Hayes, 1976.

Además de esta relación dinámica, el depósito en estos sistemas también depende de la zona climática en la que se encuentren. En regiones de clima templado, son sistemas predominantemente terrígenos, mientras que en las zonas de latitudes bajas se presenta una variabilidad litológica que depende del aporte terrígeno y de la tasa de evaporación, pudiendo generarse llanuras de marea carbonatadas en el caso de que el aporte terrígeno sea mínimo.

Generalmente, la llanura de marea presenta una transición desde facies arenosas a facies fangosas en la porción más interna o continental, culminando con una densa colonización vegetal (marisma) adaptada a los cambios de salinidad y a los intervalos diferentes de exposición a condiciones subaéreas, en cada ciclo mareal. En climas fríos y templados, se desarrolla una superficie de marisma con vegetación halofítica (Vilas *et al.*, 1999a); en climas áridos,

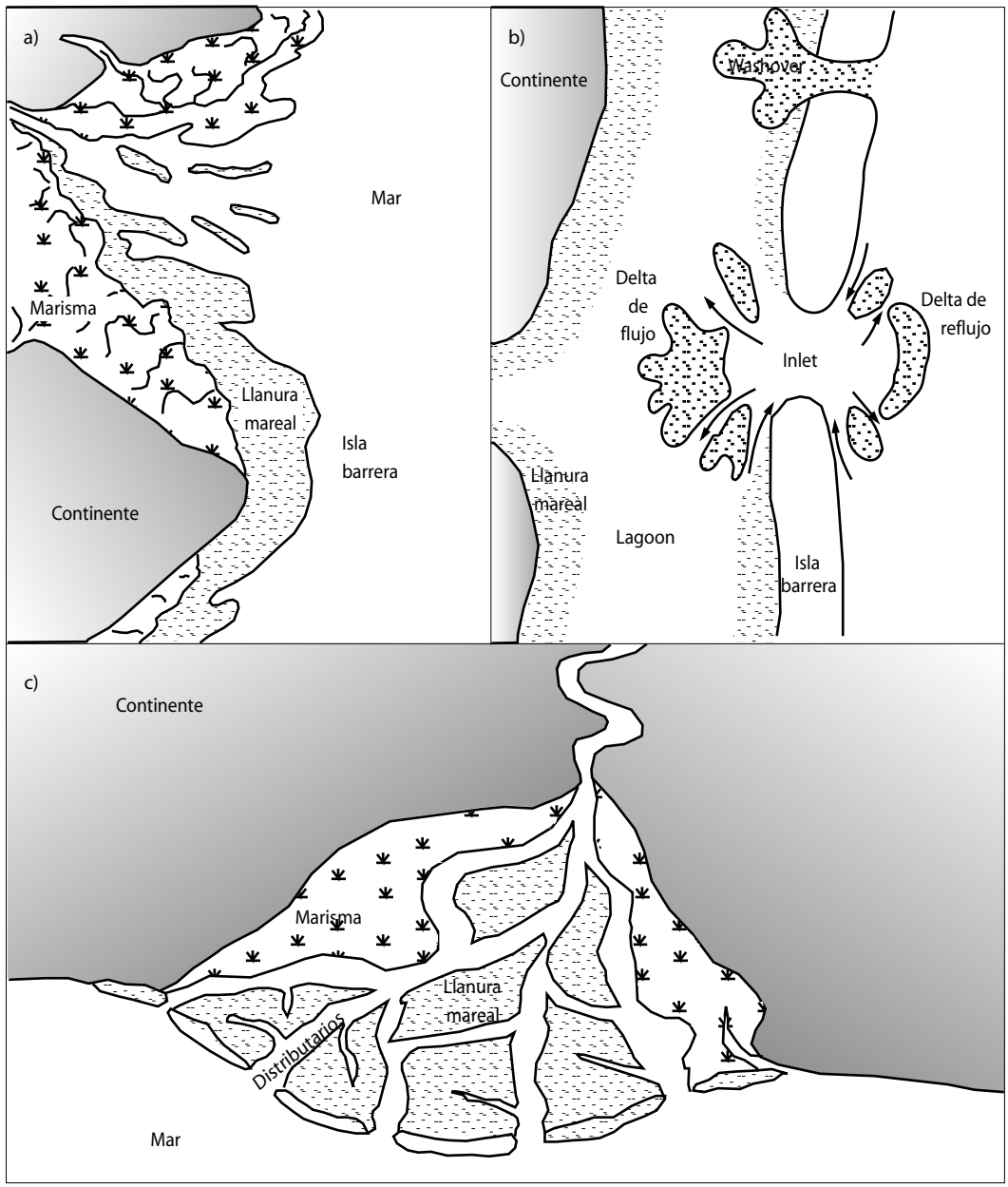


Figura 14.10. Localización de llanuras mareales asociadas a otros medios sedimentarios como: a) estuarios (Hayes, 1975); b) sistemas de islas barrera (Hayes, 1979) y c) deltas (Thompson, 1968).

apenas hay vegetación, sustituida ésta por depósitos de carácter evaporítico; y en climas cálidos y húmedos, está colonizada por manglares.

La aparente monotonía llana de estos medios se ve frecuentemente interrumpida por una serie de canales más o menos perpendiculares a la dirección de la costa, que surcan la llanura y que pueden adquirir incluso un régimen meandriforme (figura 14.11). Éstos canalizan las corrientes de flujo y reflujo mareal, por lo que se mantienen casi permanentemente sumergidos.

Las llanuras mareales tipo, por ser las primeras y más estudiadas en detalle fueron las del mar del Norte (Holanda, Alemania, Dinamarca y costa de Inglaterra). Así los trabajos clásicos derivan de las investigaciones en el mar del Norte por van Straten (1954), Reineck (1967), Klein (1970, 1971) y el Wash por Evans (1965). En llanuras carbonatadas, los trabajos pio-

neros se deben a Illing (1954) y Newell y Rugby (1957) para las Bahamas, Logan *et al.* (1964) en Australia, Shinn (1969) en el golfo Pérsico, entre otros.

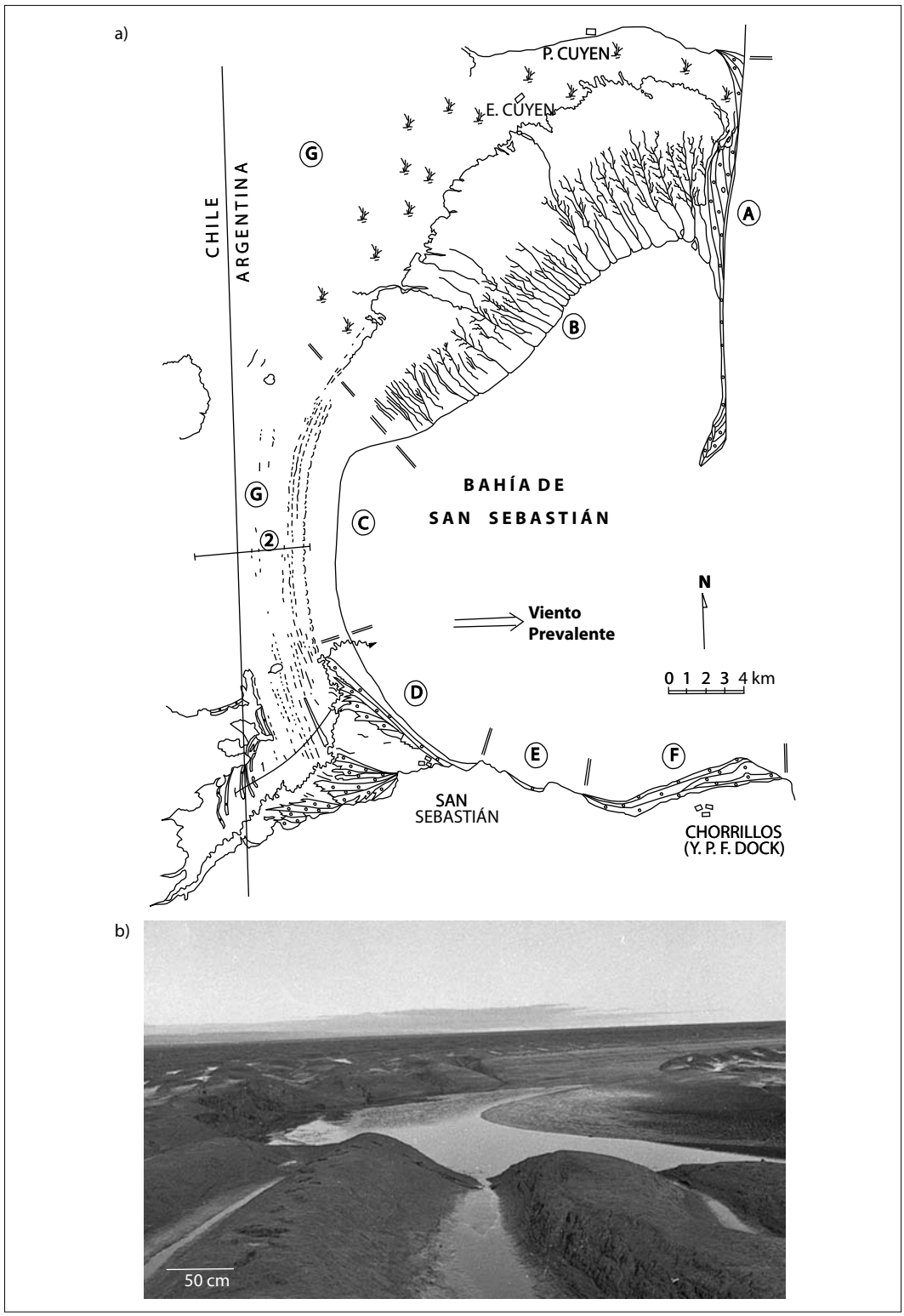


Figura 14.11. a) Distribución de ambientes sedimentarios en la bahía de San Sebastián (sur de Argentina). La zona B corresponde a la llanura intermareal; b) detalle de los canales mareales de la zona B. Modificado de Vilas *et al.,* 1999a.

PROCESOS FÍSICOS EN ESTOS MEDIOS DE TRANSICIÓN

Las fuerzas principales que controlan la circulación en estuarios son la descarga fluvial en la cabecera y las variaciones diarias del nivel del mar en la entrada. Estas fuerzas controlan los mecanismos de mezcla de aguas, determinando la distribución de la haloclina y el transporte de sedimentos. MacCready (1999) demostró que el comportamiento del estuario se ajusta dinámicamente a cambios en la descarga fluvial y la mezcla mareal. En el caso de las rías y debido principalmente a su mayor profundidad y su amplia entrada, el oleaje se presenta como uno de los procesos principales que controla la dinámica de este medio. De hecho, la interacción de los diferentes procesos con las características geomorfológicas de estuarios y rías dará lugar a diferencias significativas entre ambos medios desde el punto de vista sedimentológico (Vilas *et al.*, 2005; Rey *et al.*, 2005). En el caso de las llanuras de marea, el agente principal que modela estos medios son las corrientes mareales, junto con las olas de viento. En general, la importancia relativa de estos tres procesos (descarga fluvial, marea y oleaje) varía de una forma sistemática en la transición fluvial-marina.

Descargas fluviales

Las corrientes fluviales decrecen en intensidad e importancia relativa dentro del estuario en dirección hacia el mar. Esto se debe tanto a la disminución del gradiente hidraúlico en la zona próxima a la desembocadura del río, como a la distribución del flujo en los múltiples canales mareales. En este sentido, la capacidad de expulsión de agua dulce o la velocidad de salida en un estuario es un parámetro cuantificable estimado a partir de la relación entre la media anual de descarga fluvial y la sección transversal del área, en el punto de transición agua dulce-agua marina (Gibbs, 1977). El valor de este parámetro permite delimitar la intrusión del agua marina hacia tierra y, con ello, el segmento de transición de los subambientes sedimentarios del estuario.

Independientemente del volumen de descarga, las corrientes fluviales son importantes, ya que condicionan los gradientes longitudinales y transversales de salinidad y, por tanto, de densidad, que controlan la circulación estuarina y además, son una fuente importante de sedimento al estuario.

Mareas

Cuando la onda de marea alcanza la costa y se introduce en un cuerpo de agua semiconfinado como un estuario, donde el rango de marea es relativamente grande comparado con la profundidad, se generan una serie de efectos resonantes que van a modificar sus características. Estos efectos van a estar condicionados por dos parámetros principales: el prisma de marea y la sección del estuario. El prisma de marea se define como el volumen de agua entre pleamar y bajamar que entra y sale del estuario durante el ciclo mareal. La sección o convergencia del estuario tiene una doble influencia (figura 14.12). La variación del área de dicha sección junto con el prisma de marea determinará variaciones en la amplitud de la marea y en la velocidad de la corriente residual en el estuario. A medida que el estuario se va estrechando hacia la cabecera, aumentará la amplitud de la marea y se intensificará la corriente. Este efecto se contrarresta con la disminución gradual de profundidad hacia la cabecera del estuario, que acentúa el efecto de la fricción entre la columna de agua y el fondo. La relación entre convergencia y fricción permite definir dos tipos de estuario en función del modelo de propagación de la onda de marea (Le Floch, 1961):

a) Estuario hipersincrónico, la forma de embudo del estuario genera un aumento gradual de la amplitud mareal y de la velocidad de la corriente debido al estrechamiento gra-

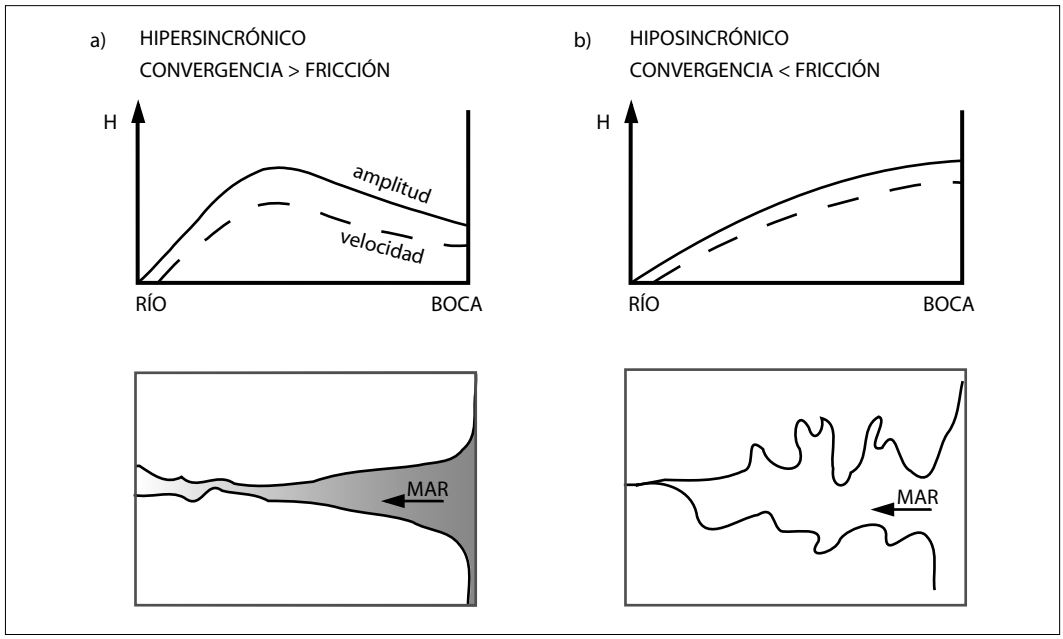


Figura 14.12. Modelos de propagación de la marea en estuarios: a) hipersincrónico, b) hiposincrónico. Modificado de Le Floch, 1961.

dual de la sección del estuario. A partir de cierto punto, la fricción con el fondo y los márgenes de la cuenca produce una disminución de los parámetros mareales hacia el río. Las condiciones hipersincrónicas son típicas de ambientes dominados por la marea, por lo que la mayoría de estuarios entrarían dentro de esta clasificación.

b) Estuario hiposincrónico son estuarios donde la fricción siempre supera el efecto de la convergencia, dando lugar a una disminución continua de la amplitud y la velocidad mareal en dirección hacia la cabecera. Estas condiciones son típicas de ambientes controlados por el oleaje. Este tipo de comportamiento de la onda de marea es propio también de las rías, donde la profundidad es mucho mayor que el rango mareal, y el efecto de la fricción se puede considerar despreciable. Así, estos procesos no lineales de alteración de la onda mareal no son significativos, salvo en las zonas más internas o zonas estuáricas.

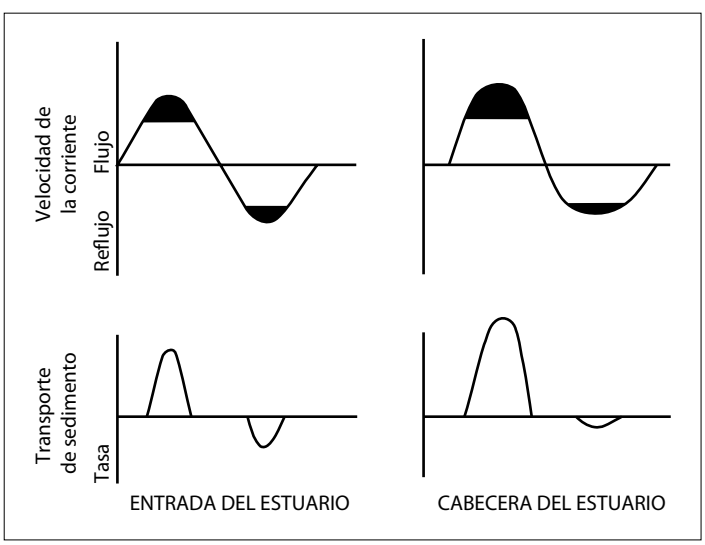


Figura 14.13. Variaciones en la velocidad de flujo y reflujo mareal en un estuario macromareal, y consecuente transporte de sedimento hacia la cabecera del estuario. Modificado de Allen *et al.*, 1980.

En estuarios macromareales, el efecto de la fricción con el fondo va a dar lugar también a asimetrías en la curva de marea (figura 14.13). Las corrientes de marea dentro del estuario cambian cíclicamente de dirección, con una corriente de flujo que viaja hacia la cabecera entre la bajamar y la pleamar y una corriente de reflujo que viaja hacia el mar cuando se produce el giro hacia la bajamar. Así, la corriente de flujo se inicia en condiciones de bajamar, donde la profundidad es menor. Esta disminución en la sección se compensa con un incremento de la velocidad. Por el contrario, la corriente de reflujo se inicia en pleamar, con mayor sección y, por tanto, menor velocidad. En estas condiciones,

las corrientes de flujo exceden a las de reflujo, produciéndose una asimetría en la marea. Además, durante los picos de pleamar y bajamar, la corriente se frena, permaneciendo inmóvil mientras se invierte el sentido de la marea. La asimetría de la marea favorece un período de relajación mayor durante el repunte de la pleamar que en la bajamar.

En general, la importancia de la marea en los procesos sedimentarios está relacionada con su capacidad para movilizar sedimento, por lo que su efecto puede reconocerse en los depósitos sedimentarios. Algunos autores (Dronkers, 1986; Uncles y Stephens, 1989, entre otros) han observado que la asimetría de la marea en el interior de un estuario juega un papel fundamental en la resuspensión de sedimento del fondo y en la formación de máximo de turbidez en estuarios meso y macromareales. En cuanto al efecto de la marea en rías, trabajos recientes (Rey *et al.,* 2005; Vilas *et al.*, 2005) han puesto de manifiesto su escasa influencia en el transporte de sedimentos y procesos postsedimentarios.

Oleaje

En mar abierto, cuando el viento sopla sobre la superficie del mar se produce una transferencia de energía que dará lugar a pequeñas perturbaciones que acabarán transformándose en ondas. Podemos distinguir dos tipos de oleaje: olas de viento (o tipo *sea*) y mar de fondo (o tipo *swell*).

Las olas de viento corresponden al oleaje que observamos dentro del *fetch*. Se caracterizan por un conjunto de crestas aisladas e irregulares y un amplio rango de alturas de ola y períodos. Este tipo de olas puede aparecer en el interior del estuario o ría, cuando en ellos se localiza el área de generación. En este caso, debido a la limitación de sus dimensiones, las olas resultantes serán de pequeña altura y período, aunque pueden tener un efecto significativo sobre las llanuras de marea (Talke y Stacey, 2008).

Al abandonar el área de generación, estas olas irregulares sufren una serie de procesos de transformación, principalmente dispersión y atenuación energética, que dan lugar al mar de fondo. Este tipo de oleaje está caracterizado por frentes de onda bien definidos, donde la longitud de la onda es muy superior a su altura y el rango de alturas y períodos es más estrecho. Durante su propagación hacia la costa, el paso de estas ondas genera un movimiento orbital de las partículas de fluido que, para el caso más sencillo en la teoría de Airy, se ha definido como un movimiento circular cerrado (figura 14.14). Las partículas de fluido avanzan con el paso de la cresta y retroceden con el paso del seno. Estas órbitas disminuyen su diámetro desde superficie hacia el fondo. Cuando el oleaje se propaga por aguas profundas, el movimiento de las partículas de fluido se atenúa antes de alcanzar el fondo. En esta situación se dice que el oleaje no nota el fondo y, por tanto, no existe interacción entre la ola en superficie y el sedimento depositado.

A medida que el oleaje se aproxima a la costa, la profundidad *(d)* va disminuyendo y, llega un momento, en que el oleaje comienza a notar el fondo (nivel de base). Se dice que el oleaje ha entrado en aguas intermedias. Esto se produce cuando la relación entre profundidad y longitud de la onda toma valores iguales o inferiores a 0,5. En esta situación el paso de la onda se hace sentir en toda la columna de agua, de tal modo, que en profundidad la órbita circular se transforma en elíptica y, ya en el fondo, el movimiento se limita a un desplazamiento de vaivén. Se produce una interacción entre la onda y el fondo.

De este modo, la energía del oleaje va aumentando hacia la costa, alcanzando un valor máximo en la entrada del estuario. En aquellos estuarios con una entrada abierta, el oleaje puede penetrar hacia el interior, aunque la disipación por fricción en aguas tan someras causará una disminución rápida de la energía del mismo. En cualquier caso, la entrada de los estuarios se verá expuesta a la acción intensa del oleaje, pudiendo incluso dominar localmen-

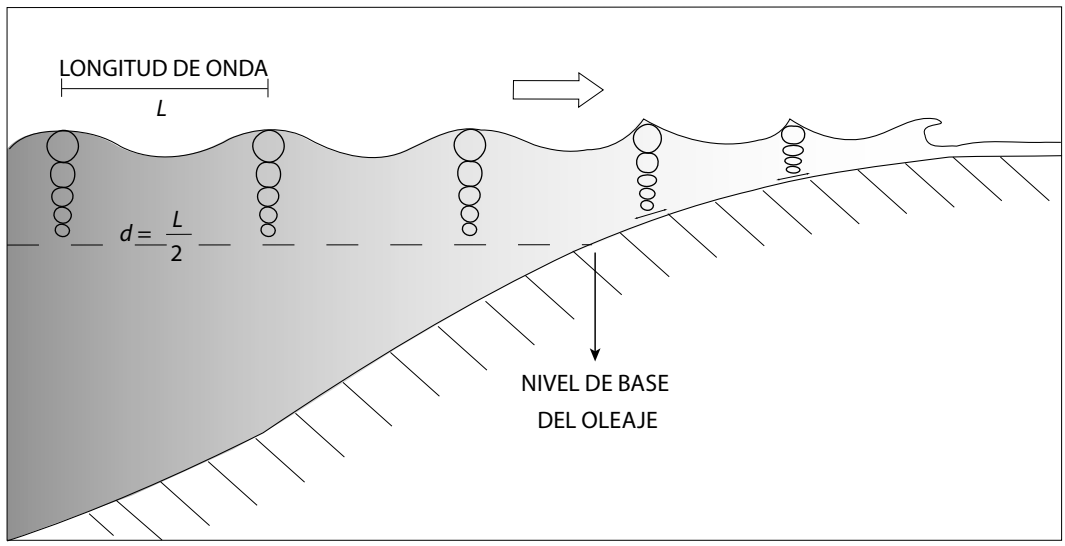


Figura 14.14. Transición del oleaje desde aguas profundas a aguas intermedias donde se muestra el descenso en la intensidad del movimiento orbital al aumentar la profundidad.

te sobre las corrientes de marea. En el caso de las rías, donde la entrada es completamente abierta y con profundidades entre 40 y 60 m, el oleaje es capaz de propagarse sin atenuación hasta prácticamente la cabecera de la ría. En general, la energía del oleaje será menor a lo largo del eje longitudinal, debido a la mayor profundidad, intensificándose hacia los márgenes. Además, análisis llevados a cabo mediante modelos numéricos, establecen que el oleaje en el interior de la ría se concentra en corredores de entrada bien definidos (figura 14.15). La posición de dichos corredores varía dependiendo de las condiciones de oleaje en mar abierto, principalmente del período de la onda, ya que este parámetro determina cuando el oleaje comienza a notar el fondo. Cuanto mayor sea el período, la transición entre aguas profundas a intermedias se producirá a mayor profundidad. Así, el oleaje actuará potenciando la turbulencia y la mezcla de aguas y manteniendo al sedimento en suspensión en el interior de la ría.

Mezcla de aguas y circulación estuarina

Otra característica de los estuarios y rías es que se forman en las bocas de los ríos donde el agua dulce interactúa y se mezcla con el agua salada. Aunque sólo hay una diferencia en densidad del dos por ciento entre las dos masas de agua, los gradientes verticales y horizontales generan una circulación residual que, junto con la mezcla por las mareas, puede ser muy variable en espacio y tiempo. Esta circulación se denomina «circulación estuarina» (Dyer 1995, 1997, 2003). Las diferencias de densidad entre las masas de agua dulce y salada ocasionan una separación entre las mismas, las más densas (aguas salinas) por debajo de las dulces. En ausencia de velocidades de corriente fuertes, la mezcla de las dos masas de agua estaría limitada a procesos de difusión entre ellas. Por el contrario, en presencia de fuertes corrientes, los procesos de mezcla son más efectivos. Las diferencias de densidad y salinidad entre las dos masas de agua van a afectar a los procesos de floculación e influir en la formación del denominado máximo de turbidez (figura 14.16). Esto se debe a que la circulación residual influye mucho más en el transporte de sedimento fino en suspensión y provoca un atrapamiento de partículas finas hacia la cabecera del estuario. Estos aspectos de floculación y máximo de turbidez, se abordarán en mayor detalle en los siguientes apartados.

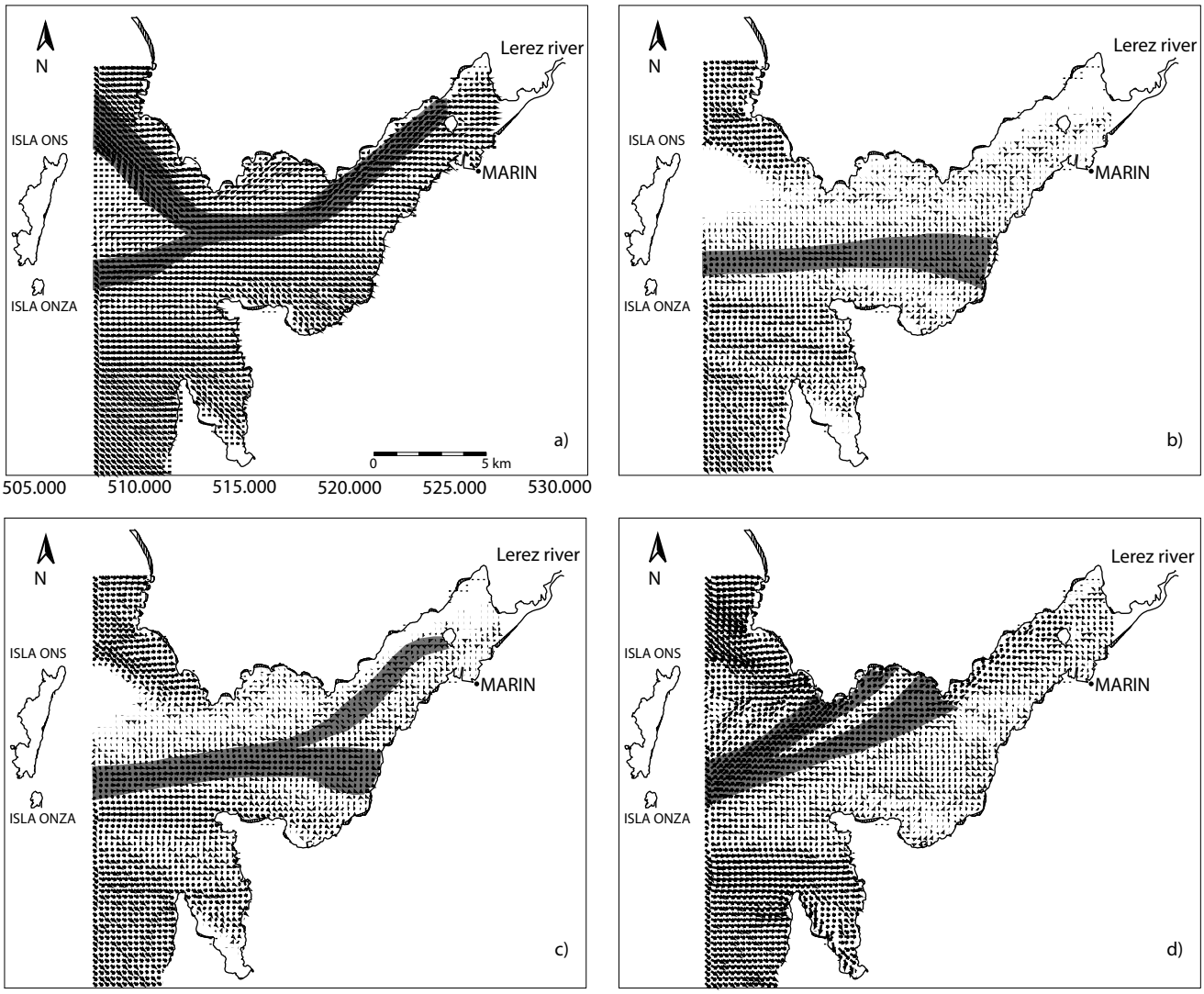


Figura 14.15. Simulación numérica de propagación del oleaje en la ría de Pontevedra para la dirección más frecuente y diferentes condiciones de altura de ola significante (*Ho*) y período pico (*Tp*): a) *Ho* = 2,5 m, *Tp* = 14 s; b) *Ho* = 3 m, *Tp* = 10,5 s; c) *Ho* = 4 m, *Tp* = 12 s; d) *Ho* = 6 m, *Tp* = 18 s. Modificado de Rey *et al*., 2005.

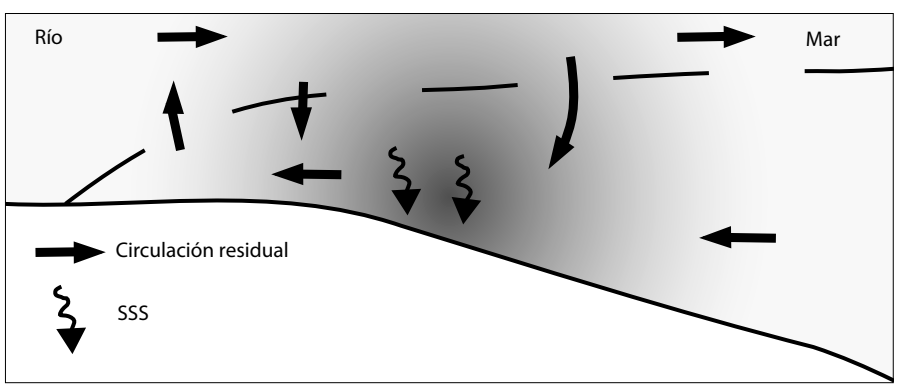


Figura 14.16. Formación de una cuña salina en la zona de mezcla entre agua dulce y salina. La circulación residual, acoplada con los efectos de floculación, conduce al desarrollo de un máximo de turbidez donde las concentraciones de material en suspensión son elevadas y donde se produce una significativa sedimentación del sedimento en suspensión (SSS). Modificada de Dalrymple y Choi, 2007.

Así, tanto en estuarios como en rías se mezclan aguas de origen continental con aguas oceánicas, sin embargo en las rías domina en volumen el agua oceánica. El movimiento y la mezcla en el interior de la ría conforman la mencionada «circulación estuárica». Sin embargo las diferencias en morfología de rías y estuarios generan diferencias en los agentes dinámicos que dominan esta circulación. Los estuarios presentan una unión somera con el exterior, apenas profundizan más de 10 metros de tal manera que sólo el régimen de mareas permite la entrada de agua oceánica, dominando el flujo de agua dulce hacia el exterior. Las rías, por el contrario, alcanzan más de 50 m de profundidad en la desembocadura lo que permite un intercambio, continuo y libre, de masa de agua y energía con la plataforma (Souto *et al.*, 2003).

PROCESOS BIOGEOQUÍMICOS: FLOCULACIÓN, PELLETIZACIÓN, DIAGÉNESIS TEMPRANA Y METANOGÉNESIS

La mezcla de agua dulce y marina es, como hemos mencionado, un aspecto fundamental en rías y estuarios, aumentando la salinidad gradualmente desde el río hacia el mar. La zona de agua salobre depende de la intensidad de la mezcla mareal y del volumen de descarga fluvial, alcanzando longitudes que van desde unos pocos kilómetros (2 km en el estuario del Yeo, 2,9 km en el de Somerset Axe, Uncles *et al.*, 2002; 5,5 km en el estuario del río Squamish, Gibson y Hickin, 1997) hasta decenas o incluso centenares de kilómetros (65 km en el estuario de la Gironde, Allen, 1991; 110 km en el estuario del Scheldt, Muylaert *et al.* 2005; 200 km en el estuario del río Gambia, Sanmuganathan y Waite, 1975). Esta variación en la salinidad no sólo va a generar un gradiente de densidad que puede actuar como motor de la circulación estuarina, sino que condiciona una serie de procesos físico-químicos importantes en estos medios. Es decir, la salinidad favorece procesos fisicoquímicos de floculación, aunque según Eisma (1986) juega un papel menor en la formación de flóculos.

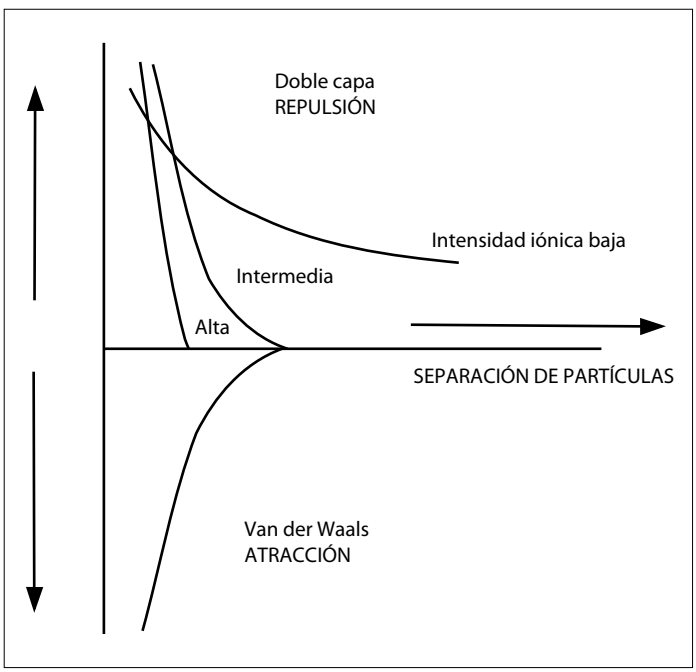


Figura 14.17. Cambios en la energía repulsiva en función de la separación de partículas para tres concentraciones iónicas diferentes. La energía atractiva debido a las fuerzas de Van der Waals permanece constante de tal modo que a baja concentración iónica la energía repulsiva es mayor que la atractiva, mientras que a elevada concentración iónica la energía atractiva es mayor. Modificada de Van Olphen, 1977.

La floculación por sales es un proceso que tiene lugar cuando actúan las fuerzas de atracción de Van der Waals. Estas fuerzas no son particularmente fuertes, pero su intensidad varía inversamente al cuadrado de la distancia entre dos partículas de arcilla ($ø < 2$ µm), llegando a ser importantes cuando dichas partículas están lo suficientemente próximas. En agua dulce, la floculación no tiene lugar porque las partículas de arcilla tienen cargas negativas y, cuando están próximas, se repelen por ser del mismo signo. En cambio, en presencia de agua salina, al tener cationes libres, éstos interactúan con las cargas negativas de las partículas de arcilla, disminuyendo la repulsión. En estas condiciones, las fuerzas de Van der Waals son capaces de superar a las fuerzas repulsivas (figura 14.17). Si las partículas están lo suficientemente próximas, entonces se formarán los flóculos.

La naturaleza cohesiva de los sedimentos fangosos que dominan en las cabeceras de los estuarios y en la parte central de las rías sugiere que, salvo para condiciones extremadamente energéticas, la mayor parte del sedimento flocula (Kranck y Milligan, 1992). Aunque hoy en día se sabe que la floculación de partículas no es un proceso exclusivamente físico-

químico sino que es un proceso dinámicamente activo y que fácilmente se modifica ante cambios en las condiciones hidrodinámicas (Manning, 2001, 2004; Manning y Bass, 2006). Así, la floculación es función también de los mecanismos que ponen las partículas en contacto, es decir, el movimiento browniano, la turbulencia (McCave, 1985) y la sedimentación diferencial (Manning y Dyer, 1999) y los mecanismos que las adhieren, que son la salinidad y el contenido de materia orgánica (Van Leussen, 1988). Y todo ello se complica aún más con los gradientes de concentración o máximos de turbidez que provocan un incremento de la colisión entre partículas. La génesis del máximo de turbidez así como los procesos hidrodinámicos que lo condicionan se abordarán en mayor profundidad posteriormente.

Como consecuencia de los mecanismos mencionados, los sedimentos finos cohesivos pueden forman un gran espectro de agregados conocidos como flóculos (Nichols y Biggs, 1985; Burban *et al*., 1989; Dyer, 1995). Aunque éstos son menos densos que las partículas que los constituyen, sedimentan más rápido. A medida que los flóculos aumentan de tamaño, su densidad efectiva generalmente disminuye, pero su velocidad de sedimentación aumenta. Muchas veces las velocidades de marea son bastante grandes e impiden la sedimentación de flóculos. Sin embargo, la mayoría sedimentan en la transición fluvio-marina.

Además de este proceso, debe considerarse que gran parte de los fangos de cabecera de estuario o de la parte interna de las rías son biodepósitos, pellets fecales y pseudoheces, en los que la materia orgánica ha jugado un papel principal en su formación por procesos de aglomeración o agregación por filtradores, que se añaden a los procesos de floculación y pueden formar partículas lo suficientemente grandes como para sedimentar al fondo. La mayoría de las partículas de 1 a 5 micras son ingeridas y después de pasar por el tracto digestivo se comprimen y expulsan al agua como pellets fecales compactados (figura 14.18a), de dimensiones que varían en diámetro de 50 a 3.000 µm. Parte del material es rechazado antes de la ingestión y es expulsado de nuevo al agua, lo que constituye las llamadas pseudoheces. Muchos filtra-

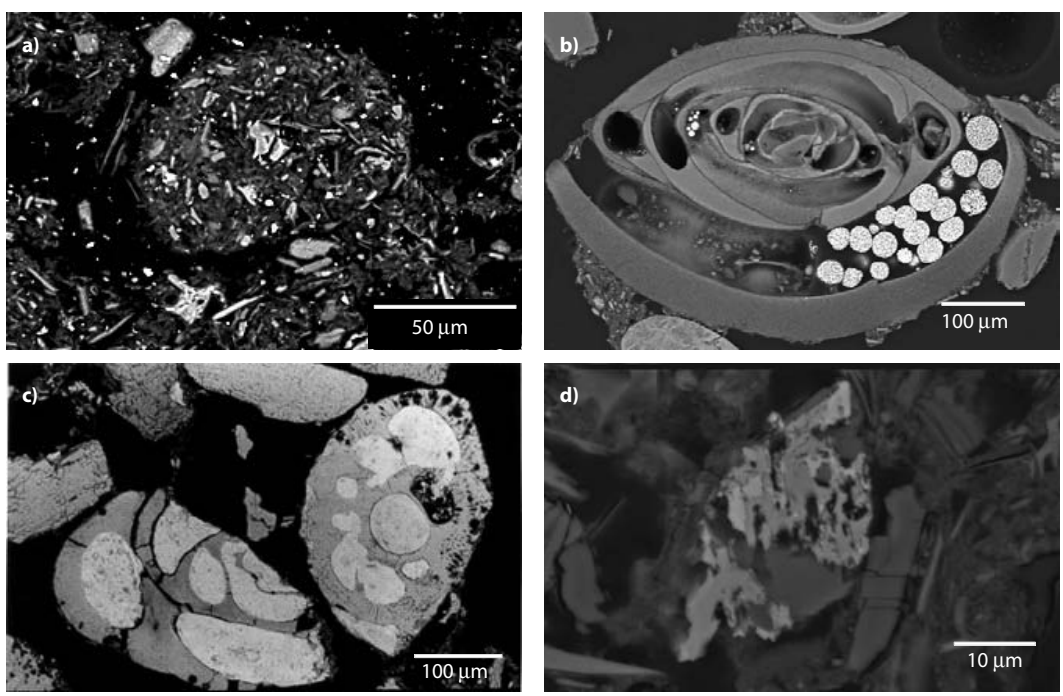


Figura 14.18. Imágenes de microscopía electrónica con retrodispersados de testigos de sedimentos de las rías de Vigo y Pontevedra: a) Pellet fecal con sulfuros (puntos brillantes) producidos por actividad biológica; b) piritas framboidales en cámaras de foraminíferos; c) reemplazamientos ricos en Fe (color claro) en bioclastos; d) detalle de disolución de óxidos de Fe.

dores tales como copépodos, tunicados, mejillones, ostras, entre otros, transforman la materia en suspensión en pellets cuyas velocidades de sedimentación son mucho mayores que las de los constituyentes individuales. Debido a que grandes volúmenes de estos organismos se encuentran en áreas estuarinas, sus actividades son cuantitativamente importantes al cambiar las propiedades del sedimento de grano fino. Muchos de los pellets arcilla-orgánico sedimentan en áreas de elevadas velocidades de corriente donde las arcillas y los flóculos sueltos no se depositarían.

Los pellets suelen ser muy resistentes porque las partículas de grano fino están muy compactadas y ligadas por mucus, en cambio las pseudoheces están empaquetadas más sueltas. Éstos son procesos muy comunes en estuarios y en las zonas internas de Rías Baixas de Galicia, donde el cultivo de mejillón en bateas (plataformas flotantes de cultivo) contribuye a la formación de los mismos (Rubio *et al.*, 2001; León *et al.*, 2004).

Otros procesos biogeoquímicos que también juegan un papel clave para el reconocimiento de las distintas facies sedimentológicas en estos medios de transición, corresponden a las transformaciones mineralógicas y geoquímicas que tienen lugar durante la diagénesis temprana, controlados principalmente por la oxidación de la materia orgánica. Esta oxidación, o remineralización, consume el oxígeno existente en el agua intersticial de los poros del sedimento. El tamaño de estos poros y su intercomunicación disminuye con el tamaño de grano. De este modo, en los sedimentos fangosos la renovación del oxígeno ocurre a una tasa mucho menor que en los arenosos, con la consiguiente generación de zonas anóxicas en áreas de elevado contenido en materia orgánica.

La diagénesis temprana ocurre de forma muy intensa en los fangos de alto contenido en materia orgánica, típicos de los estuarios (Berner, 1981; Turner y Millward, 2002; Bush *et al.* 2004) y en ciertas zonas de ría (Rubio *et al.* 2001; Rey *et al.*, 2005). En estos sedimentos, el oxígeno se agota con suma rapidez, generalmente a escasos centímetros de la superficie. En estas condiciones, el sedimento adquiere progresivamente condiciones subóxicas, y finalmente anóxicas, en las que el oxígeno desaparece por completo. Sin embargo, la oxidación de la materia orgánica continua con la utilización de oxidantes alternativos, mediados por bacterias, según la secuencia general descrita por Froelich *et al.* (1979) en función de su rendimiento energético. De tal manera que los compuestos que se emplean en las últimas etapas de la diagénesis temprana son el SO_4 y el CO_2 disuelto en el agua de mar. En el primer caso, el producto resultante es el ácido sulfhídrico (H_2S). Este compuesto reacciona con el hierro liberado durante la disolución de los óxidos y oxihidróxidos de Fe, produciendo pirita de morfología generalmente framboidal (figura 14.18b). Este mineral no se genera directamente, sino que lo hace en una serie de etapas en las que intervienen distintos sulfuros de hierro precursores. Inicialmente precipitan monosulfuros, responsables de la coloración negruzca de estos sedimentos. Posteriormente, estos evolucionan a greigita, pirrotina o mackinawita. Estos intermediarios son interesantes desde el punto de vista de las propiedades magnéticas del sedimento, ya que la greigita y la pirrotina exhiben un comportamiento magnético ligeramente menos intenso que el de la magnetita. Los resultados de estos estudios en las Rías Baixas, han demostrado que la concentración de minerales magnéticos disminuye rápidamente con la profundidad hasta alcanzar un valor de fondo muy estable (Emiroglu *et al.*, 2004; Mohamed, 2006). Este comportamiento está relacionado con la disolución diagenética de los óxidos y oxihidróxidos de hierro detríticos magnéticos (figura 14.18c), con tasas altas de disolución de los mismos y predominio de piritas y greigitas en zonas internas de ría (Rey *et al.*, 2005), y oxihidróxidos, óxidos y silicatos de Fe hacia la zona externa (figura 14.18d). Estos autores han determinado vidas medias para la disolución de óxidos detríticos como la magnetita, de entre 4 y 900 años en las rías, dependiendo del tipo y contenido en carbono orgánico en el sedimento (Emiroglu *et al.*, 2004; Mohamed, 2006).

En la última etapa de degradación de la materia orgánica, la reducción del CO_2 genera metano (CH_4), que se acumula en los sedimentos llegando a generar campos de gas de magnitud considerable. Este gas se acumula preferentemente en los sedimentos cuaternarios más recientes (García-García *et al.*, 1999; Judd, 2003; Durán *et al.*, 2007; Frazão y Vital, 2007). Estos campos de gas se observan como apantallamientos en los registros sísmicos. Pero no todo el gas acumulado en los sedimentos queda retenido, sino que parte escapa de los reservorios a la columna de agua a través del fondo marino. Estos escapes se detectan por la existencia de turbidez acústica en el agua con formas características de «plumas o penachos» ascendentes (García-García, 2002; Ferrín *et al.*, 2003; Judd, 2004). En el caso de las Rías Baixas, existe, entre otros procesos, un control de facies del proceso de acumulación y migración del gas (Vilas *et al.*, 1999c). Los niveles de gas somero y escapes de gas registrados, presentan una disposición espacial caracterizada por una mayor acumulación de gas en la parte axial de las rías y de los escapes en los bordes de dichas áreas.

La acción antrópica también tiene su reflejo en los sedimentos más recientes de rías y estuarios del mundo (Taylor y Brewer, 2001; Spencer y McLeod, 2002; Álvarez-Iglesias *et al.*, 2006). Por una parte se detecta un aumento de la tasa de sedimentación en los últimos años (Diz *et al.*, 2002; Mohamed, 2006; Álvarez-Iglesias *et al.*, 2007), y por otra la mayoría de los metales pesados contaminantes se adhieren a las partículas de sedimento fangosos (Rubio *et al.*, 2000; Álvarez-Iglesias *et al.*, 2003), lo que constituye un proceso eficaz para su eliminación de la columna de agua. En el registro sedimentario la generación de condiciones anóxicas tiene también otras implicaciones importantes desde un punto de vista medioambiental. Tanto la formación de sulfuros (como la pirita) en sedimentos anóxicos, como la complejación por materia orgánica son muy importantes a la hora de reducir o minimizar la toxicidad por metales traza (Mortimer y Rae, 2000; Álvarez-Iglesias y Rubio, 2008). Sin embargo, cuando los sedimentos anóxicos se oxidan los metales se liberan desde los sulfuros a la columna de agua adyacente o al agua intersticial y, o bien se redistribuyen a otras fases geoquímicas del sedimento (León, 2005); o bien, pueden interaccionar con la fauna bentónica. Este riesgo ambiental es especialmente delicado en las zonas de producción de organismos para consumo humano, donde estos metales pueden incorporarse a los tejidos de dichos animales a través de su alimento, y finalmente trasladarse al ser humano.

IMPLICACIONES SEDIMENTARIAS

Los procesos físicos y químicos descritos en los apartados anteriores determinarán el patrón de transporte de sedimentos y la variación de los procesos deposicionales en la transición desde el río hasta el mar, dando lugar a una respuesta sedimentológica observable.

Morfología y depósitos de los canales de marea

Todos los medios dominados por la marea se encuentran canalizados, con una preponderancia de acreción lateral en los márgenes del canal y áreas de acreción vertical (*tidal flat* y *salt marsh*). Su geomorfología varía de una forma sistemática en la transición fluvio-marina. Esta variación se refleja en la anchura y curvatura del canal y en los distintos tipos de barras asociados.

Los canales muestran un aumento de la sección transversal del mismo hacia el mar. En general, este cambio responde a un incremento de la anchura del canal, mientras que la profundidad se mantiene aproximadamente constante. Este incremento de la sección está directamente relacionado con el mayor flujo de agua a través de los canales en la parte marina, controlado fundamentalmente por la entrada del flujo mareal o prisma de marea. En la tran-

sición fluvio-marina se observa también una disminución en la curvatura de los canales hacia el mar, que se relaciona con dos factores principales. En general, los canales amplios con grandes descargas sufren una menor curvatura que los canales estrechos con poca descarga, por lo que la parte marina de estos sistemas presenta canales más lineales que en la parte fluvial. Además, estos canales rectos están asociados a gradientes hidráulicos de mayor pendiente que generan fuertes corrientes. Aunque, como apuntan Dalrymple y Choi (2007), no existen series de datos que justifiquen esta tendencia, es fácilmente observable a partir de imágenes de satélite o fotos aéreas (figura 14.19).



Figura 14.19. Fotografía del estuario de la ría de Aveiro (Portugal). Nótese el cambio en la morfología de los canales de marea. Fuente: Google Earth.

Esta variación gradual en la morfología de los canales va a condicionar la naturaleza de las barras. Mientras hacia tierra son barras de punta o *point bars* (Barwis, 1978), sin separación de la corriente en canales de flujo y reflujo; en el extremo hacia el mar, se convierten en barras longitudinales. La transición de uno a otro tipo de barra se produce gradualmente a medida que el canal se ensancha y pierde curvatura.

Existen evidencias que apuntan a que las barras longitudinales migran lateralmente, de forma similar a las barras de punta, y no en la dirección de la corriente dominante como su-

giere Mutti *et al*. (1985). Esto se debe a que estas barras aparecen en la parte interna de los meandros del canal donde la sedimentación se produce en el lado de la barra adyacente al mismo, a medida que éste va migrando. Además, la orientación de estas barras es ligeramente oblicua respecto a la corriente dominante. Esto favorece la erosión del lado expuesto a dicha corriente y la sedimentación en el lado opuesto, dando lugar a depósitos de acreción lateral similares a los de las barras de punta. Sin embargo, la única diferencia entre los depósitos de barras de punta y barras longitudinales es la curvatura. Los depósitos de acreción lateral resultantes en el primer caso son de moderada a altamente curvos, mientras que los asociados a barras longitudinales se presentan aproximadamente rectos.

Laminación cruzada e indicadores de paleocorrientes

Las características de la estratificación cruzada producida por ripples y dunas en el fondo del canal y en los márgenes refleja la variación longitudinal de las características de las corrientes fluvial y mareal, mientras que su orientación indica la dirección del transporte de sedimento residual en la zona estudiada. Por ello, la estratificación cruzada se revela como una herramienta muy útil para la reconstrucción del régimen de corrientes, así como para determinar donde se han formado estos depósitos.

En la zona puramente fluvial, tanto los ripples como las dunas migran en dirección hacia el mar, y las paleocorrientes son unidireccionales en esa dirección, con un cierto grado de dispersión en la orientación relacionada con la sinuosidad del canal fluvial. En la región del estuario donde comienza a notarse débilmente la marea, el flujo se mantiene unidireccional, por lo que la acción de la marea no queda reflejada en el depósito. A medida que la intensidad de las corrientes de marea aumenta, la aparición de períodos de estancamiento del agua (repuntes de marea) favorece la sedimentación de recubrimientos de fango *(mud drapes)* dentro de la laminación cruzada y/o entre *sets* de ripples. En esta región, la concentración de sedimento en suspensión es baja, por lo que los recubrimientos de fango son delgados (< 1 μm).

Si seguimos desplazándonos hacia el mar, las primeras evidencias de la inversión de la marea se reflejan en la aparición de ripples de corriente dirigidos hacia tierra, que son generados por las débiles corrientes de flujo que empiezan a aparecer en esta zona. En esta misma área, la inversión del flujo mareal causa superficies de reactivación. Todos estos indicadores de la inversión de la marea son progresivamente más frecuentes hacia la parte más externa del estuario, donde las corrientes de flujo se hacen más intensas.

Sin embargo, el desarrollo de canales de inundación y desagüe *(mutually evasive channels),* donde cada canal está dominado por la corriente de flujo o de reflujo, implica que la laminación cruzada bidireccional *(herringbone)* no es tan frecuente como cabría esperar (figura 14.20). Así, las dos zonas posibles de aparición de este tipo de laminación cruzada son la cresta de las barras longitudinales, ya que separan los canales de inundación y desagüe, por lo que están afectadas por corrientes de flujo y de reflujo de igual intensidad; y en los depósitos de las dunas compuestas (antiguamente denominadas *sandwaves*). Así, la laminación cruzada *herringbone* puede llegar a ser más común en la parte interna de la transición fluvio-marina que en zonas situadas más hacia el mar, ya que los canales de inundación y desagüe no son tan marcados en las proximidades del límite de la influencia mareal.

Distribución de la fracción arena

El tamaño de grano de la fracción arena y grava de un estuario, tiende a disminuir en la dirección neta del transporte. Esto se debe principalmente a la disminución de la intensidad de la corriente en la dirección de transporte, lo cual reduce la competencia de la corriente, es

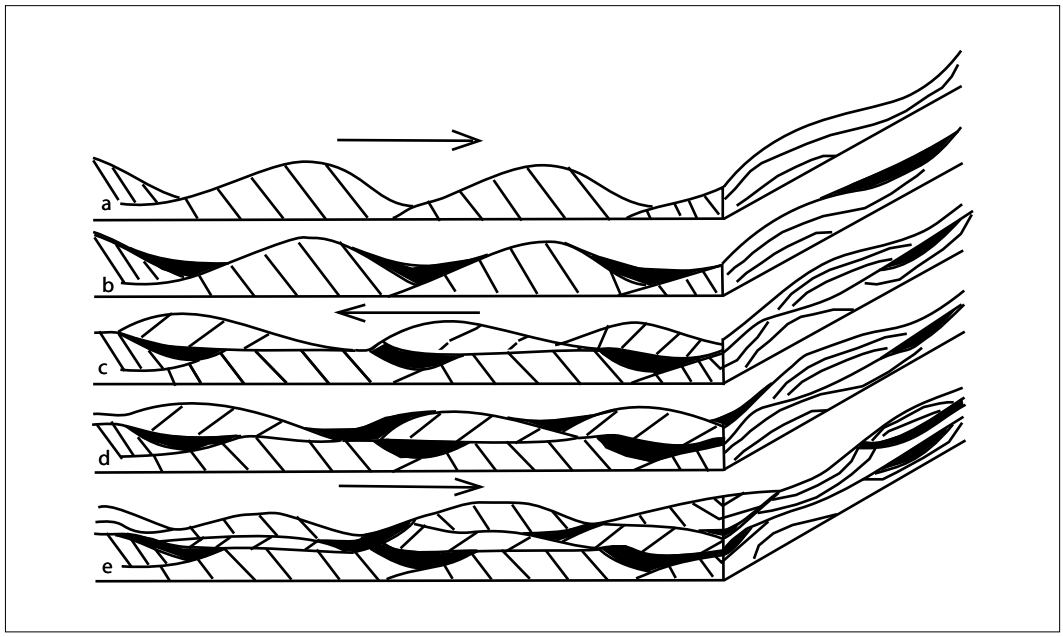


Figura 14.20. Estructuras sedimentarias generadas por las corrientes de flujo y reflujo de la marea en diferentes momentos. Modificada de Reineck, 1963.

decir, su capacidad para transportar el sedimento. En cuanto las corrientes se deceleran ligeramente, los sedimentos de mayor tamaño empiezan a depositarse. Además, las fracciones más gruesas tienden a acumularse en las áreas topográficamente más bajas, protegidas de una posterior erosión. De este modo, permanecen como un depósito mientras las fracciones más finas siguen en el flujo de transporte.

Este comportamiento genera cambios longitudinales predecibles en el tamaño de grano de la fracción arena en estuarios, con una tendencia hacia tamaños más finos en la dirección hacia el mar del tramo fluvial y en la dirección hacia tierra en la parte marina. Esto genera un punto de convergencia (convergencia de la carga por fondo) en la zona central del estuario donde se acumulan los sedimentos arenosos más finos.

Máximo de turbidez y abundancia de recubrimientos de fango

Cuando el sedimento fino en suspensión, principalmente limo y arcilla, transportado por el río entra en la zona de agua salobre, se activa el mecanismo de floculación descrito en apartados anteriores. Aunque este proceso puede producirse ya en el río, se intensifica en la zona del estuario con una salinidad entre 1 y 10%. El resultado es un aumento del tamaño de grano y, consecuentemente, de la velocidad de sedimentación de los materiales finos. La formación de pellets fecales por organismos también contribuye a este proceso. Por ello, la sedimentación de la fracción limo y arcilla se produce principalmente en la transición fluvio-marina.

Además, una serie de procesos hidrodinámicos favorece que los sedimentos finos queden atrapados en esta zona de transición, limitando su salida hacia el mar (Dyer, 1995, Dyer, 1997; Dalrymple y Choi, 2003). Así, la presencia de la cuña salina, descrita anteriormente, genera un flujo en el fondo en dirección hacia tierra que retiene el sedimento aportado por el río. Este efecto se ve potenciado por el fenómeno de asimetría de la marea, donde la corriente hacia tierra (flujo) es más intensa que la corriente hacia el mar (reflujo). Además, la mecánica del transporte de este tipo de sedimentos, caracterizada por el retraso en la respuesta del sedi-

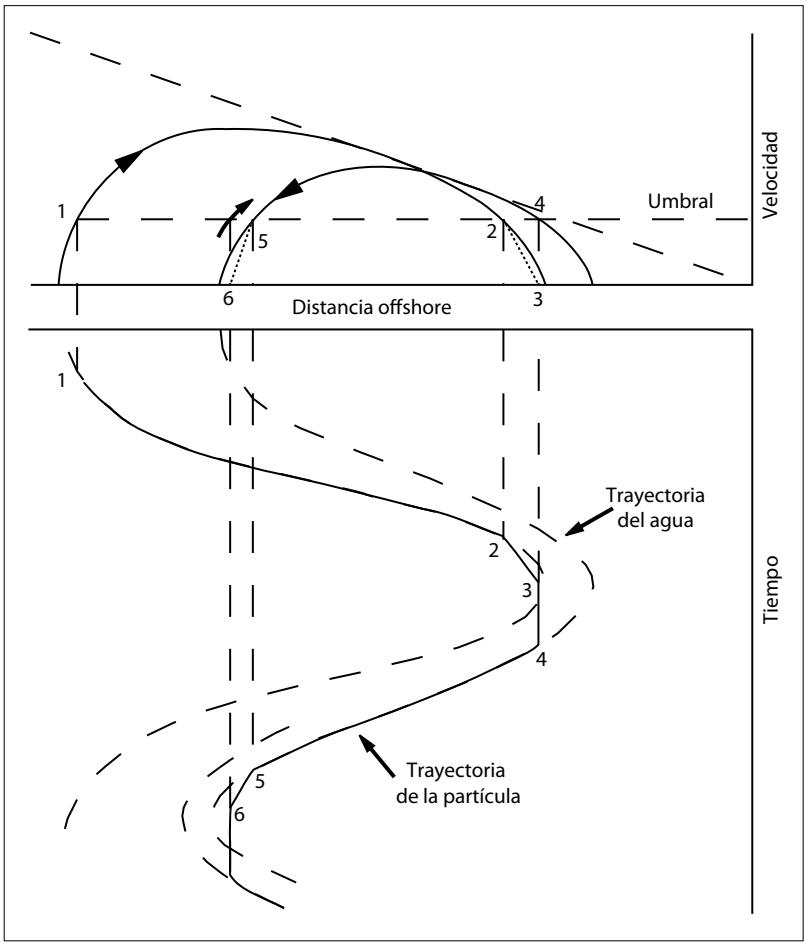


Figura 14.21. Diagrama del transporte de partículas en suspensión en función de la variación de las corrientes de marea. Modificado de Postma, 1967. Si seguimos una partícula con la marea: en 1 la partícula se levanta del fondo, y viaja con el agua hasta el punto 2, en el que comienza a sedimentar. Sin embargo, debido al setting lag no alcanza el fondo hasta el punto 3. De modo similar, en el reflujo mareal no será atrapada hasta que el umbral de velocidad de la marea sea alcanzado en esa posición (scour lag). El punto de sedimentación en marea baja será el 6.

mento a cambios en las condiciones de transporte, favorece también su acumulación en el interior del estuario (figura 14.21). Así, los fenómenos de *settling lag* (desfase temporal entre el instante en que la corriente pierde su capacidad de transporte y el momento en que el sedimento alcanza el fondo) y de *scour lag* (resultante de la diferencia entre la velocidad necesaria para la sedimentación y la erosión de los sedimentos finos) tiene como resultado un movimiento preferente del sedimento hacia tierra. Por tanto, sólo en momentos donde se produzca una elevada descarga fluvial, se producirá salida de material fino hacia el mar.

Este conjunto de procesos genera una zona con una concentración de sedimento en suspensión varios órdenes de magnitud superior a la que encontramos en el río o en la plataforma (Dyer, 1995, 2003). Esta zona se conoce como máximo de turbidez y ocupa la parte central del estuario, próximo a la cabecera de la intrusión salina, donde la salinidad presenta valores entre 1 y 5 por mil.

La concentración en el máximo de turbidez varía dependiendo del rango mareal que afecta al estuario. Así, independientemente de las diferencias en el aporte sedimentario, los estuarios micromareales presentan valores entre 100-200 ppm (o mg/l), mientras que los estuarios meso y macromareales alcanzan valores entre 1.000-10.000 ppm. En algunos casos, la concentración puede llegar a ser tan elevada que se generan fangos fluidos o *fluid muds* (concentración acuosa de materiales finos que supera los 10 g/l). Cuando las corrientes mareales se ralentizan, el sedimento en suspensión se deposita, creando una lámina cercana al fondo de elevada concentración. Si la suspensión densa se mantiene estacionaria, la parte basal de esta lámina se consolida de tal forma que, cuando las corrientes vuelven a acelerarse no son capaces de erosionar este material. La abundancia y espesor de estas láminas de fango está directamente relacionada con la variación longitudinal de la concentración de material en suspensión. En la parte fluvial, la concentración es baja y las láminas de fango son delgadas. Hacia el mar, estas láminas tienen mayor espesor y son más abundantes, debido al aumento en la concentración del material en suspensión, alcanzando el valor máximo justo debajo del pico de máxima turbidez. Hacia el mar del máximo de turbidez, la concentración disminuye y los recubrimientos de fango reducen su espesor. La parte externa de los estuarios se encuentra libre de fangos.

Debido a la formación de estos recubrimientos fangosos en la parte central del estuario, los depósitos de canal suelen estar constituidos por cantos fangosos. Estos cantos presentan una forma tabular redondeada, en la que su dimensión menor es aproximadamente igual al

espesor de la lámina de fango de la que proceden. Estas características morfológicas, junto con el marco estratigráfico dentro de los depósitos de canal, permiten distinguirlos de los clastos fangosos planos derivados de la desecación y fractura de los recubrimientos fangosos finos en la zona intermareal.

ZONACIÓN Y SEDIMENTOLOGÍA DE ESTUARIOS

Los procesos descritos en apartados anteriores permiten establecer la siguiente zonación en los estuarios (figuras 14.22 y 14.23): 1) parte interna (proximal o cabecera) o sector fluvial dominada por la energía del río, que induce una sedimentación gruesa transportada aguas abajo; 2) parte central con energía mínima, donde se equilibra la influencia marina y fluvial, y se depositan sedimentos más finos, y 3) parte externa (distal o boca) o sector marino dominado por las corrientes de las olas o de las mareas, que inducen una sedimentación gruesa (arenas) y un transporte aguas arriba de los sedimentos. Esta zonación se puede identificar tanto en estuarios controlados por la marea, como en los controlados por el oleaje descritos por Dalrymple *et al.* (1992).

Estuarios dominados por oleaje

Distribución de la energía. Los estuarios dominados por el oleaje se caracterizan por una alta energía en la boca, un mínimo muy pronunciado en la parte central, y nuevamente una significativa energía fluvial en la cabecera (figura 14.22). Por disminución de la pendiente y aumento de la sección (disminución del gradiente hidraúlico), la energía fluvial decrece hacia

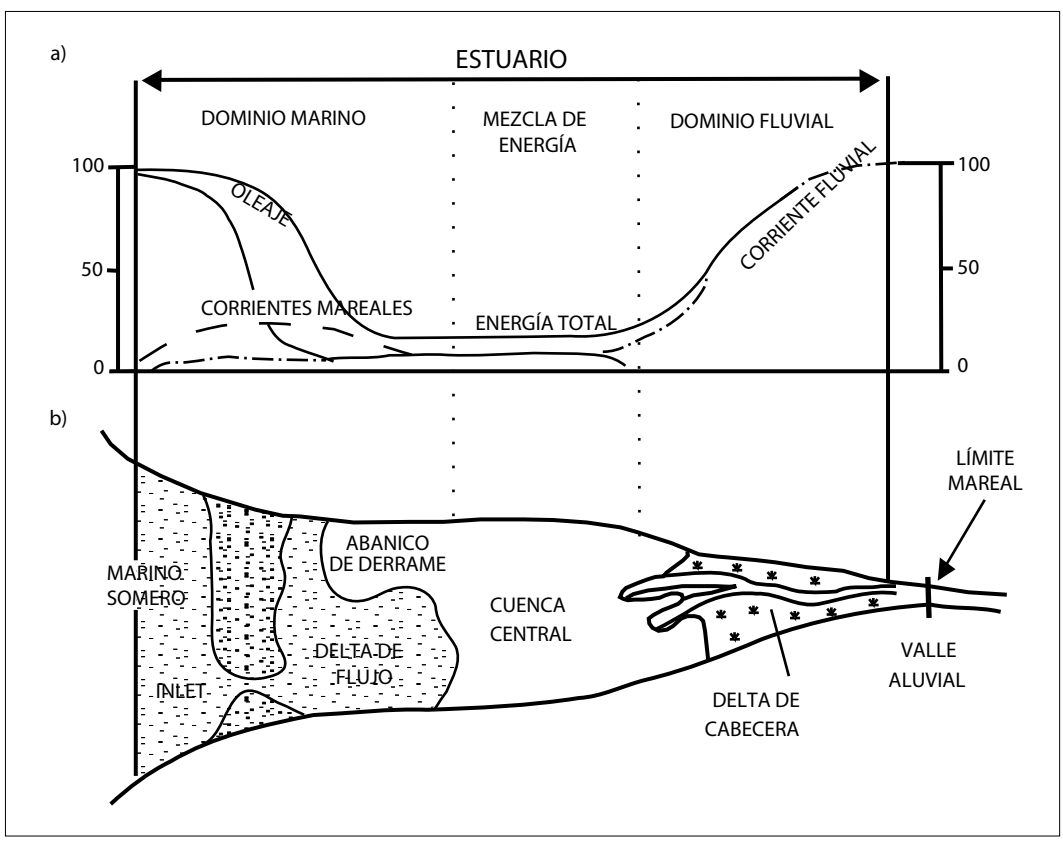


Figura 14.22. Estuarios dominados por el oleaje: a) variación de la energía, b) distribución de facies en planta. Modificado de *Dalrymple et al.*, 1992.

el mar. En la boca de estos estuarios, las olas generalmente construyen barreras o cordones litorales emergidos o subacuáticos que impiden a las olas y a las corrientes de marea penetrar en el estuario (estuario hiposincrónico). Por tanto, la energía tras estas barreras es muy débil y, si la desembocadura está totalmente tapada, se forma un lagoon.

Morfología y distribución de facies. La distribución de la energía induce una distribución de facies característica «grueso-fino-grueso» desde la boca hacia la cabecera (figura 14.22). En la boca, el cuerpo arenoso marino tiene las características de las arenas de playa o de barrera. En la parte *backshore* se observan abanicos de derrame *(washover fans)*. Si existe una influencia mareal importante, la barrera puede cortarse y formarse canales en la misma, y construir deltas de flujo y reflujo (Hayes y Kana, 1976). En la parte central de baja energía, se depositan fangos orgánicos finos y bioturbados de tipo prodelta o lagoon. Si actúan las mareas, se presentan canales y, en los márgenes, se desarrollan llanuras costeras. En la cabecera, las arenas y/o conglomerados fluviales forman un delta que prograda dentro del estuario (*bay-head delta,* delta de fondo de bahía o desembocadura). Debido a que las olas y las mareas no penetran hasta esta zona, tendrá las características de un delta dominado por el río.

Estuarios dominados por la marea

Distribución de la energía. La mayoría de los ejemplos actuales de estuarios dominados por las mareas están situados en zonas macromareales (Klein, 1970; Knight, 1980; Knight y Dalrymple, 1975; Dalrymple y Choi, 2007). Sin embargo, algunos se encuentran en zonas mesomareales con débil energía del oleaje. En estos estuarios, la energía de las corrientes de marea domina en la boca, y construye barras mareales longitudinales, que rompen la energía del oleaje, si existe. Por otro lado, estos estuarios tienen forma de embudo en planta, que provoca la aceleración de las corrientes de marea aguas arriba (estuario hipersincrónico), hasta el punto donde la fricción con el fondo y los márgenes compensa dicha energía (límite de influencia de las mareas). La energía fluvial decrece aguas abajo, pero la ausencia de barrera permite una mejor penetración de las corrientes de marea, el mínimo de energía es menos nítido que en los estuarios dominados por las olas (figura 14.22).

Morfología y distribución de las facies. Por el modo de distribución de la energía, la división grueso-fino-grueso de los sedimentos es menos nítida que en los estuarios dominados por el oleaje. En la boca se encuentran barras mareales longitudinales paralelas a la dirección de las corrientes, constituídas por arenas medias a gruesas con estratificaciones cruzadas. Aguas arriba, en la zona de energía máxima de las corrientes existen cuerpos de arena fina con laminación horizontal, que caracterizan un flujo de alta energía. Si el estuario es ancho, dicha zona comprende canales anastomosados (figura 14.23). En la parte central de menor energía, el canal fluvio-mareal presenta una evolución morfológica en tres zonas: recta-meandriforme-recta hacia la cabecera. En el tramo recto inferior todavía dominado por las corrientes de marea, los sedimentos se transportan hacia tierra. En el tramo recto superior, con dominio fluvial, los sedimentos son llevados hacia el mar. La zona media meandriforme, sometida a las influencias mixtas de la marea y del río, presenta la mínima energía del sistema y está caracterizada por el depósito de barras de punta con grano fino. Esta zona es un rasgo característico de los estuarios dominados por las mareas. Estos sedimentos finos se acumulan principalmente en los márgenes del estuario en forma de llanuras intermareales y/o marismas. El canal recto superior pasa directamente al sistema fluvial, y no presenta delta de desembocadura (figura 14.23).

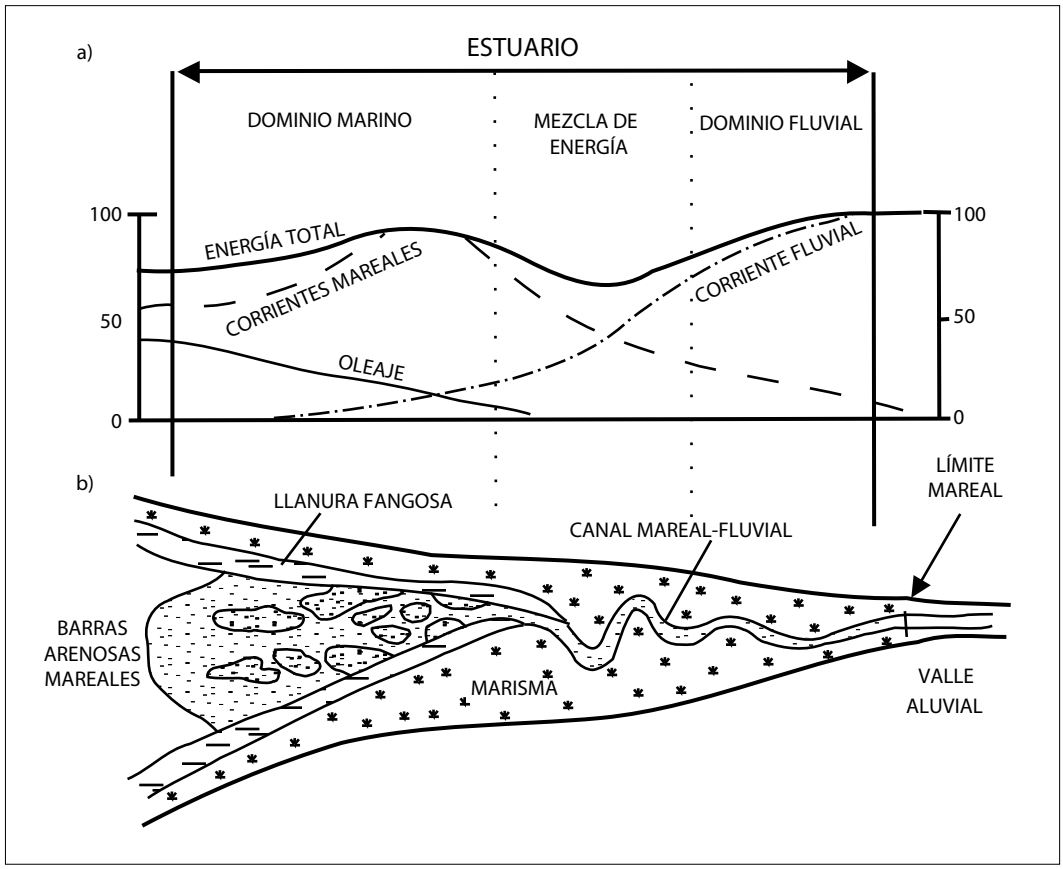


Figura 14.23. Estuarios dominados por las mareas: a) variación de la energía; b) distribución de facies en planta. Modificado de Dalrymple *et al.*, 1992.

Variabilidad de los estuarios

Los dos tipos de estuarios presentados son dos extremos entre los cuales pueden ocurrir muchas variaciones en función de factores sedimentarios o morfológicos:

a) *Influencia mixta de olas y mareas.* En un estuario dominado por las olas, si aumenta la energía de la marea, se formarán pasos de marea que cortarán la barrera y la arena redistribuida construirá progresivamente barras de marea longitudinales. En la parte central, la entrada de las corrientes mareales hace crecer la energía. Se forman canales de marea, y se depositan arenas de origen marino. Las orillas del lagoon están cubiertas por depósitos de llanura mareal. En la cabecera, el delta anteriormente dominado por el río, se transforma en delta dominado por la marea.

b) *Influencia de los aportes sedimentarios.* Si los aportes sedimentarios fluviales son importantes, el delta de desembocadura prograda y rellena rápidamente el estuario. De la misma manera, el tamaño del cuerpo marino depende del aporte de sedimentos procedentes del mar.

c) *Morfología y tamaño del estuario.* Si el valle es sinuoso, la fricción frena las corrientes de marea y disminuye su energía, favoreciendo la construcción de una barrera por las olas. El gradiente costero (pendiente) y la amplitud de la marea controlan la longitud del sistema estuarino. También el caudal respectivo de la marea y del río controlan el tamaño de las zonas dominadas por dichos procesos.

ZONACIÓN Y SEDIMENTOLOGÍA DE RÍAS: EL CASO PARTICULAR DE LAS RÍAS BAIXAS (GALICIA, NO ESPAÑA)

Las rías constituyen un conjunto de profundos entrantes de mar dispuestos de forma perpendicular a la costa a lo largo de los 1.720 km de costa de Galicia. Se trata de valles fluviales inundados durante el último ascenso del nivel del mar, y cuya orientación está controlada estructuralmente por un sistema subcontinental de fracturación del basamento relacionado con la fragmentación de Gondwanaland. Las más estudiadas desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico (ver referencias en Méndez y Vilas, 2005) son las que corresponden al margen atlántico, también denominadas rías Baixas (de norte a sur ría de Muros-Noia, Arousa, Pontevedra y Vigo), y que también son las más extensas.

En planta presentan una morfología en embudo en la que el cono mayor del mismo corresponde a la ría propiamente dicha y el cono menor corresponde al canal fluvial principal que descarga en su cabecera; y que están orientados aproximadamente paralelos a su eje longitudinal (p. ej., río Tambre en Muros, Ulla en Arousa). Varían en superficie desde 140 km^2 (ría de Pontevedra) a 330 km^2 (ría de Arousa) y en longitud oscilan entre los 20 km de la de Pontevedra y los 33 km de la de Vigo, con anchuras aproximadas entre 8-12 km en su parte externa y 1-3 km en su parte interna. Las profundidades varían entre 50-60 m en su parte externa a 5-10 m en la parte interna. Geomorfológicamente son amplios valles en artesa con fondos planos y una suave pendiente hacia el mar. Todas ellas, a excepción de Muros presentan islas en su entrada.

Movimientos de las masas de agua y distribución de la energía. Los movimientos de las masas de agua en las rías y su variabilidad en el espacio y en el tiempo están controlados por el balance entre las mareas, con régimen mesomareal (2,2 m) y carácter semidiurno (Alonso *et al.*, 1993; Hutnance *et al.*, 2002) y una velocidad máxima en el fondo de unos 15 cms^{-1} (Souto *et al.*, 2003); la circulación oceánica costera (especialmente los fenómenos de upwelling y downwelling estacional); el intenso oleaje, con alturas de ola significante máxima ($H_{s\,máx}$) en invierno alrededor de 8 m (Rey *et al.*, 2005; Varela *et al.*, 2005; Vilas *et al.*, 2005) y la poca importancia de los caudales fluviales, con cuencas de drenaje significativamente pequeñas (< 2.500 km^2 de superficie) y bajas tasas medias de descarga (Río y Rodríguez, 1996; Ríos *et al.*, 1992; Pazos *et al.*, 2000; Pérez-Arlucea *et al.*, 2005).

De esta forma, en la figura 14.24a podemos ver que la influencia fluvial se limita a las áreas cercanas a la desembocadura de los ríos, donde se depositan los sedimentos más gruesos y donde apenas hay suficiente energía para redistribuir este material. El máximo mareal tiene lugar en el límite entre la zona interna y la zona estuarina propiamente dicha, donde pueden darse los procesos de máximo de turbidez y acumulación de sedimentos finos por cambios en la salinidad y floculación. La circulación típicamente estuárica se restringe a esta zona, donde la energía del oleaje está atenuada. En la ría interna el oleaje aumenta su acción gradualmente hacia el mar. Es, en esta zona, donde la energía del oleaje llega a imponerse a la energía mareal. Finalmente, la zona externa está claramente dominada por el oleaje y, eventualmente por la acción de procesos locales como el afloramiento *(upwelling)*.

Distribución de facies. La distribución de energía descrita se refleja en la distribución general de sedimentos del fondo actual de las Rías Baixas, con la ausencia de rasgos típicamente estuarinos y facies dominadas por el oleaje.

El patrón general de distribución muestra una tendencia longitudinal orientada a lo largo de sus ejes (figura 14.24b). Los sedimentos de tamaño más fino se localizan en la parte más interna y a lo largo del eje de la ría, y son más gruesos en la parte externa. Los sedimentos más finos (fangos y fangos limosos) se extienden desde la zona interna de la ría, ocupando la zona

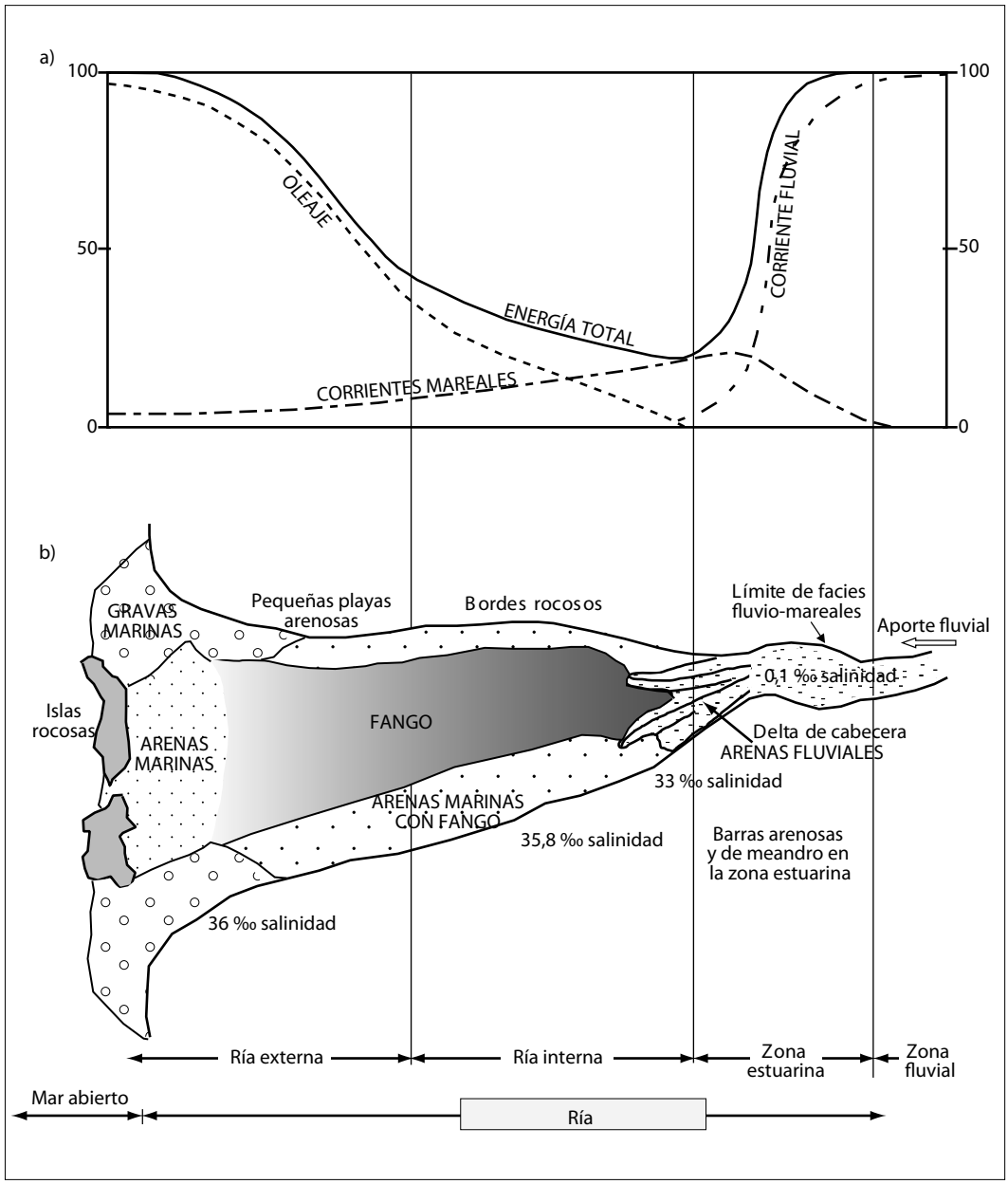


Figura 14.24. Rías: a) Variación de la energía; b) distribución de facies en planta.

central y sur, hasta la zona más externa (fangos arenosos), donde aparecen sólo en las partes más profundas (entre 20 y 50 m de profundidad). La materia orgánica es un componente importante de estos sedimentos y muestra un patrón de distribución coincidente con el de los sedimentos fangosos con mayor abundancia en el eje central y en las zonas internas. Esta asociación es consecuencia de la afinidad de la materia orgánica por los sedimentos arcillosos, a los cuales se adsorbe y, en ocasiones aglutina, acelerando su depósito. La concentración de materia orgánica, por ejemplo, en los sedimentos de la ría de Vigo alcanza valores muy altos, entre 2 y 10% (Vilas, 1995), especialmente si se comparan con los de sedimentos oceánicos profundos, generalmente inferiores al 0,5%. Esta abundancia es consecuencia de la elevada producción biológica de estas rías, potenciada por la influencia del afloramiento costero o «upwelling», que introduce nutrientes en la ría, fomentando así la fotosíntesis.

Las zonas expuestas se caracterizan por fondos de arena cerca de la costa y a profundidades someras, que muestran continuidad con las playas y que pasan gradualmente a fangos limosos en las zonas centrales y más profundas. En las zonas más protegidas del oleaje, las arenas aparecen dispersas a modo de parches entre sedimentos más finos. En la entrada de las rías, controlada por el oleaje, aparecen gravas. Estas arenas y gravas están compuestas principalmente por fragmentos bioclásticos calcáreos y silíceos, así como por minerales de origen siliciclástico como cuarzo, feldespato potásico, feldespato sódico, moscovita y biotita. Su abundancia es mayor en los márgenes de la ría y hacia las zonas más externas, más expuestas a la acción del oleaje. En estas zonas se alcanzan valores superiores al 90% de contenido en $CaCO_3$ (Vilas *et al.*, 2005) y están dominados por fragmentos bioclásticos muy gruesos.

Diferencias entre rías y estuarios

Desde el punto de vista hidrodinámico, es posible identificar en las rías los rasgos principales de la circulación estuarina típica, con un cambio notable a estuarina inversa o antiestuarina durante los episodios de *downwelling* estacional (Varela *et al.*, 2005). Estos procesos de circulación, que afectan sobre todo a las características de las masas de agua, influyen en el transporte, procedencia y contenido biológico de los sedimentos, reflejando variaciones ambientales en el tiempo de naturaleza oceanográfica, lo que hace que se tienda a asociarlos a los estuarios.

Sin embargo, sus características geomorfológicas, valles en artesa amplios pero profundos, hacen que el efecto de la propagación de la onda de marea sea limitado sobre todo el conjunto. Ello se debe a que la relación entre el prisma de marea y la sección de las rías, y por tanto la relación entre la convergencia y fricción de las masas de agua con el fondo, tan importante en estuarios, solo tenga relevancia para la distribución de facies en el sector estuarino, lo que al menos en las rías Baixas sólo corresponde al 20% de la superficie deposicional. De esta forma, en el 80% restante no se desarrollan distribuciones de facies típicamente estuarinas en el momento actual, dejando los aportes sedimentarios —estos sí, con proporciones típicamente estuarinas— a merced de la capacidad de distribución y transporte del oleaje.

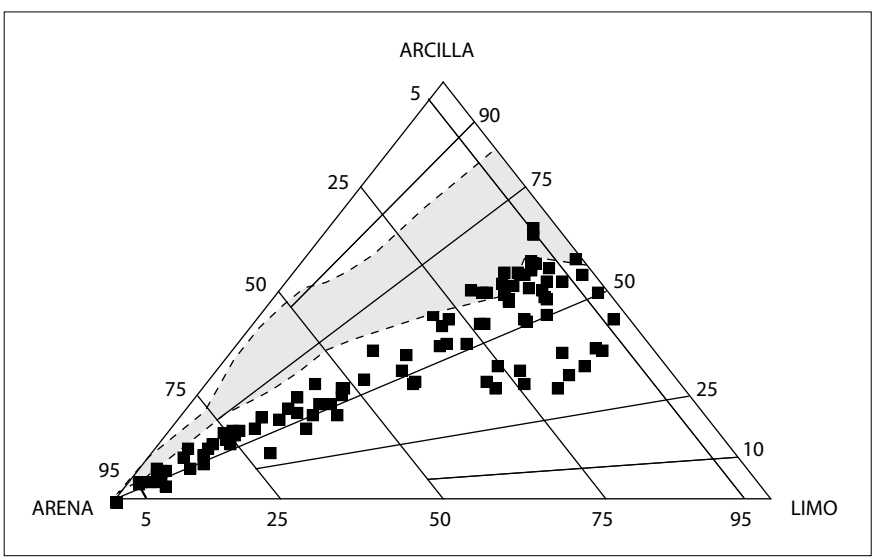


Figura 14.25. Diagrama ternario propuesto por Fleming (2000) para evaluar el nivel de energía de los distintos medios de sedimentación, basándose en la distribución de facies. La banda gris representa datos de un estuario (estuario del Dyfi, en Gales, Reino Unido). Los puntos corresponden a muestras de sedimento recogidas en las rías de Vigo y Pontevedra (Galicia, NO España).

A diferencia de los estuarios, que son ambientes protegidos y de baja energía con capacidad de registro continuo, las rías son ambientes expuestos con una tendencia significativa a preservar eventos esporádicos de alta energía, y en los que desde el punto de vista sedimentario el forzamiento principal es el oleaje. En la figura 14.25 se compara la tendencia textural de los sedimentos superficiales de las rías de Vigo y Pontevedra con el de un estuario, dentro del diagrama ternario propuesto por Fleming (2000), tomando como base la relación arena/limo/arcilla. Teniendo en cuenta los modelos hidrodinámicos de Pejrup (1988) y

Fleming (2000), la localización de los datos en este diagrama refleja condiciones de energía hidrodinámica específicas. Cuanto más nos acercamos al extremo del limo, mayor nivel de energía. En consecuencia, la diferencia entre rías y estuarios refleja diferentes condiciones deposicionales. La presencia de materiales más finos en el estuario (contenido de arcilla hasta el 60%) está asociada a una menor energía hidrodinámica en el sistema controlada por el balance entre la contribución fluvial y mareal. Las rías son ambientes más energéticos, donde el oleaje controla la mayor parte de la ría, y esto queda evidenciado en la composición textural del sedimento.

Este conjunto de rasgos distintivos permiten diferenciar a las rías como un medio de sedimentación singular y diferente de estuarios, determinado por la forma del relleno de paleovalles *(incised valleys)* durante la última transgresión (i.e. últimos 18.000 años) que veremos en más detalle posteriormente. En zonas templadas, como es el caso de las Rías Baixas, el ascenso eustático, la erosión continental, la disponibilidad de sedimentos en la plataforma y las condiciones hidrodinámicas locales han condicionado su evolución desde estuarios.

ZONACIÓN Y SEDIMENTOLOGÍA DE LLANURAS INTERMAREALES

En las llanuras intermareales, los procesos de transporte y depósito de sedimentos, así como la colonización de organismos, originan varios subambientes de superficie variable dispuestos paralelamente a la costa. La mayoría de las grandes llanuras mareales descritas (mar del Norte, bahía de Fundy, mar de China, etc.) se caracterizan por la disminución de tamaño de grano desde la zona submareal hasta la supramareal (Reineck, 1963, 1972; Frey y Howard 1978; Rine y Ginsburg, 1985; Ren, 1986), aunque existen algunas excepciones (Vilas *et al*., 1999a), si bien todas ellas coinciden en la clasificación en función de la afectación de las distintas zonas por la marea. En general, existen tres zonas perfectamente diferenciadas: la zona supramareal, la zona intermareal y la zona submareal (figura 14.26):

a) *La zona submareal:* se encuentra por debajo del nivel medio de la bajamar viva, de tal modo que su zona superior sólo puede exponerse ocasionalmente durante mareas extremas.

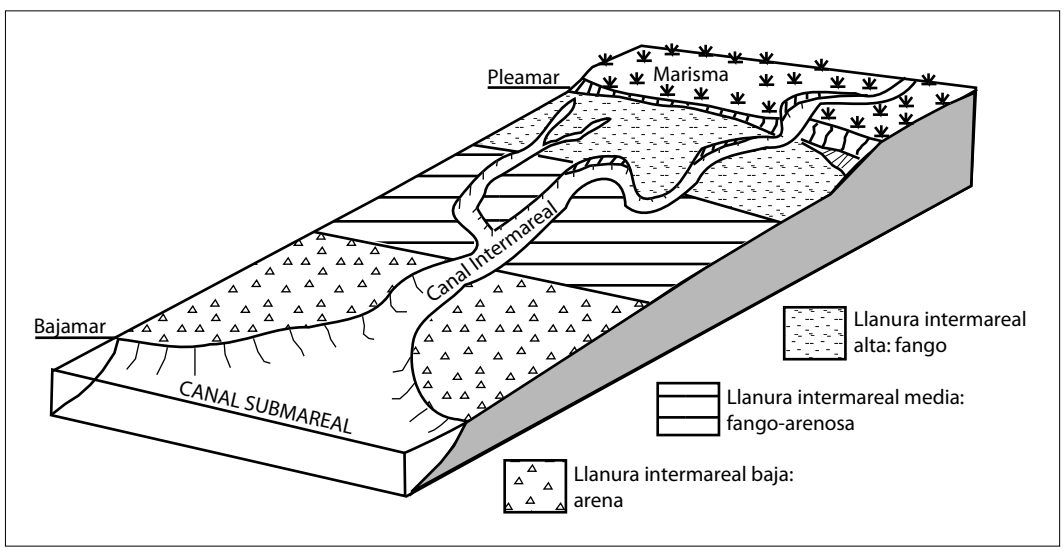


Figura 14.26. Zonación vertical típica de las llanuras mareales.

b) *La zona intermareal:* se encuentra entre la bajamar viva y la pleamar media de tal modo que está sometida a continuas alternancias entre períodos de exposición y sumersión. Esta alternancia provoca distintos niveles de oxidación-reducción que van a influir notablemente en los cambios mineralógicos diagenéticos, especialmente de los elementos más sensibles a cambios redox (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2003). Estas variaciones mineralógicas pueden, en ocasiones, llegar a ser visibles en los sedimentos por la alternancia de delgadas láminas rojizas y negruzcas.

Sin embargo, el número y duración de estas exposiciones y sumersiones no afecta por igual a toda la llanura, de tal modo que su parte topográficamente más baja presenta índices más altos de sumersión y, al contrario, su parte más alta presenta, obviamente, índices más altos de exposición.

Teniendo en cuenta este hecho, la zona intermareal se encuentra a su vez compartimentalizada en varias zonas distintas que, en general, presentan diferente distribución del sedimento y de los procesos dominantes. En la mayor parte de los casos, tales como los de las costas de Alemania y Holanda, se pueden distinguir tres unidades intermareales denominadas según su altura o su sedimento dominante (Van Straaten, 1954; Reineck, 1967), si bien existen casos más complejos como el del Wash de Inglaterra, en el que se distinguen hasta cinco (Evans, 1965) y otros aún más complejos (Amos, 1995).

c) *La zona supramareal:* se encuentra por encima de la pleamar media de tal modo que únicamente se inunda durante la pleamar viva y durante los períodos de temporal. En climas húmedos está muy colonizada por vegetación, por el contrario, en climas áridos la vegetación de esta zona no se desarrolla y el sedimento que se deposita durante las mareas extremas se ve sometido la mayor parte del tiempo a la acción del viento. Así se desarrollan las llamadas llanuras mareales eólicas.

Tanto la zona intermareal como la supramareal están surcadas por una compleja trama de canales que constituyen el sistema de drenaje de la marea (figura 14.11). Este sistema de drenaje presenta una jerarquía en cuanto a su funcionalidad y a su localización topográfica (Zeff, 1988).

La distribución del sedimento en las llanuras mareales está netamente condicionada por la distribución vertical de las corrientes mareales. La consecuencia más directa es la presencia de una gradación vertical y horizontal del tamaño de grano, de tal modo que el material de grano más grueso se deposita en dirección a la zona submareal y el material más fino hacia la zona supramareal.

También las diferentes formas de fondo asociadas, están gradadas vertical y horizontalmente, de tal modo que, en las zonas más bajas, donde la energía de las corrientes es mayor y el sedimento es arenoso, las mesoformas se superponen dando lugar a una estratificación cruzada característica, cuya naturaleza y orientación están controladas por la simetría tiempo-velocidad de las corrientes de marea, y los períodos alternantes de mareas vivas y mareas muertas (Reineck, 1963; Klein, 1970; Visser, 1980; Boersma y Terwindt, 1981). Si la asimetría es la característica dominante, la estructura interna presenta superficies de reactivación y los *sets* más potentes serán los orientados en el sentido de la corriente dominante (Collinson, 1969; Klein, 1970). Si las velocidades en ambos sentidos de la corriente, son de la misma intensidad, y el aporte es suficiente, las estructuras pueden mostrar bipolaridad (figura 14.20), presentando en sección vertical estratificación cruzada en espina de arenque o *herringbone* (Reineck, 1963). Si, por el contrario, el aporte es insuficiente, cada semiciclo mareal retrabaja en sentido contrario los sedimentos y formas generados durante el semiciclo anterior y la preservación de formas de fondo es mínima (Davis, 1992).

Un fenómeno muy común en los canales es su alta tasa de migración, que está relacionada con su morfología meandriforme. Así pues en ellos se produce una migración similar a la observada en ríos de alta sinuosidad (Reineck 1967; Vilas, 1981; Vilas *et al.*, 1999a). Esta migración genera los cantos blandos (Vilas *et al.*, 1999a) sobre sedimentos fangosos, anteriormente descritos. Sin embargo, cuando tiene lugar en una llanura de marea carbonatada genera intraclastos, que pasan a formar parte del material transportado por el fondo del canal y finalmente se depositan en las barras de punta del margen opuesto o en las zonas submareales (Hardie, 1986). Sobre la llanura intermareal tienen lugar procesos mixtos entre el transporte por arrastre de sedimentos en carga de fondo (fracción arena o limo), que ocurre durante los momentos de mayor energía, y por suspensión de finos, que se decantan parcialmente durante los momentos de inversión de las corrientes cuando la velocidad es próxima a cero (Klein, 1977, 1985). El desarrollo relativo de ambos procesos varía gradualmente a lo ancho de la llanura mareal. A medida que nos desplazamos hacia zonas topográficamente más elevadas adquiere cada vez mayor importancia la decantación, a la vez que la incidencia de la inundación por la marea en sí misma se hace menor frente a la acción de las pequeñas olas de viento (Collins *et al.*, 1981). Esta alternancia de procesos origina una interdigitación de facies arenosas con laminaciones cruzadas y facies lutíticas, ya que las formas de fondo alargadas, caracterizadas por una laminación cruzada de escala centimétrica o decimétrica, se recubren por fangos procedentes de la decantación. Estas alternancias pueden clasificarse en tres tipos de estructuras según el volumen relativo de arenas, limos y arcillas disponibles: i) lenticular, si el aumento de fracciones finas aumenta significativamente respecto al de arena; ii) *flaser*, si sucede el caso contrario, es decir, si el volumen de arenas excede al de sedimentos finos, y iii) *wavy,* si las proporciones de ambas litologías son similares (figura 14.27).

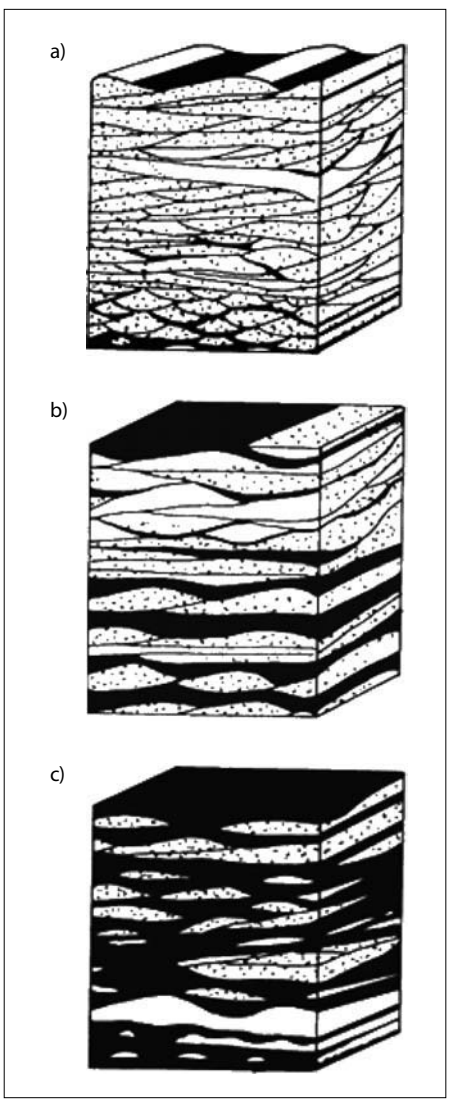


Figura 14.27. Estructuras internas características de los ambientes dominados por mareas: a) estratificación *flaser*; b) estratificación alternante (*wavy*); c) estratificación lenticular. Modificado de Reineck, 1963.

Existen otros procesos que tienen lugar en las llanuras intermareales, aquellos relacionados con los efectos de exposición a la atmósfera que dan lugar a la formación de grietas de desecación, características de sedimentos fangosos. Otros son debidos a la acción erosiva de las corrientes, sobre todo en los canales mareales en donde la erosión del *thalweg* da lugar al desprendimiento de bloques en el lecho del canal (figura 14.28).

Finalmente, la actividad de los organismos en las llanuras de marea es de vital importancia, ya que se trata de medios con una amplia profusión de vida, tanto animal como vegetal. Esta influencia de los organismos sobre el medio está determinada por diferentes procesos: *a*) la propia acumulación tanto de sus partes blandas, como de sus caparazones puede dar lugar a la formación de sedimento biogénico; *b*) algunos organismos son capaces de modificar las condiciones químicas del medio que los rodea induciendo procesos de floculación o precipitación (sedimentación bioquímica); *c*) ciertos organismos pueden ejercer de pantalla a las corrientes acelerando la decantación y atrapando las partículas de sedimento mediante mucosas cohesivas (sedimentación biomecánica), y *d*) la actividad de los organismos sobre el sustrato sedimentario provoca una importante alteración de la estructura interna del sedimento (bioturbación).

La distribución de todos estos procesos biológicos a lo largo de las llanuras de marea es claramente zonal, ya que los organismos se distribuyen verticalmente de acuerdo con su grado de tolerancia a los niveles de exposición y sumersión. En general, el grado de bioturbación se incrementa hacia



Figura 14.28. Vista de canales mareales en la zona norte de la bahía de San Sebastián (Argentina): a) Canal recto con un característico deslizamiento rotacional; b) canal secundario sinuoso. Modificado de Vilas *et al.*, 1999a.

las zonas más altas, ya que hacia abajo, la migración de formas de fondo puede ser inhibidora de la actividad bentónica. Sin embargo, la presencia de ciertos organismos como *Algal mats* o *Eelgrass* pueden contribuir a la fijación del sedimento, aumentando el contenido en material lutítico e inhibiendo la migración de formas de fondo. En definitiva, la actividad orgánica puede llegar a alterar la zonación sedimentaria normal de las llanuras mareales (Swinbanks y Murray, 1981).

Las facies deposicionales típicas de las llanuras de marea se definen en función de tres factores fundamentales: Litología, ordenamiento interno y tipo y grado de bioturbación (Frey y

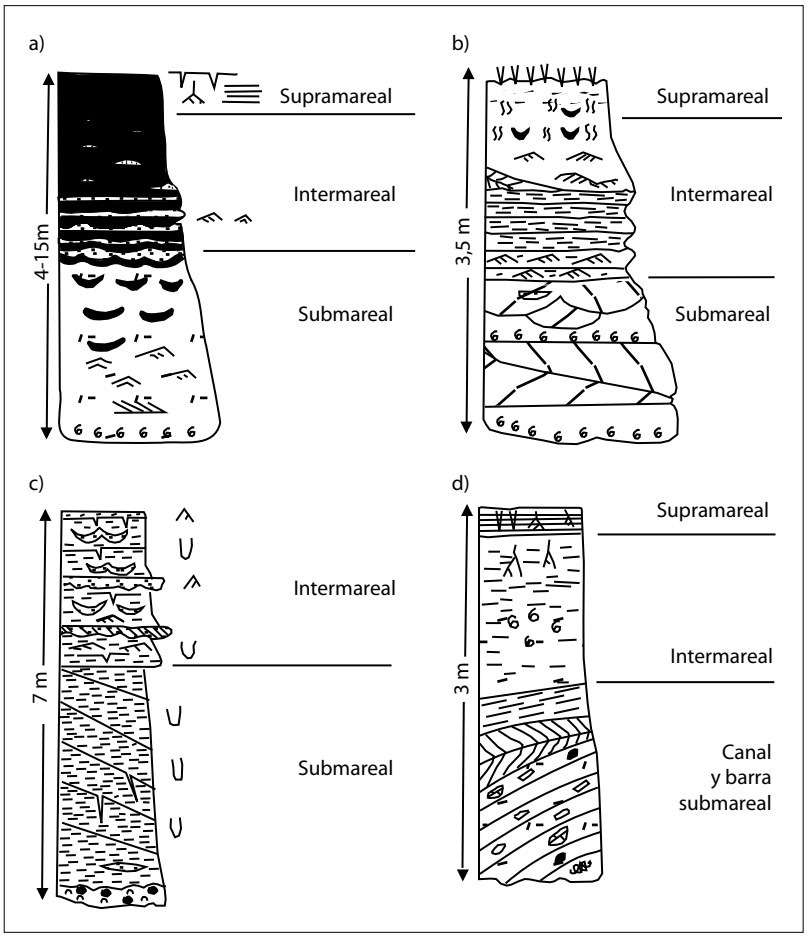


Figura 14.29. Secuencias generadas en llanuras mareales en diferentes condiciones: a) llanura macromareal terrígena (Reineck, 1963); b) llanura mesomareal terrígena (Nombela *et al.*, 1995); c) llanura macromareal terrígena asociada a un medio de baja energía (Vilas *et al.*, 1999a); d) llanura clástica carbonatada en un entorno micromareal de clima húmedo (Wright, 1984).

Howard, 1978). Obviamente, todas estas características están condicionadas por la posición topográfica que, a su vez, influye sobre los procesos sedimentarios que generan las facies. De tal modo que en la mayor parte de las llanuras de marea se distinguen: *a*) Facies submareales; *b*) Facies de llanura baja; *c*) Facies de llanura media; *d*) Facies de llanura alta; *e*) Facies supramareales, y *f*) Facies de canales intermareales. Estas facies deposicionales coinciden con la zonación anteriormente descrita para este tipo de medio sedimentario.

La continua progradación de las distintas facies deposicionales genera, de acuerdo con la Ley de *Walther,* una secuencia vertical positiva. De tal forma que, sobre las facies submareales aparecen, las facies de la llanura arenosa, y sobre éstas reposa la alternancia de arenas y fangos de la llanura mixta y a su vez sobre ésta la llanura fangosa, culminando la secuencia las facies de marisma o manglar (figura 14.29). Existen numerosos ejemplos de este tipo de secuencias de facies en la bibliografía. Todos ellos coinciden a grandes rasgos, aunque se presenta un amplio abanico de posibilidades introducidas por la variabilidad de los factores condicionantes como el clima, las variaciones en la posición del nivel relativo del mar, el volumen y la naturaleza del aporte sedimentario, el rango mareal, la pendiente media de la llanura y la situación de ésta respecto a otros medios sedimentarios.

EVOLUCIÓN E IMPLICACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS DISTINTOS MEDIOS DE TRANSICIÓN

Los estuarios y rías son medios efímeros, es decir, bajo condiciones estables del nivel del mar, y con suficiente tiempo y un aporte continuo de sedimentos tienen el potencial de rellenar sus paleovalles y evolucionar a deltas (Dalrymple *et al.*, 1992; Roy *et al.*, 2001; Fitzgerald *et al.*, 2000). La evolución de los estuarios y rías sucede, por tanto, como consecuencia del relleno por sedimentos, dando origen a una serie de etapas progresivas desde el estado juvenil al de madurez. El relleno se realiza desde el mar por aportes de arenas o, desde tierra, por arenas o fangos fluviales. La tasa de relleno depende del aporte sedimentario y del volumen original de la cuenca (Heap *et al.*, 2001).

Los estuarios actuales se formaron durante el último ascenso del nivel del mar hace unos 18.000 años. Entonces el nivel del mar se elevó hasta su posición actual alcanzando su desarrollo con la estabilización entre los 3.000 y los 5.000 años. El progresivo relleno de los estuarios y rías conduce a una reducción de las masas de agua y disminución de la profundi-

dad, extendiéndose las llanuras de inundación, aumentando la canalización de los cuerpos de agua estuarinos, acelerándose el proceso con el estrechamiento de las bocanas por crecimiento de barras arenosas. La formación y desarrollo de un estuario depende del balance existente entre la elevación del nivel del mar en relación con la morfología de la costa y el grado de acumulación de sedimentos. Si el primero excede al segundo, como por ejemplo en la bahía de Chesapeake los estuarios están bien desarrollados. Cuando el nivel del mar se estabiliza, la captación de sedimentos puede exceder a la elevación del nivel del mar, acelerándose el proceso de relleno.

Desde el punto de vista del origen de los sedimentos que rellenan una depresión en la que se ha formado un estuario, en la horizontal se pasará longitudinalmente de secuencias fluvio-estuáricas a estuáricas, a finalmente estuario-marinas. En el registro geológico la secuencia vertical de un medio transgresivo pasa de facies estuarino-fluviales, a facies marino-estuáricas a techo. No es fácil interpretar como depósitos de un estuario los de un medio antiguo, dado

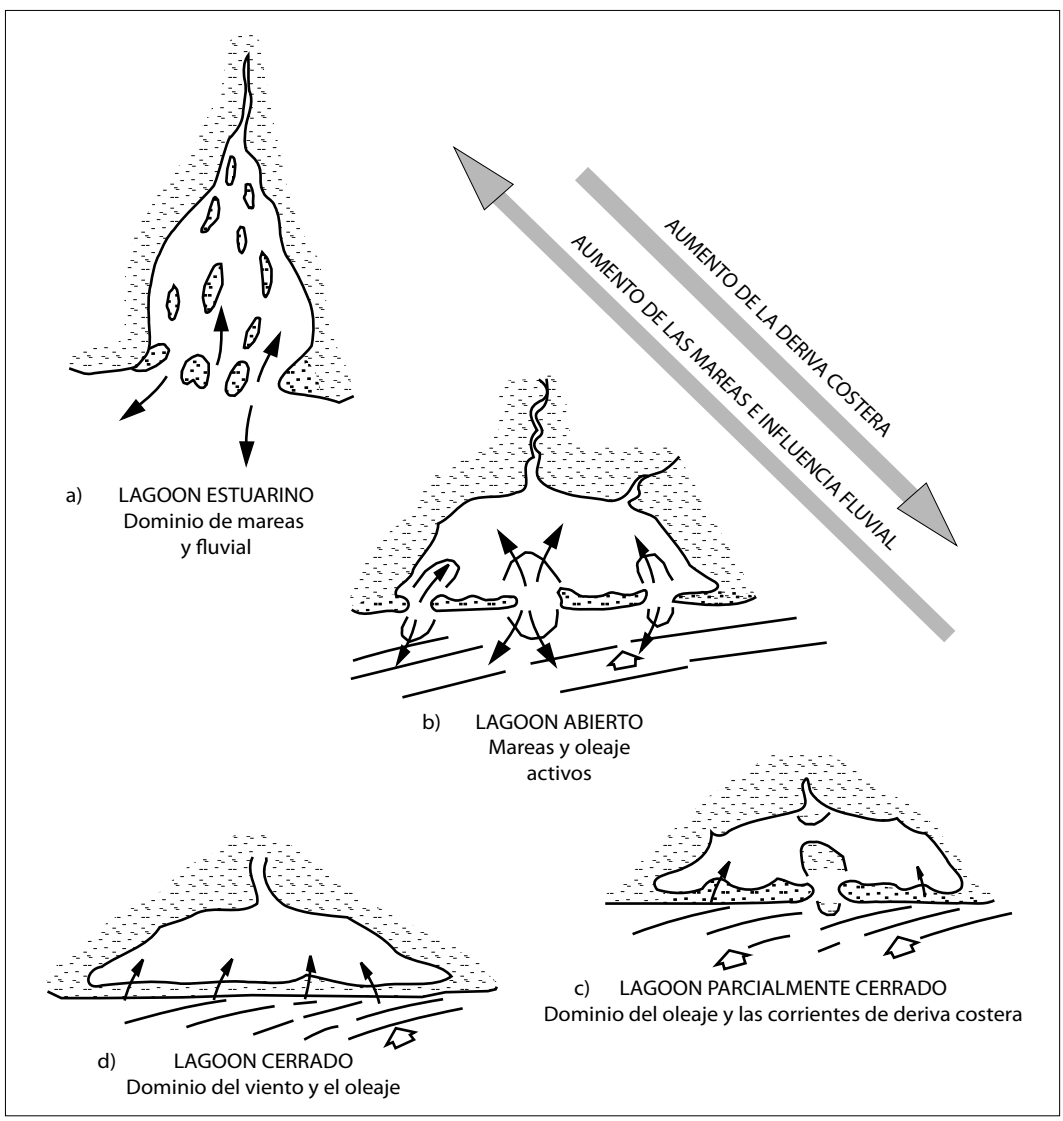


Figura 14.30. Esquema evolutivo de estuario a laguna costera (lagoon) en función de los procesos dominantes: a) estuario con influencia macromareal; b) lagoon abierto donde todavía el efecto mareal es significativo, pero superpuesto al del oleaje; c) lagoon parcialmente cerrado, con predominio del oleaje; d) lagoon cerrado, sin posibilidad de intercambio de aguas, salvo de forma subterránea. Modificado de Vilas, 1992.

que difícilmente está formado por un único y simple proceso de relleno. Han sido retrabajados periódicamente, ocupando los mismos lugares durante varias transgresiones, por lo que cualquier afloramiento es muy complejo. Aunque tal como sugiere Dalrymple y Choi (2007) la capacidad para distinguir facies proximales de facies distales es un elemento esencial de la mayoría de las interpretaciones sedimentarias. Sin embargo, esta distinción no es tarea sencilla en todos los contextos, así que aunque tratamos de hacer un intento de generalizar, éste puede no ser válido para todos los sistemas o depósitos individuales.

Así, por ejemplo, tal como sugiere Vilas (2002), la evolución de los diferentes tipos de entrantes costeros como rías, estuarios y lagunas costeras, depende claramente de los procesos dominantes y de las condiciones de entrada que presentan. La figura 14.30 muestra las condiciones que se observan en estos medios cuando los procesos que dominan son las mareas y el flujo fluvial (a), frente a las condiciones que en sucesivos pasos (b, c, d) se pueden dar si los procesos dominantes suponen un incremento del régimen de oleaje. Es por ello que consideraremos de nuevo de modo independiente la evolución en estuarios dominados por la marea, estuarios dominados por el oleaje y finalmente rías.

Estuarios dominados por oleaje

La evolución morfológica del relleno de los sistemas dominados por el oleaje ha sido resumida por Roy *et al.* (1980), Nichol (1991) y Dalrymple *et al.* (1992). A medida que el delta de cabecera de bahía prograda hacia el mar y el delta de flujo mareal prograda hacia tierra, la cuenca central disminuye hasta dejar de existir (Roy, 1984; figura 14.31a). En este punto, los canales mareales en el delta de flujo mareal se unen con el canal fluvial, permitiendo por tanto a la energía de la marea penetrar hasta el interior del estuario más fácilmente y por tanto se produce la expansión de las llanuras intermareales en los márgenes. Estudios recientes en estuarios australianos (p. ej., Roy *et al.*, 2001; Heap *et al.*, 2004) que cuantifican las áreas de los distintos ambientes sedimentarios en estuarios dominados por el oleaje han demostrado que el relleno está dominado más por la expansión de los ambientes intermareales alrededor de la cuenca central y por la progradación del delta de cabecera fluvial y de la llanura aluvial que por la progradación del delta de flujo mareal.

El retroceso de la barrera provoca su propia erosión por el oleaje de la playa. Solo se encontrarán los términos inferiores de la barrera: pasos de marea, delta mareal, y *washover* interestratificados con fangos de la parte central. Se produce por tanto una expansión y somerización de las barras de arena, y el movimiento hacia el mar de la zona meandriforme. Una vez que la zona meandriforme desaparece el sistema se considera un delta. A diferencia de los estuarios dominados por la marea, en la zona central, los depósitos transgresivos del río y del delta de desembocadura están infrayacentes a los fangos finos orgánicos, seguidos por sedimentos más gruesos depositados por la progradación del delta del fondo de bahía o del delta mareal. La secuencia resultante es simétrica granodecreciente-granocreciente (figura 14.32), donde los sedimentos más finos representan el centro de la cuenca central, éstos a su vez serán infrayacentes a los depósitos del flujo mareal o de abanicos de derrame (figura 14.32, T1, T2, T3), o a los depósitos del delta de cabecera (figura 14.32, T4), dependiendo de la sección del estuario donde se localice, dando como resultado la asociación de facies estuarina mostrada en la figura 14.32, a la que Boyd (2006) proponen el término de «litosoma estuarino». En este litosoma, las facies se apilan retrogradacionalmente de tal manera que, hacia tierra, las facies más terrestres se superponen a las facies de cuenca central de estuario y finalmente a las facies más marinas.

Las facies del delta de cabecera se diferencian de las fluviales por presentar estructuras mareales y una fauna salobre. Retrogradan durante la transgresión y progradan después, dan-

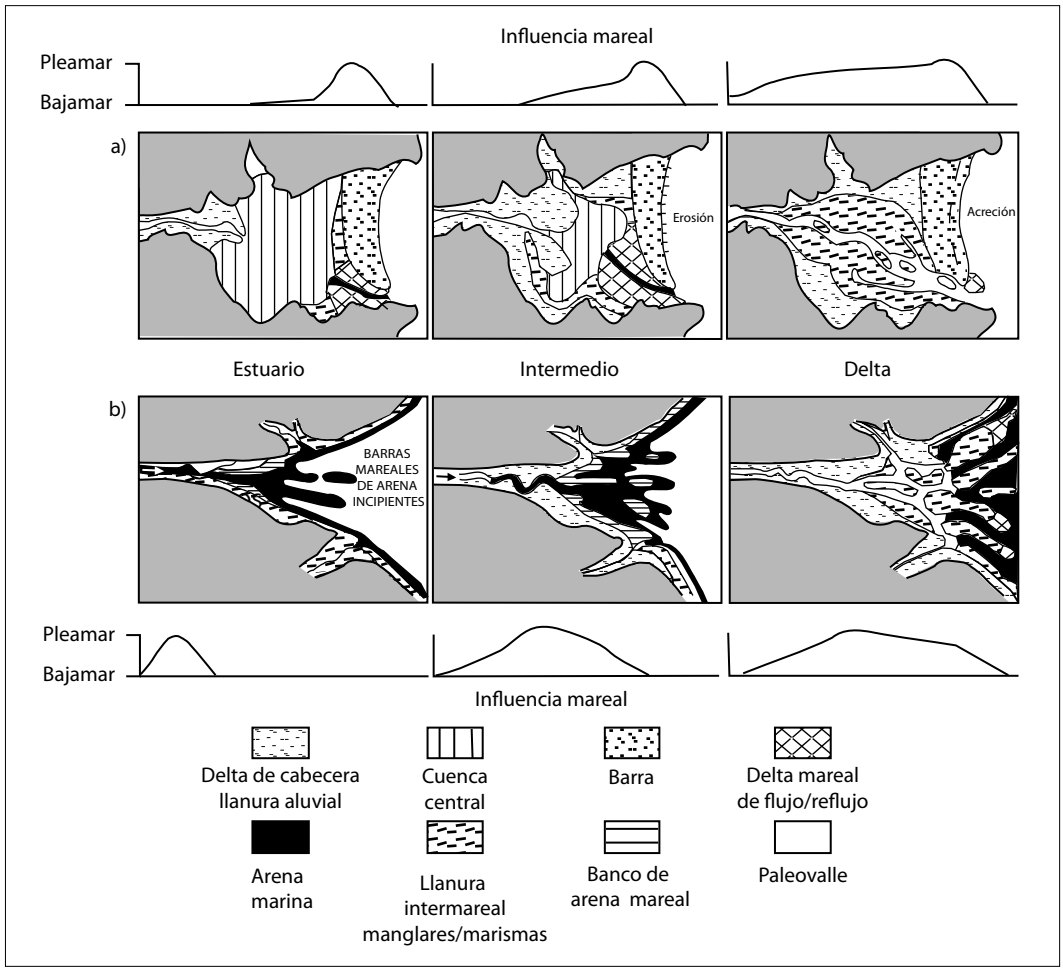


Figura 14.31. Evolución del relleno progresivo de a) estuario dominado por oleaje y b) estuario dominado por mareas. Modificado de Harris (1988) y Roy *et al*. (1980).

do lugar a un ciclo granodecreciente-granocreciente asimétrico (figura 14.32). En la parte superior, los canales distributarios erosionan los fangos infrayacentes de la parte central.

Estuarios dominados por la marea

La evolución de los estuarios dominados por la marea (figura 14.31b) se caracteriza por la progradación hacia el mar de todas las facies, permaneciendo constante la abundancia y distribución relativa de cada una de ellas. A medida que el estuario evoluciona hay una traslación de facies hacia el mar y una expansión de las facies de barras arenosas. Harris (1988) ha discutido y mostrado dicho crecimiento de las barras de arena a medida que el estuario se rellena. En los ultimos estadíos el aporte posterior de sedimento provoca la expansión de la superficie de barras mareales arenosas y su mezcla e interdigitación con las llanuras mareales y/o marismas de los márgenes (p. ej., Harris, 1988; Woodroffe *et al*., 1989, 1993; Allen y Posamentier, 1993). En consecuencia, se desarrollan en todo el sistema canales mareales elongados caracterizados por fuertes corrientes mareales. En sistemas macromareales, la forma de embudo del estuario se preserva al estado de delta (Dalrymple *et al*., 1992). Cabe destacar también en la figura 14.31b que la zona meandriforme del canal fluvial desaparece una vez que el estuario se convierte en delta y domina el transporte hacia el mar por carga de fondo.

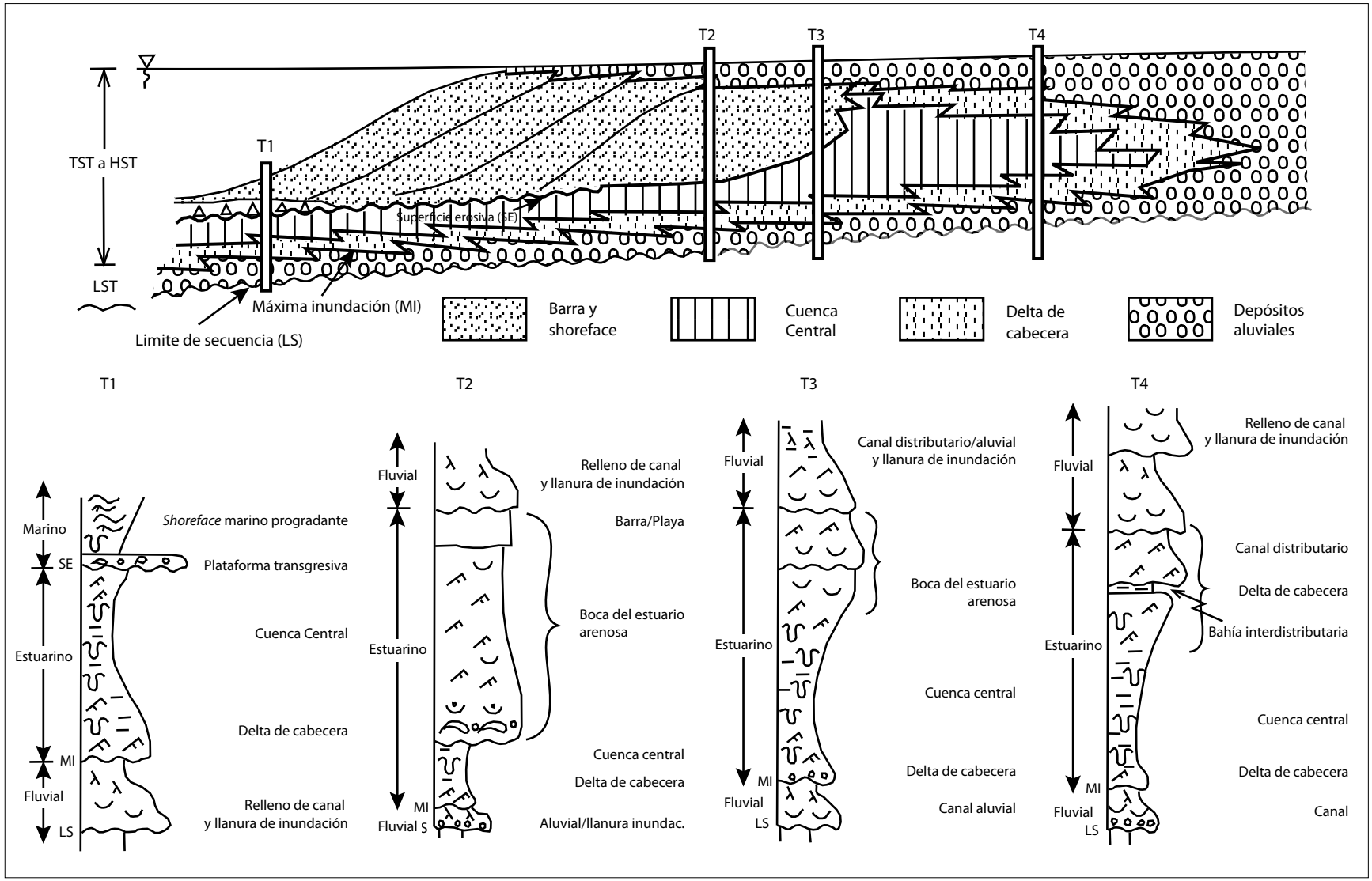


Figura 14.32. Sección longitudinal esquemática en un estuario dominado por el oleaje. Modificado de Zaitlin *et al.*, 1994. Se muestra la distribución de facies resultante de la transgresión, seguido del relleno del estuario y la progradación del *shoreface.* La preservación de la sucesión transgresiva depende de la tasa de ascenso del nivel del mar y de la traslación del *shoreface* hacia la cabecera. Leyenda de las litofacies en la figura 14.33.

Aunque la mayoría de los estuarios dominados por la marea tienen atributos en común con los procesos de relleno, los ejemplos descritos para casos como el canal de Bristol (Inglaterra), la Gironda (Francia), estuario del río Salmon en la bahía de Cobequid (Canadá) muestran diferentes fenómenos de relleno debido a variaciones intrínsecas tales como tipo de sedimento, grado de subsidencia, variaciones locales del nivel del mar e intensidad de los procesos de transporte. En el caso de los ejemplos más conocidos, las facies sedimentarias muestran una secuencia axial-vertical transgresiva, seguida por el relleno del estuario y la progradación de las barras arenosas o las llanuras de marea

En el registro fósil hay, sin embargo, muy pocos ejemplos de asociaciones de facies (Clifton, 1982; Zaitlin y Shultz, 1990). Esto es debido en parte a la ausencia de una terminología estandarizada y también a la complejidad de los sistemas estuarinos y la falta de modelos unificadores (Dalryrmple y Choi, 2007). Sin embargo, y a pesar de la complejidad es posible predecir la naturaleza de la sucesión estratigráfica producida por un estuario a medida que asciende el nivel de mar desde un nivel bajo (*lowstand*-LST) y subsiguiente estabilización en el nivel alto (*highstand*-HST). La base del paleovalle está marcada por una discordancia erosional (figura 14.33) formada por la erosión fluvial durante el nivel del mar bajo (Weimer, 1984; Van Wagoner *et al*., 1990). En el caso más completo de sucesión transgresiva, los depósitos fluviales se encuentran infrayacentes a esta superficie, y éstos a su vez están infrayacentes a los depósitos estuarinos. El contacto entre ellos es una superficie de inundación. En el punto de máxima transgresión, la línea de costa se estabiliza y el estuario se rellenará *in situ,* si el *highstand* tiene duración suficiente. En este punto, la sucesión transgresiva estará infrayacente a un depósito estuarino progradacional. La progradación más allá del extremo marino del estuario ocurrirá bien como un delta o como un lagoon o llanuras mareales de costa abierta.

Rías

El relleno sedimentario de las rías es poco conocido, así que no existen modelos claros definidos. En medios actuales se conoce algo de la geometría de los cuerpos sedimentarios gracias al uso de la prospección sísmica y a su contraste parcial con testigos en profundidad (Acosta, 1982, 1984; Acosta y Herranz, 1984; Herranz y Acosta, 1984; Rey, 1993; García-Gil *et al*., 1999, 2000; Durán, 2005). Los estudios de estos autores han permitido obtener una visión de su evolución, dado que han permitido calcular los espesores de los sedimentos cuaternarios sobre el basamento de las rías, la distinción de las secuencias sedimentarias y la identificación de paleorrelieves, particularmente desde el último máximo glacial (18.000 años BP). En particular, las rías son interesantes desde el punto de vista estratigráfico porque constituyen trampas de sedimentos donde los cortejos sedimentarios transgresivos (TST) y de alto nivel (HST) están bien representados (Durán, 2005). Los resultados de dichas investigaciones confirman el carácter tectono-eustático de las rías de Vigo y Pontevedra y de su relleno cuaternario. La sísmica de alta resolución ha permitido la identificación de basamentos graníticos y metamórficos sobre los que se encuentra desarrollado un importante paleorrelieve, situándose sobre él diversas unidades. La unidad basal que constituye el relleno sedimentario más antiguo ha sido atribuida a sedimentos pleistocenos de origen fluvial (Hinz, 1970; Rey, 1993; Durán, 2005). Los estratos de esta unidad se ven truncados a techo por una superficie de erosión importante generada durante la exposición subaérea de la ría asociada a la bajada del nivel del mar en el último máximo glacial, entre 20-18 ka BP (Andrews, 1997). En este momento se estima que el nivel de mar relativo estaba a unos 120-130 m por debajo del nivel del mar actual (Hanebuth *et al*., 2000; Park *et al*., 2000; Dias *et al*., 1987, 2000; Rodrigues *et al*., 1991, 2000), y próxima al borde de la plataforma actual. Sobre ésta se disponen de

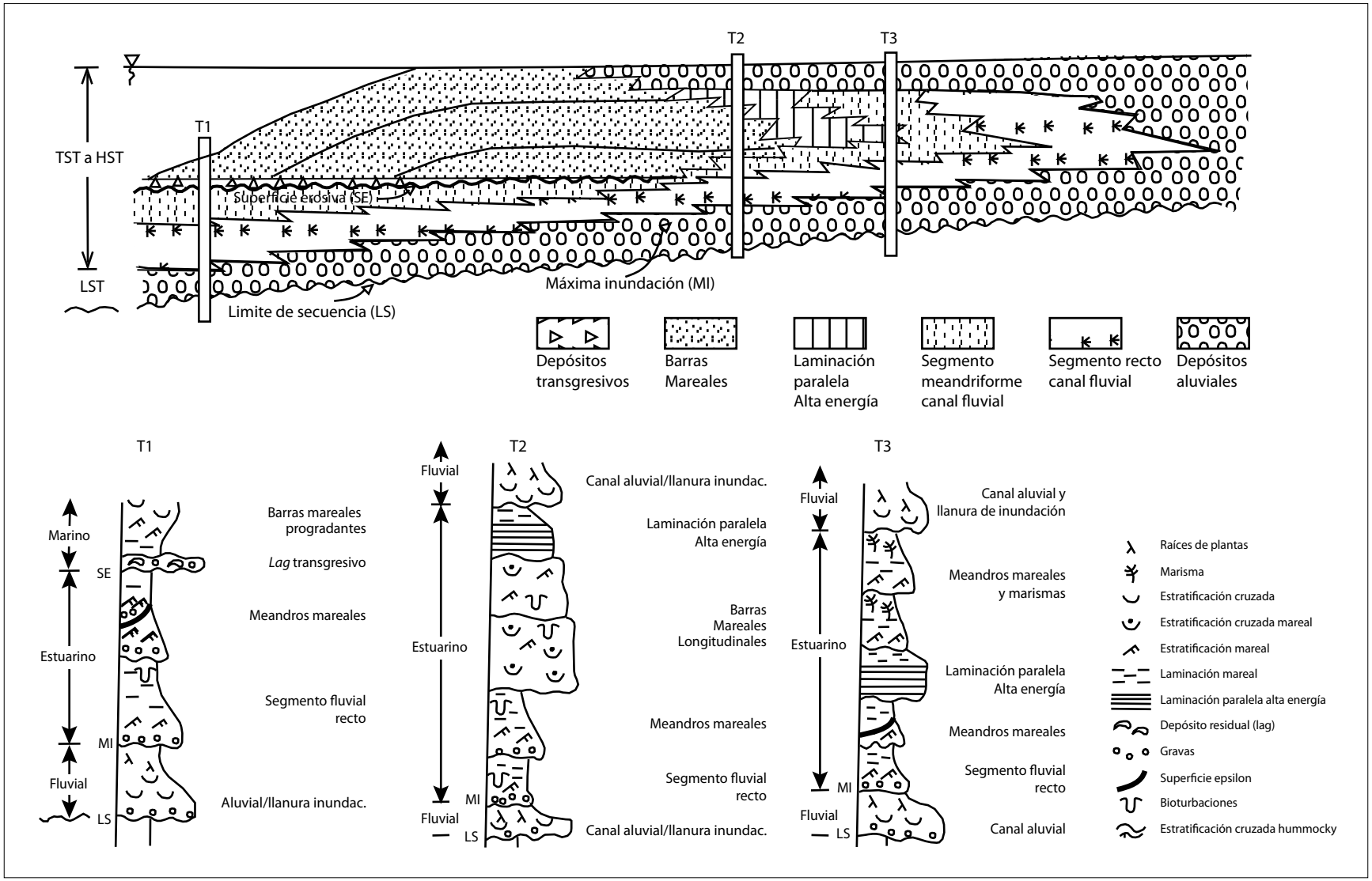


Figura 14.33. Sección longitudinal esquemática en un estuario dominado por la marea. Modificado de Zaitlin *et al.*, 1994. Se muestra la asociación de facies estuarinas resultante de la transgresión, seguido por el relleno del estuario y la progradación de las barras o llanuras de marea. La preservación de la sucesión transgresiva depende de la tasa de ascenso del nivel del mar y de la traslación hacia la cabecera del *thalweg* de los canales mareales.

3 a 4 unidades depositadas durante distintas posiciones del mar dentro del último ciclo eustático. La primera de ellas se depositaría durante el último máximo glacial (18 ka), en un momento de bajo nivel del mar. Las siguientes unidades se situarían por encima, si bien una caída eustática global hace 11 ka produce la erosión parcial de los materiales previos y es sobre este paleorelieve sobre el que se sitúa la unidad más reciente, con el mar en progresivo ascenso. Debido a la exposición subaérea de la totalidad de la plataforma continental (Ferrín, 2005), el cortejo sedimentario de bajo nivel (LST) no queda registrado dentro de las rías. Según Durán (2005), los sedimentos correspondientes al LST se depositaron en las partes distales de la plataforma y/o al borde del talud. Tan sólo en algunas de las zonas más deprimidas entre afloramientos rocosos, podrían haber quedado sedimentos correspondientes al LST (figura 14.34).

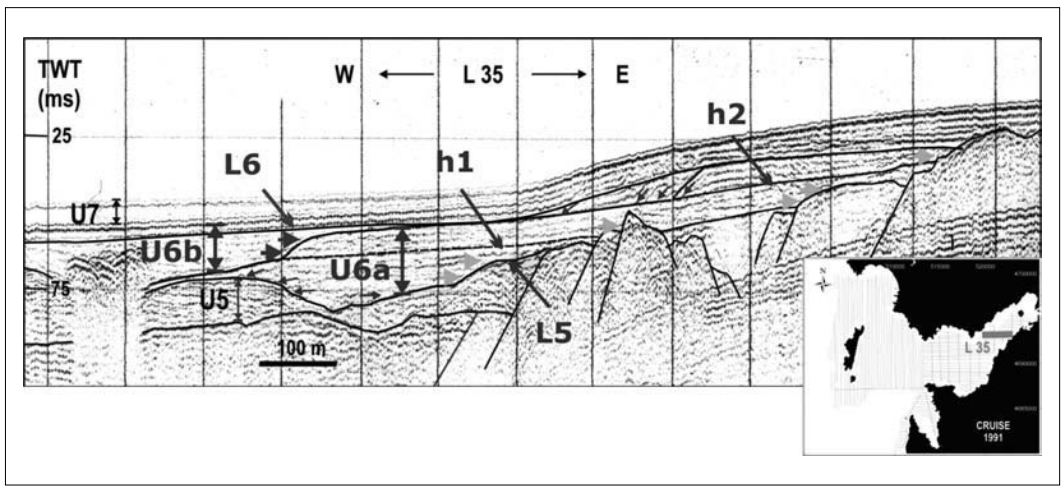


Figura 14.34. Perfil sísmico de reflexión interpretado de la ría de Pontevedra (L-35) donde se muestra la arquitectura estratigráfica de las unidades y subunidades que componen las secuencias, así como sus límites y discontinuidades y/o hiatos (h1, h2). Modificado de Durán, 2005.

Llanuras mareales

Desde el punto de vista global, el mayor desarrollo de las llanuras mareales se produce en un entorno de estabilidad relativa del nivel del mar, comúnmente asociado a períodos de *high-stand*. La preservación de las secuencias depositadas en este tipo de entorno costero depende en gran medida de las relaciones entre los movimientos del nivel del mar que son coetáneos o posteriores a la sedimentación y su relación con la tasa de aporte. De tal modo que el potencial de preservación mínimo ocurre cuando tras la sedimentación tiene lugar un descenso del nivel del mar que deja expuestos los materiales a los agentes continentales que acaban desmantelando todo el edificio sedimentario (Davis y Clifton, 1987). Por el contrario, el potencial de preservación máximo se produce bajo condiciones de elevación relativa rápida del nivel del mar, ya que las secuencias quedan sumergidas y fosilizadas por sedimentos generados en medios de menor energía.

Durante un ascenso relativo del nivel del mar de velocidad moderada, la preservación depende del aporte sedimentario. Si el aporte es insuficiente, estos medios suelen retrabajarse parcialmente para alimentar a los medios que se irían situando en posiciones cada vez más altas topográficamente; en este contexto, las facies de relleno de canal submareal resultan ser las más preservables al estar protegidas por el resto de las facies, que se le superponen y que son las potencialmente más fáciles de erosionar.

Si, por el contrario, el aporte es suficiente, los cambios de ritmo en la subida relativa del nivel del mar (paraciclos) pueden quedar reflejados en la preservación de series cíclicas de la banda de frecuencia de Milankovitch (parasecuencias). Este hecho ocurre frecuentemente debido a la existencia de acomodación.

Finalmente, si la tasa de subida relativa del nivel del mar es lenta, es esperable un retrabajamiento total de estos materiales por parte de los medios dominados por el oleaje en condiciones de aporte deficiente y si la llanura se encuentra en la parte trasera de un sistema de islas barrera, el resultado es un potencial de preservación mínimo de la llanura (Davis y Clifton, 1987; Allen, 2000). Si, por el contrario, la llanura se encuentra en una bahía y la tasa de aporte compensa a la tasa de ascenso relativo del nivel del mar suelen preservarse secuencias muy potentes, este último caso también se relaciona con la acomodación.

La aplicación actualística del conocimiento sobre llanuras mareales recientes al reconocimiento de llanuras de mareas fósiles es un proceso complejo, dado que son numerosos los factores que condicionan la amplia variabilidad de sedimentos que dificultan la comparación entre ejemplos actuales y fósiles. De todas formas, un método fácilmente aplicable es la comparación de las facies individuales entre llanuras fósiles y los ejemplos actuales, como hacen Tessier *et al*. (1995) entre las llanuras actuales del Monte Saint Michel y las del Carbonífero de Kansas e Indiana, ya que existen algunas facies características de la actividad de la marea. Sin embargo, este tipo de estructuras pueden aparecer también en otros medios con influencia mareal, así pues, el criterio inequívoco para la identificación es la presencia de la secuencia completa.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer los comentarios de Alfredo Arche que han permitido enriquecer este capítulo. Asimismo agradecen a David Campos e Isabel R. Germade su inestimable ayuda con las figuras y las referencias bibliográficas.

BIBLIOGRAFÍA

Acosta, J. (1982): Apantallamientos acústicos en la Ría de Muros y Noya y el margen continental de Cádiz. *Bol. Inst. Oceanogr.,* 2, 125-149.

— (1984): Occurrence of acoustic masking in sediments in two areas of the continental shelf of Spain: Ria de Muros (NW) and Gulf of Cadiz (SW). *Mar. Geol.,* 58, 427-434.

Acosta, J. y Herranz, P. (1984): Contribución al conocimiento del cuaternario marino en la Ría de Muros y Noya. *Thalassas,* 2, 13-21.

Alonso, J.; García, M. J. y Díaz del Río, G. (1993): Current measurements on the Galician shelf. Wind and tide effects. *Bol. Inst. Oceanogr.,* 9, 323-342.

Allen, J. R. L. (2000): Morhodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Sci. Rev.,* 19, 1155-1231.

Álvarez-Iglesias, P.; Quintana, B.; Rubio, B. y Pérez-Arlucea, M. (2007): Sedimentation rates and trace metal input history in intertidal sediments from San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain) derived from 210Pb and 137Cs chronology. *J. Environ. Radioactiv.,* 98, 229-250.

Álvarez-Iglesias, P. y Rubio, B. (2008): The degree of trace metal pyritization in subtidal sediments of a mariculture area: Application to the assessment of toxic risk. *Mar. Pollut. Bull.,* 56, 973-983.

Álvarez-Iglesias, P.; Rubio, B. y Pérez-Arlucea, M. (2006): Reliability of subtidal sediments as «geochemical recorders» of pollution input: San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain). *Estuar. Coast. Shelf S.,* 70, 507-521.

Álvarez-Iglesias, P.; Rubio, B. y Vilas, F. (2003): Pollution in intertidal sediments of San Simón Bay (Inner Ria de Vigo, NW of Spain): Total heavy metal concentrations and speciation. *Mar. Pollut. Bull.,* 46, 491-503.

Allen, G. P. (1991): Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. En D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin y R. A. Rhamani (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. *Can Soc. Pet. Geol. Mem.,* 16, 29-39.

Allen, G. P. y Posamentier, H. W. (1993): Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *J. Sedimen. Petrol.,* 63, 378-391.

Allen, G. P.; Salomon, J. C.; Bassoullet, P.; du Penhoat, Y. y de Grandpre, C. (1980): Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Mar. Geol.* 26, 69-90.

Amos, C. L. (1995): Siliciclastic tidal flats. En Perillo (ed.), *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Elsevier, Amsterdam, 273-306.

Andrews, J. T. (1997): Northern Hemisphere (Laurentide) deglaciation: processes and responses of ice sheet/ocean interactions. En I. P. Martini (ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic,* 9-27.

Barwis, J. H. (1978): Sedimentology of some South Carolina tidal-creek point bars, and a comparison with their fluvial counterparts. En A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir,* 5, 129-160.

Baugh, J. V. y Littlewood, M. A. (2006): Development of a cohesive sediment transport model of the Thames Estuary. *Proceedings of the International Conference on Estuarine and Coastal Modelling*, 824-841.

Berner, R. A. (1981): Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments. *Fortschr. Mineral.,* 59, 117-135.

Boersma, J. R. y Terwindt, J. H. J. (1981): Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology,* 28, 151-170.

Boyd, R.; Dalrymple, R. y Zaitlin, B. A. (1992): Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimen. Geol.,* 80, 139-150.

— (2006): Estuarine and incised-valley facies models. En H. W. Posamentier y R. G. Walker (eds.), *Facies Models revisited*. *SEPM Spec. Publ.,* 84, 171-235.

Burban, P. Y.; Lick, W. y Lick, J. (1989): The flocculation of fine-grained sediments in estuarine waters. *J. Geophys. Res.,* 94, 8323-8330.

Bush, R. T.; McGrath, R. y Sullivan, L. A. (2004): Occurrence of marcasite in an organic-rich Holocene estuarine mud. *Aust. J. Soil Res.,* 42, 617-621.

Cáceres-Martínez, J. y Figueras, A. (1997): Mussel (*Mytilus Galloprovincialis Lamarck*) settlement in the Ria de Vigo (NW Spain) during a tidal cycle. *J. Shellfish Res.,* 16, 83-85.

— (1998): Distribution and abundance of mussel (*Mytilus galloprovincialis Lmk*) larvae and post-larvae in the Ria de Vigo (NW Spain). *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.,* 229, 277-287.

Carlé, CW. (1949): Las rías bajas gallegas. *Estudios Geográficos,* 35, 320-330.

— (1950): Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia. En *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, tomo V, 61-90. Madrid. (Traducción de J. M. Ríos.)

Castaing P. y Guilcher A. (1995): Geomorphology and sedimentology of rias. En G. M. E. Perillo (ed.), *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Elsevier, Amsterdam, 69-111.

Clifton, H. E. (1982): Estuarine deposits. En P. A. Scholle y D. Spearing (eds.): *Sandstone depositional Environments. AAPG Mem.,* 31, 179-188.

Collins, M. B.; Amos, C. L. y Evans, G. (1981): Observations of some sediment-transport processes over intertidal flats, the Wash, U. K. *IAS Spec. Publ.,* 5, 81-98.

Collinson, J. D. (1969): The Sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the murian of Northern England. *J. Sedimen. Petrol.,* 39, 194-221.

Chung, G. S. y Park, J. A. (1977): Sedimentological properties of the recent intertidal flat environment, Southern Nam Yang Bay, West coast of Korea. *J. Oceanogr. Soc. Korea,* 13, 9-18.

Dalrymple R. W. y Choi, K. (2007): Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Sci. Rev.,* 81, 135-174.

— (2003): Sediment transport by tidal currents. En G. V. Middleton (ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 606-609.

Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B. A. y Boyd, R. (1992): Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sedimen. Petrol.,* 62, 1130-1146.

Davies, J. L. (1964): A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeits. Geomorph.,* 8, 127-142.

Davis, Jr. R. A. (1992): *Depositional systems,* 2.ª ed. Prentice Hall, New Yersey.

Davis, Jr. R. A. y Clifton, H. E. (1987): Sea-Level Change and the presevation potential of Wave-Dominated and Tide-Dominated coastal sequences. *J. Sedimen. Petrol.,* 57, 167-178.

Day, J. H. (1980): What is an estuary? *SAfrJSci,* 76, 15-17.

Dias, J. M. A.; Rodrigues A. y Magalhaes, F. (1987): Evoluçao da linha de costa em Portugal, desde o último máximo glaciario: síntesis dos cohecimentos. *Estudos do Quaternário,* 1, 53-66.

Dias, J. M. A.; Boski, T.; Rodrigues, A. y Magalhães, F. (2000): Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present-A synthesis. *Mar. Geol.,* 170, 177-186.

Diz, P.; Francés, G.; Pelejero, C.; Grimalt, J. O. y Vilas, F. (2002): The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. *The Holocene,* 12, 459-468.

Dronkers, J. (1986): Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Neth. J. Sea Res.* 20, 117-131.

Durán, R. (2005): *Estratigrafía sísmica desde el Último Máximo Glacial en la Ría de Pontevedra (NO España)*. Tesis Doctoral. Universidad de Vigo.

Durán, R.; García-Gil, S.; Diez, R. y Vilas, F. (2007): Stratigraphic framework of gas accumulations in the Ría de Pontevedra (NW Spain), *Geo-Mar. Lett.,* 27, 77-88.

Dyer, K. R. (1995): Sediment transport processes in estuaries. En G. M. E. Perillo (ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam, 423-449.

— (1997): *Estuaries: A Physical Introduction*, 2.ª ed. John Willey & Sons, Chichester.

— (2003): Estuarine Circulation. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 846-852.

Eisma, D. (1986): Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Neth. J. Sea Res.,* 20, 182-199.

Emiroglu, S.; Rey, D. y Petersen, N. (2004): Magnetic properties of sediment in the Ría de Arousa (Spain): Dissolution of iron oxides and formation of iron sulphides. *Phys. Chem. Earth,* 29, 947-959.

Evans, G. (1965): Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quart. J. Geol. Soc. London,* 121, 209-245.

Evans, G. y Prego, R. (2003): Rias, estuaries and incised valleys: Is a ria an estuary? *Mar. Geol.,* 196, 171-175.

Fairbridge, R. H. (1980): The estuary: its definition and geodynamic cycle. En E. Olausson e I. Cato (eds.), *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries,* 1-16.

Ferrín, A. (2005): *Cenozoic seismic stratigraphy of the SW Galician continental shelf. Comparative study with the Canterbury shelf (SE New Zealand) during the Quaternary*. Ph. D. Thesis, Universidad de Vigo.

Ferrín, A.; Durán, R.; Díez, R.; García-Gil, S. y Vilas, F. (2003): Shallow gas features in the Galician Rías Baixas (NW Spain). *Geo-Mar. Lett.,* 23, 207-214.

Fitzgerald, D. M.; Buynevich, I. V.; Fenster, M. S. y McKinlay, P. A. (2000): Sandy dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. *Sediment. Geol.,* 131, 25-49.

Flach, P. D. (1984): Oil sands geology. *Athabasca Deposit North: Alberta Research Council Bull.,* v. 46.

Flach P. D. y Mossop G. D. (1985): Depositional environments of Lower Cretaceous McMurray Formation, Athabasca oil sands, Alberta. *AAPG Bull.,* 69, 1195-1207.

Fleming, B. W. (2000): A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Cont. Shelf Res.,* 20, 1125-1137.

Frazão, E. y Vital, H. (2007): Shallow gas structures in the Potengi estuary sediments (Northeast of Brazil). *Revista Brasileira de Geofisica,* 25, 17-26.

Frey, R. W. y Howard, J. D. (1978): Mesotidal estuarine sequences: a perspective from the Georgia Bight. *J. Sedimen. Petrol.,* 56, 911-924.

Froelich, P. N.; Klinkhammer, G. P.; Bender, M. L.; Luedtke, N. A.; Heath, G. R.; Cullen, D.; Dauphin, P.; Hammond, D.; Hartman, B. y Maynard, V. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern ecuatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Ac.,* 43, 1075-1090.

Fustic, M. (2007): Stratigraphic dip analysis - A novel application for detailed geological modeling of point bars, and predicting bitumen grade, mcMurray formation, muskeg River Mine, Northeast Alberta. *Natural Resources Research,* 16, 31-43.

García-García, A. (2002): *Estratigrafía sismico-secuencial de la Ría de Vigo. Evolución e implicaciones ambientales*. Tesis Doctoral. Universidad de Vigo.

García-García, A.; García-Gil, S. y Vilas, F. (1999): A Seeping Seafloor in a Ría Environment: Ría de Vigo (NW Spain). *Environ. Geol.* 38, 296-300.

— (2003): Monitoring the Spanish gas fields in the Ría de Vigo (1991-2001). *Geo-Mar. Lett., 23,* 200-206.

García-Gil, S.; Durán, R. y Vilas F. (2000): Side Scan Sonar image and geologic interpretation of the Ría de Pontevedra seafloor (Galicia, Spain). *Sci. Mar.,* 64, 393-402.

García-Gil, S.; Vilas, F. y García-García, A. (2002): Shallow Gas Features in Incised-valley Fills (Ría de Vigo, NW Spain). *Cont. Shelf Res.,* 22, 2303-2315.

García-Gil, S.; Vilas, F.; García-García, A. y Durán, R. (1999): Holocene Storm Delta in incised-valley fill sediments of Ría de Pontevedra, NW Spain. *EOS, Transactions,* 80, 46, 559.

Gibbs, R. (1977): Suspended matter transport and the turbidity maximum. En C. Officer (ed.), *Estuaries, Geophysics and the Environment,* Nat. Acad. Sci. Pub., 104-109.

González, A. F,; Otero, J.; Guerra, A.; Prego, R.; Rocha, F. J. y Dale, A. W. (2005): Distribution of common octopus and common squid paralarvae in a wind-driven upwelling area (Ria of Vigo, northwestern Spain). *J. Plankton Res.,* 27, 271-277.

Hanebuth, T.; Stattegger, K. y Grootes, P. M. (2000): Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record. *Science*, 288, 1033-1035.

Hardie, L. A. (1986): Stratigraphic models for carbonate tidal flat deposition. *Qart. J. Colorado Shc. Mines,* 81, 59-74.

Harris, P. T. (1988): Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sediment. Geol.,* 57, 273-298.

Hayes, M. O. (1975): Morphology of sand accumulations in estuaries. En L. E. Cronin (ed.), *Estuarine Research,* 2, 3-22.

— (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. En S. P. Leatherman (ed.), *Barrier Islands,* 1-27.

Hayes, M. O. y Kana, T. W. (1976): *Terrigenous Clastic Depositional Environments, Technical Report,* 11. U. South Carolina.

Heap, A. D.; Bryce, S. y Ryan, D. A. (2004): Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: A large-sample statistical study from Australia. *Sediment. Geol.,* 168, 1-17.

Heap, A. D.; Bryce, S. M.; Ryan, D. A.; Radke, L.; Smith, C.; Smith, R.; Harris, P. T. y Heggie, D. T. (2001): *Australian Estuaries and Coastal Waterways: A Geoscience perspective for improved and integrated resource management*, AGSO Record 2001/07, Canberra, AGSO-Geoscience Australia.

Herranz, P. y Acosta, J. (1984): Estudio geofísico de la Ría de Muros y Noya. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.,* 1, 48-78.

Hinz, K. (1970): Seismic reflection measurenments with a pneumatic sound in the Ría de Arosa (Mw. Spain). *Leidsche Geol. Meded.,* 37, 169-184.

Huthnance, J. M.; Van Aken, H. M.; White M.; Barton E. D.; Le Cann B.; Coelho E. F.; Fanjul E. A.; Miller P. y Vitorino J. (2002): Ocean margin exchange - water flux estimates, *J. Marine Syst.,* 32, 107-137.

Illing, L. V. (1954): Bahaman calcareous sands. *AAPG Bull.,* 38, 1-95.

Jay, D. A. y Smith, J. D. (1990): Residual circulation in shallow estuaries. 2. Weakly stratified and partially mixed, narrow estuaries. *J. Geophys. Res.,* 95, 733-748.

Judd, A. G. (2003): The global importance and context of methane escape from the seabed. *Geo-Mar. Lett,* 23, 147-154.

— (2004): Natural seabed gas seeps as sources of atmospheric methane. *Environ. Geol.,* 46, 988-996.

— (1970): Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bards. *J. Sediment. Petrol.,* 40, 1095-1127.

Klein, G. de V. (1971): A sedimentary model for determining paleotidal range. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 82, 2585-2592.

— (1977): *Clastic tidal facies*. Cont. Educ. Publ. Co. Illinois.

— (1985): Intertidal flats and intertidal sand bodies. En Davis (ed.), *Coastal Sedimentary Environments.* Springer Verlag. New York, 187-224.

Knight, R. J. (1980): Linear sand bar development and tidal current flow in Cobequid Bay, bay of Fundy, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada Paper,* 80-10, 123-152.

Knight, R. J. y Dalrymple, R. W. (1975): Intertidal sediments form the south shore of Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. En R. N. Ginsburg (ed.), *Tidal Deposits,* Springer Verlag, 47-56.

Kranck, K. y Milligan, T. G. (1992): Characteristics of suspended particles at an 11-hour anchor station in San Francisco Bay, California. *J. Geophys. Res.,* 97, 11373-11382.

Langbein, W. B. (1963): The hydraulic geometry of a small estuary. *Bull. Int. Assoc. Scientific. Hydrol.,* 8, 84-94.

Le Floch, P. (1961): *Propagation de la maree dans l'Estuaire de la Seine et en Seine Maritime.* These, Univ. Paris.

León, I. (2005): *Influencia del cultivo de mejillón en bateas en los fondos sedimentarios de la Ría de Pontevedra.* PhD Thesis, Universidad de Vigo, Vigo (Pontevedra, Spain).

León, I.; Méndez, G. y Rubio, B. (2004): Geochemical phases of Fe and degree of pyritization in sediments from Ria de Pontevedra (NW Spain): Implications of mussel raft culture. *Cienc. Mar.,* 30, 585-602.

Logan, B. W.; Rezak, R. y Ginsburg, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.,* 72, 68-83.

MacCready, P. (1999): Estuarine adjustment to changes in river flow and tidal mixing. *J. Phys. Oceanogr.,* 29, 708-726.

Manning, A. J. (2001): *A study of the effects of turbulence on the properties of flocculated mud*. Ph. D Thesis. Institute of Marine Studies. University of Plymouth.

— (2004): The observed effects of turbulence on estuarine flocculation. *J. Coastal Res. SI,* 41, 90-104.

Manning, A. J. y Bass, S. J. (2006): Variability in cohesive sediment settling fluxes: Observations under different estuarine tidal conditions. *Mar. Geol.,* 235, 177-192.

Manning, A. J. y Dyer, K. R. (1999): A laboratory examination of floc characteristics with regard to turbulent shearing. *Mar. Geol.* 160, 147-170.

McCave, I. N. (1985): Mechanics of deposition of fine-grained sediments from nepheloid layers. *Geo-Mar. Lett.,* 4, 243-245.

Méndez, G. y Rey, D. (2000): Perspectiva histórica del conocimiento geológico de las rías gallegas. *J. Iberian Geol.,* 26, 21- 44.

Méndez, G. y Vilas, F. (2005): Geological antecedents of the Rias Baixas (Galicia, northwest Iberian Peninsula). *J. Marine Syst.* 54, 195-207.

Mohamed, K. (2006). *Influencia climática, diagenética y antropogénica sobre las propiedades magnéticas y geoquímicas de los sedimentos marinos cuaternarios del noroeste de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo.

Mortimer, R. J. G. y Rae, J. E. (2000): Metal speciation (Cu, Zn, Pb, Cd) and organic matter in oxic to suboxic salt marsh sediments, Severn Estuary, Southwest Britain. *Mar. Pollut. Bull.* 40, 377-386.

Mutti, E.; Rosell, J.; Allen, G. P.; Fonnesu, F. y Sgavetti, M. (1985): The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager Basin. En M. D. Mila y J. Rosell (eds.), *Excursion Guidebook,* 6th European Regional Meeting. International Association of Sedimentologists, Lleida, Spain, 579-600.

Muylaert, K.; Dasseville, R.; De Brabandere, L.; Dehairs, F. y Vyverman, W. (2005): Dissolved organic carbon in the freshwater tidal reaches of the Schelde estuary. *Estuar. Coast. Shelf S.,* 64, 591-600.

Newell, N. D. y Rigby J. K. (1957): Geological studies on the Great Bahama Bank. En Regional Aspects of Carbonate Deposition. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.,* 5, 15-72.

Nichol, S. L. (1991): *Zonation and sedimentology of estuarine facies in an incised valley, wave-dominated, microtidal setting, New South Wales, Australia*. Clastic tidal sedimentology, 41-57.

Nichols, M. M. y Biggs, R. B. (1985): Estuaries. En R. A. Davis (ed.), *Coastal Sedimentary Environments,* 2.ª ed., Springer-Verlag, New York, 77-186.

Nombela, M. A. (1989): *Oceanografía y sedimentología de la Ría de Vigo.* PhD thesis, Universidad Complutense, Madrid.

Nombela, M. y Vilas, F. (1986-1987): Medios y submedios en el sector intermareal de la ensenada de San Simón, ría de Vigo (Pont.): secuencias sedimentarias características. *Acta Geol. Hisp.* 21-22, 223-231.

Nombela, M. A.; Vilas, F. y Evans, G. (1995): Sedimentation in the mesotidal Rías Bajas of Galicia (NW Spain): Ensenada de San Simón, inner Ría de Vigo. En B. W. Flemming y A. Bartholoma (eds.), *Tidal signatures in modern and ancients sediments*. *Spec. Publ. IAS,* 24, 133-149.

Nonn, H. (1966): *Les régions cotières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*. Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg. Paris.

Pagés Valcarlos, J. L. (2000): Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España,* 13 (3-4), 393-403.

Pannekoek, A. J. (1966a): The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leid. Geol. Meded.,* 37, 7-32.

Pannekoek, A. J. (1966b): The Ría Problem. The role of antecedence, deep weathering, and Pleistocene slop-wash in the formation of the West-Galician rías. *Tijdschr. K Ned Aardr. Gemotsch,* 83, 289-297.

— (1970): Additional geomorphological data on the ria area of western Galicia (Spain). *Leid. Geol. Meded.,* 37, 185-194.

Park, S. C.; Yoo, D. G. y Lee, E. I. (2000): Last Glacial sea-level changes and paleogeography of the Korea (Tsushima) Strait. *Geo-Mar. Lett.,* 20, 64-71.

Pazos, O.; Nombela, M. A. y Vilas, F. (2000): Continental contribution of suspended sediment to an estuary: Ría de Vigo. *Sci. Mar.,* 64, 295-302.

Pazos, O.; Vilas, F.; García-Gil, E.; García-Gil, S.; Nombela, M. A.; Alejo, I.; Rubio, B. y Rey, D. (1994): Holocene tectonic movements in the west coast of Galicia, Spain. En S. de Carvalho y V. Gomes. (eds.), *Proceedings Littoral 94, Lisbon*. Edited by Assocciaçao EUROCOAST-Portugal, vol. 1, 247-255.

Pejrup, M. (1988): The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. *Tide-influenced sedimentary environments and facies*, 289-300.

Pérez-Arlucea, M.; Mendez, G.; Clemente, F.; Nombela, M.; Rubio, B. y Filgueira, M. (2005): Hydrology, sediment yield, erosion and sedimentation rates in the estuarine environment of the Ria de Vigo, Galicia, Spain. *J. Marine Syst.,* 54, 209-226.

Perillo, G. M. E. (1995): Geomorphology and sedimentology of estuaries. An Introduction. *Developments in Sedimentology*, 53, Elsevier, 1-16.

Piedracoba, S.; Souto, C.; Gilcoto, M. y Pardo, P. C. (2005): Hydrography and dynamics of the Ría de Ribadeo (NW Spain), a wave driven estuary. *Estuar. Coast. Shelf S.,* 65, 726-738.

Postma, H. (1967): Sediment transport and sedimentation in the marine environment. En G. H. Lauff (ed.), *Estuaries, Amm. Assoc. Adv. Sci. Mem.,* 83, 158-179.

Pritchard, D. W. (1952): Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system. *J. Mar. Res.,* 11, 106-123.

— (1967): What is an estuary: physical viewpoint. En G. H. Lauff (ed.), *Estuaries*. AAAS Washington, *DC. Pub.* 83, 3-5.

Reineck, H. E. (1963): Sedimentgefuge im Bereich der sudlichen Nordsee. *Abh. Sencken. Nat. Gessell.,* 505, 1-138.

— (1967): Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. En G. H. Lauff (ed.), *Estuaries, Am. Assoc. Adv. Sci. Mem.,* 83, 191-206.

— (1972): Tidal Flats. *SEPM Spec. Pub*., 16, 146-159.

Ren, M. E. (1986): Tidal mud flats. En M.-E. Ren (ed.), *Modern Sedimentation in the Coastal and Nearshore Zones of China,* Springer, 78-145.

Rey, D.; Mohamed, K. J.; Bernabeu, A.; Rubio, B. y Vilas, F. (2005): Early diagenesis of magnetic minerals in marine transitional environments: Geochemical signatures of hydrodynamic forcing. *Mar. Geol.,* 215, 215-236.

Rey, J. (1990): *Relación morfosedimentaria entre la Plataforma Continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el cuaternario*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense.

— (1993): Mapa fisiográfico submarino de la Ría de Arosa, E 1:50. 000. *Publicaciones IEO,* 15.

Richtophen, F. Von (1986): *Führer für Forrschungsreisende*. Oppenheim. Berlin.

Rine, J. M. y Ginsburg, R. N. (1985): Depositional facies of a muddy shoreface in Surinam, South America. *J. Sedimen. Petrol.,* 55, 633-652.

Río, F. y Rodríguez, F. (1996): *Os ríos. As augas de Galicia*. Ponencia de Patrimonio Natural. Consello da Cultura Galega, Santiago de Compostela, Spain.

Ríos, A.; Nombela, M. A.; Perez, F. F.; Roson, G. y Fraga, F. (1992): Calculation of runoff to an estuary Ria de Vigo. *Sci. Mar.,* 56, 29-33.

Rodrigues, A.; Dias, J. A. y Ribeiro, A. (2000): The North Portuguese shelf during the last Glacial Maximum and Younger Dryas. *Resúmenes 3º Simposio sobre a Margem Ibérica Atlántica*, 209-210.

Rodrigues, A.; Magalhaes, F. y Dias, J. A. (1991): Evolution of the North Portuguese coast in the last 18.000 years. *Quatern. Int.,* 9, 67-74.

Roy, P. S. (1984): Holocene sedimentation in estuaries Case histories from N. S. W., *Australia. Bull. Dep. Conservation and Environment of W. Australia,* 161, 23-59.

Roy, P. S.; Thom, B. G. y Wright, L. D. (1980): Holocene sequences on an embayed high-energy coast: an evolutionary model. *Sedimen. Geol.,* 26, 1-19.

Roy, P. S.; Williams, R. J.; Jones, A. R.; Yassini, I.; Gibbs, P. J.; Coates, B.; West, R. J.; Scanes, P. R.; Hudson, J. P. y Nichol, S. (2001): Structure and function of south-east Australian estuaries. *Estuar. Coast. Shelf S.,* 53, 351-384.

Rubio, B.; Pye, K.; Rae, J. y Rey, D. (2001): Sedimentological characteristics, heavy metal distribution and magnetic properties in subtidal sediments, Ria de Pontevedra, NW Spain. *Sedimentology,* 48, 1277-1296.

Rubio, B.; Nombela, M. A. y Vilas, F. (2000): Geochemistry of major and trace elements in sediments of the Ria de Vigo (NW Spain): An assessment of metal pollution. *Mar. Pollut. Bull.,* 40, 968-980.

Ruiz-Villarreal, M.; Montero, P.; Taboada, J. J.; Prego, R.; Leitão, P. C. y Pérez-Villar, V. (2002): Hydrodynamic model study of the Ria de Pontevedra under estuarine conditions. *Estuar. Coast. Shelf S.,* 54, 101-113.

Russell, R. J. (1967): Origins of estuaries. En G. H. Lauff (ed.), *Estuaries*. American Association for the Advancement of Science, Washington DC, 158-179.

Sanmuganathan, K. y Waite, P. J. (1975): Analysis of the discharge measurements carried out at Bansang, The Gambia, during March 1974): *Hydraulics Research, United Kingdom. Report,* No. OD3.

Scheu, E. (1913): *Die Rias von Galicien. ihr Werden und Vergehen.* Z. Gesteine Erdkunde. Berlin.

Schurtz, H. (1902): An der Riasküste Galiciens. En *Deutsche Geographischer Bläter* 25, 50-74.

Shinn, E. A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology,* 12, 109-144.

Souto, C.; Gilcoto, M.; Fariña-Busto, L. y Pérez, F. F. (2003): Modeling the residual circulation of a coastal embayment affected by wind-driven upwelling: Circulation of the Ría de Vigo (NW Spain). *J. Geophys. Res.,* 108 (C11), 3340-3356.

Spencer, K. L. y MacLeod, C. L. (2002): Distribution and partitioning of heavy metals in estuarine sediment cores and implications for the use of sediment quality standards. *Hydrology and Earth System Sciences,* 6, 989-998.

Swinbanks, D. D. y Murray, J. W. (1981): Biosedimentological zonation of Boundary Bay tidal flats, Fraser Rriver Delta, British Columbia. *Sedimentology,* 28, 201-237.

Taylor, M. P. y Brewer, P. A. (2001): A study of Holocene floodplain particle size characteristics with special reference to palaeochannel infills from the upper Severn basin, Wales, UK. *Geol. J.,* 36, 143-157.

Talke, S. A. y Stacey, M. T. (2008): Suspended sediment fluxes at an intertidal flat: The shifting influence of wave, wind, tidal, and freshwater forcing. *Cont. Shelf Res.,* 28, 710-725.

Tessier, B.; Archer, A. W.; Lanier, W. P. y Feldman, H. R. (1995): Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint Michel, France). En B. W. Flemming y A. Bartholomä (eds.), *Tidal signatures in modern and ancient sediments, IAS, Spec. Publ.,* 24, 259-271.

Thomson, R. W. (1968): Tidal flat sedimentation on the Colorado River Delta. *Mem. Geol. Soc. Am.,* 107.

Torre Enciso, E. (1958): Estado actual del conocimiento de las rías gallegas. En *Homaxe a R. Otero Pedrayo*, Ed. Galaxia, Vigo, 237-250.

Turner, A. y Millward, G. E. (2002): Suspended particles: Their role in Estuarine biogeochemical cycles. *Estuar. Coast. Shelf S.,* 55, 857-883.

Twidale, C. R. y Vidal Romaní, J. R. (1994): The Pangea inheritance. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 19, 1-45.

Uncles, R. J. y Stephens, J. A. (1989): Distributions of suspended sediment at high water in a macrotidal estuary. *J. Geophys. Res.,* 94, 14395-14405.

Uncles, R. J.; Stephens, J. A. y Smith, R. E. (2002): The dependence of estuarine turbidity on tidal intrusion length, tidal range and residence time. *Cont. Shelf Res.,* 22, 1835-1856.

Van Leussen, W. (1988): Aggregation of particles, settling velocity of mud flocs: a review. En J. Dronkers y W. van Leussen (eds.), *Physical processes of Estuaries*. Springer, Berlín, 347-403.

Van Olphen, H. (1977): *An introduction to clay colloidal chemistry*. John Willey, New York.

Van Straaten, L. M. J. U. (1952): Biogenic textures and the formation of shell beds in the Dutch Wadden Sea. *Konkl. Nederlandse Akaol. Wetensch. Proc. Ser. B.,* 55, 500-516.

— (1954): Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the Psammites de Condroy. *Geol. Mijnbouw,* 16, 25-47.

Van Wagoner, J. C.; Mitchum, R. M.; Campion, K. M. y Rahmanian, V. D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies: Tulsa. *AAPG. Methods in Exploration Series,* 7.

Varela, R. A.; Rosón G.; Herrera J. L.; Torres-Lopez S. y Fernández-Romero A. (2005): A general view of the hydrographic and dynamical patterns of the Rias Baixas adjacent sea area, *J. Mar. Syst.,* 54, 97-113.

Vidal Romani, J. R. (1991): Kinds of plane fabric and their relation to the generation of granite forms. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 16, 301-312.

— (1996): Geomorfología de Galicia. En *Galicia. Geografía*. Tomo XVII. Hércules de Ediciones. A Coruña, 36-63.

Vilas, F. (1981): Desplazamiento lateral de los canales de drenaje de las llanuras de marea: consideraciones sedimentológicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 2, 315-322.

— (1986): Example of the application of a sedimentological model in the evolution of a coastal environment. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 10, 51-63.

— (2002): Rías and tidal-sea estuaries. *Encyclopedia of Life Support Systems*. UNESCOEOLSS (Coastal Zone and Estuaries: Estuarine Systems, 2.6.3.1.). UNESCO.

Vilas, F.; Arche, A.; Ferrero, M. y Isla, F. (1999a): Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Mar. Geol.,* 160, 301-326.

Vilas, F.; Arche, A.; Isla, F. y Bonorino, G. G. (1986-1987): La sedimentación intermareal en la bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Acta Geol. Hisp.,* 21-22, 253-260.

Vilas, F.; Bernabeu, A. M. y Méndez, G. (2005): Sediment distribution pattern in the Rias Baixas (NW Spain): Main facies and hydrodynamic dependence. *J. Mar. Syst.,* 54, 261-276.

Vilas, F.; García Gil, S.; García Gil, E.; Nombela, M. A.; Alejo, I.; Francés, G. y Méndez, G. (1999b): *Cartografía de Sedimentos Submarinos: Ría de Arousa*. Escala 1:50.000. Xunta de Galicia. Mapas y Memoria, Santiago de Compostela.

Vilas, F.; García-Gil, S.; Díez, R.; Durán, R.; Ferrín, A.; Magariños, J. y Iglesias, J. (2002): Southern Galicia continental shelf of NW Spain since the Last Glacial Maximum. Abstracts, 2nd Conference of the IGCP464 Project, Sao Paulo and Cananéia, 2002, 93-95.

Vilas, F.; García-Gil, S. y García-García, A. (1999c): Shallow Gas in incised-valley fills of the Ría de Vigo, NW Spain. *EOS, Transactions* (80), 46, 557.

Vilas, F.; García-Gil, S.; García-Gil, E.; Nombela, M. A.; Alejo, I.; Rubio, B. y Pazos, O. (1996): *Cartografía de sedimentos submarinos. Ría de Pontevedra (Mapa 1:50.000 y memoria)*. Xunta de Galicia. Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura.

Vilas, F. y Nombela, M. A. (1985): Las zonas estuarinas de las costas de Galicia y sus medios asociados, NO. de la Península Ibérica. *Thalassas,* 3, 7-15.

Vilas, F.; Nombela, M. A.; García-Gil, E.; García-Gil, S.; Alejo, I.; Rubio, B. y Pazos, O. (1995): *Cartografía de Sedimentos Submarinos de las Rías de Vigo y Pontevedra*. Xunta de Galicia, Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura, 5 Mapas.

Vilas, F. y Rolan, E. (1985): Caracterización de las lagunas costeras de Galicia, NO de la Península Ibérica. *Publicaciones I Congr. Ibérico Cuaternario*, 121-129.

Vilas, F.; Vidal, J.; Isla, I.; Nombela, M. y De la Cruz, J. (1987): Glacioeustasia, tectónica y sedimentación en la costa de Galicia. *Libro de Resúmenes Cuad. Lab. Xeol. Laxe* (A Coruña). IX Reunión de Geología del Noroeste Peninsular.

Visser, M. J. (1980): Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology,* 8, 543-546.

Weimer, R. J. (1984): Relation of unconformities, tectonics and sea level changes, Cretaceus of Western Interior, USA. En J. S. Schlee (ed.), Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation. *AAPG Memoir,* 36, 7-35.

Wells, J. T. y Hun, O. L. (1979): Tidal falt muds in the Republic of Korea: kinhae to Inchon. *Off. Naval Res. Sci. Bull.,* 4, 21-30.

Woodroffe, C. D.; Chappell, J.; Thom, B. G. y Wallensky, E. (1989): Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, northern Australia. *Sedimentology*, 36, 737-756.

Woodroffe, C. D.; Mulrennan, M. E. y Chappell, J. (1993): Estuarine infill and coastal progradation, southern van Diemen Gulf, northern Australia. *Sedimen. Geol.,* 83, 257-275.

Wright, V. P. (1984): Peritidal carbonates facies models: a review. *J. Geol.,* 19, 309-325.

Zaitlin, B. A. y Shultz, B. C. (1990): Wave-influenced estuarine sand body, Senlac heavy oil pool, Saskatchewan, Canada. En J. H. Barwis, J. G. McPherson y J. R. J. Studlick (eds.), *Sandstone Petroleum Reservoirs*, New York, Springer-Verlag, 363-387.

Zaitlin, B. A.; Dalrymple, R. W. y Boyd, R. (1994): The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. En R. W. Dalrymple, R. Boyd y B. A. Zaitlin (eds.), *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. *SEPM, Spec. Publ.* 51, 45-60.

Zeff, M. L. (1988): Sedimentation in a salt marsh-tidal channel system, southern New Jersey. *Mar. Geol.,* 82, 33-48.

XV

Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica

por Federico Ortí Cabo*

SALINIDAD DEL AGUA MARINA Y MINERALOGÍA EVAPORÍTICA

El agua marina tiene una salinidad prácticamente constante, y homogéneamente repartida en los diferentes océanos, de unos 36 g/l (agua marina promedio o «normal»). Además de indicar la salinidad en gramos de soluto por litro de solución (g/l), otros modos posibles de expresión son los siguientes: 1) en g/kg, o lo que es lo mismo, en partes por mil (‰), es decir, masa de soluto en un kg de solución, o incluso en partes por cien (%); 2) en clorinidad ‰, es decir, masa de ión cloruro en un kg de agua marina (19 por mil, para el agua marina normal); 3) en densidad (g/cm^3); 4) en grados Baumé (obtenidos mediante sencillas determinaciones de la densidad); 5) en valores del índice de refracción; etc. Las formas más corrientes de expresión son en g/l y en ‰. Ambas son prácticamente equivalentes en valores absolutos para muy bajas salinidades, pero divergen sensiblemente para mayores concentraciones: véase en la tabla 15.1 el caso del agua del Mediterráneo, de salinidad próxima a los 37 g/l. Igualmente, los contenidos de un electrolito en el agua marina, o en una salmuera marina, suelen expresarse en mol/l o en mol/kg.

Volumen de la solución	Concentración (g/l)	Salinidad (‰)	Densidad (g/cm^3)	Grados Baumé	Tipo de agua
100.000	0,4	0,4	1,0000	—	Agua «dulce»
5.000	7,4	7,4	1,0051	0,7	Agua «salobre»
1.212	30,6	30	1,0212	3,0	
1.000	**37,1**	**36**	**1,0257**	**3,6**	**Agua marina**
902	41,1	40	1,0285	4	
504	73,3	70	1,0510	7	
345	107	100	1,0745	10	
240	**154**	**140**	**1,107**	**14**	**saturación en yeso** (agua marina)
173	210	184	1,143	18	
143	251	215	1,170	21	
110	**323**	**266**	**1,216**	**25,6**	**saturación en halita** (salmuera marina)
44,6	344	277	1,241	28	
29,3	364	288	1,263	30	
—	—	—	—	—	Salmuera marina

Tabla 15.1. Algunos valores del agua marina modificada (tanto diluida como evaporada) obtenidos a partir de muestras del Mediterráneo en Salin-de-Midi (Bouches du Rhône, S de Francia), referidos a 20 °C y a un volumen inicial de 1.000 (valores cero de la salinidad corresponderían a un volumen infinito de solución). Simplificado de Guelorget y Perthuisot (1983), Anexo 1.

* Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona. E-mail: f.orti@ub.edu.

Especie iónica	(‰)	Especie química (% en peso)	Potencia (m)
Cationes		78,03 NaCl	12,9
Na^+	10,56	9,21 $MgCl_2$	1,5
Mg^{2+}	1,27	6,53 $MgSO_4$	1,0
Ca^{2+}	0,40	3,84 $CaSO_4$	0,6
K^+	0,38	2,11 KCl	0,4
Sr^{2+}	0,008	0,33 $CaCO_3$	0,1
Aniones		0,25 $MgBr_2$	—
Cl^-	18,98	0,05 $SrSO_4$	—
SO_4^{2-}	2,65	0,01 NaF	—
HCO_3^-	0,14		
Br^-	0,065	*Total:* 100,00 %	*Total:* 16,5 m
F^-	0,0013		
B	0,0045		

Tabla 15.2. Izquierda: composición iónica del agua marina promedio (a una clorinidad muy próxima a 19 por mil). Derecha: especies químicas hipotéticas (en porcentaje en peso) del agua marina estándar; cálculo de los precipitados obtenidos (en metros de potencia) a partir de la evaporación hipotética de una columna de agua marina de 1.000 m (tomado de Braitsch, 1971, tabla 15.1).

La composición química promedio (elementos mayoritarios) del agua oceánica viene indicada en la tabla 15.2 (columna izquierda). Esta composición tiene una procedencia compleja, de larga historia oceánica. Dicha tabla también indica (columna derecha) las especies químicas hipotéticas y las proporciones relativas con que éstas deberían mezclarse para preparar en el laboratorio una «muestra de agua marina estándar». Se observa que, en peso y en orden decreciente, las especies químicas dominantes en este agua son: cloruro sódico (78%), cloruro magnésico, sulfato magnésico, sulfato cálcico, cloruro potásico, etc. El peso del conjunto de sales de K-Mg es del 18,1%.

Tal como se observa en la tabla 15.1, y partiendo de un cierto volumen inicial de agua marina, en un proceso de evaporación completo irá disminuyendo este volumen y aumentando la salinidad y la densidad de la salmuera remanente. Además, a lo largo de dicho proceso precipitarán progresivamente diversas sales. De un modo resumido, estas sales se indican en la tabla 15.3, junto con los volúmenes remanentes de salmuera y el factor de concentración para cada estadio. Como complemento, la tabla 15.2 (derecha) da también una idea aproximada de las potencias sedimentarias de estos precipitados calculadas para la evaporación de una columna de agua oceánica de 1.000 m (una «cuenca profunda»). Se observa que estas potencias son relativamente pequeñas, con un total de sólo 16,5 m: unos 13 m de halita (cloruro sódico) y potencias mucho menores para los demás precipitados.

	Salinidad (g/l)	Densidad (g/cm^3)	Volumen remanente (%)	Factor de concentración (x)
Agua marina	37,1	1,025	100	(x 1)
Carbonato cálcico	80	1,056	< 50	(x 2-3)
Sulfato cálcico	154	1,107	25	(x 4)
Cloruro sódico	323	1,216	10	(x 10)
Sales de K-Mg	> 375	1,280	1,3	(x 50)
Fin de la evaporación	—	1,400	0	(x 100)

Tabla 15.3. Datos básicos (y sólo aproximados) de la evolución del agua marina promedio del Mediterráneo con la evaporación en el inicio de los principales grupos de precipitados (véase también la tabla 15.1).

En los trabajos de sedimentología de evaporitas se ha utilizado diversas escalas de salinidad. Entre ellas, puede adoptarse la de Kirkland y Evans (1981), que utiliza los términos mesosalina, penesalina, salina y supersalina para las diferentes aguas de salinidad superior a la marina normal, o «hipersalinas» (tabla 15.4). Esta escala tiene el interés de que sus divisiones principales se corresponden con los dominios sedimentarios fácilmente observables en los medios evaporíticos costeros actuales, como son las salinas de evaporación. A su vez, la escala refleja los términos principales del «ciclo evaporítico ideal» encontrado en muchas de las grandes cuencas salinas antiguas (Sloss, 1953; Krumbein y Sloss, 1963). Este ciclo ideal (figura 15.1), concebido como una secuencia completa y simétrica de evaporación, ayuda a visualizar los aspectos más básicos introductorios al estudio de las evaporitas.

Tipo de agua	Salinidad (g/l)	Actividad (a_{H2O}) (hum. relat./100)	Precipitados
Agua «dulce»	<0,1	1,00	—
Marina normal	36	0,98	Carbonatos
Mesosalina	>36-140	<0,98-0,93	Carbonatos
Penesalina	>140-250	<0,93	Sulfato cálcico (yeso, anhidrita)
Salina	>250-320	>0,76	Sulfato cálcico (yeso, anhidrita)
Salina	>320-350	<0,76-0,67	Cloruro sódico (halita)
Supersalina	>350	<0,67	Sales de K-Mg

Tabla 15.4. Escala de salinidad y algunas propiedades asociadas. Columnas de la izquierda: tipos de aguas y salinidades asociadas, modificado de Kirkland y Evans (1981). Columnas de la derecha: relaciones entre la actividad termodinámica del agua (a_{H_2O}) y los precipitados evaporíticos. Los valores de la actividad están tomados de Kinsman (1976).

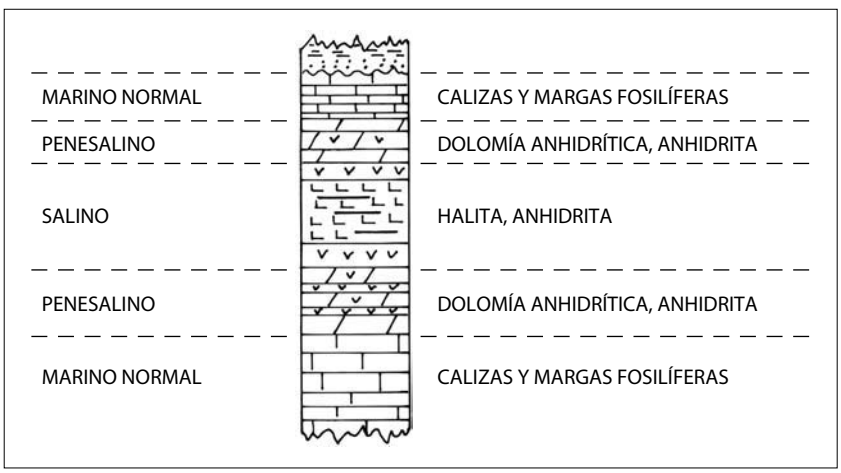


Figura 15.1. Ciclo evaporítico ideal (según Krumbein y Sloss, 1963).

La composición actual de los océanos, tanto en su quimismo como en la proporción relativa de los componentes mayoritarios que lo integran, ha permanecido esencialmente invariable durante el Fanerozoico (algunos autores, no obstante, admiten algunas variaciones en la relación Mg/Ca). Quizá incluso haya habido sólo variaciones menores ya desde el inicio del Proterozoico, habiendo operado los grandes episodios evaporíticos posteriores como extractores de solutos y reguladores de la salinidad oceánica promedio. La información de que se dispone sobre la salinidad a lo largo del Precámbrico anterior a 2.000 Ma es muy pobre y cabe cuestionarse sobre la existencia y naturaleza litológica de sus «evaporitas», en función del quimismo evolutivo del océano más primitivo y de la atmósfera reductora inicial. De muchas formaciones precámbricas nos han llegado tan sólo registros litológicos integrados por pseudomorfos (Muir, 1987) y no por los minerales originales. Los pseudomorfos más antiguos datan de 3.450 Ma (Arcaico), siendo más abundantes en el Proterozoico, entre los 1.900 y 1.400 Ma, junto con brechas de disolución (colapso-brechas) de posibles formaciones evaporíticas.

Así pues, el agua marina parece haber mantenido similares proporciones de iones mayoritarios desde hace 1.800-1.900 Ma. Con anterioridad, el océano del Arcaico pudo ser una solución cloro-bicarbonatada, teniendo un quimismo dominado por Na-Cl-HCO_3 (Maisonneuve, 1982; Kempe and Degens, 1985). Los minerales evaporíticos principales de aquel océano pudieron ser halita y, en segundo lugar, trona, dado que por sus geometrías los pseudomorfos anteriores a unos 2.000 Ma parecen corresponder sólo a halita y carbonatos alcalinos, pero no a sulfatos cálcicos. Posiblemente, todo el Ca fue depositado en cementos marinos y otros precipitados de alcalino-térreos antes de ser agotados los niveles de bicarbonato (Grotzinger y Kasting, 1993). Las evaporitas marinas del Arcaico pudieron tener un quimismo similar al de las soluciones volcanogénicas de algunos lagos de *rift* actuales, como los lagos Magadii o Natron (E de África).

Los minerales presentes en el conjunto de las formaciones y ambientes evaporíticos son muy numerosos. Diversos autores han hecho revisiones sistemáticas de los mismos, entre ellos

Stewart (1963), Holser (1979) y Sureda (1991). La tabla 15.5 presenta los minerales más frecuentes de las formaciones evaporíticas de origen marino.

Carbonatos		Sulfatos Mg-K	
Calcita	$CaCO_3$	Leonita	$MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 4H_2O$
Aragonito	$CaCO_3$	Schönita *(picromerita)*	$MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$	Langbeinita	$2MgSO_4 \cdot K_2SO_4$
Sulfatos Ca		**Sal doble Mg-K**	
Anhidrita	$CaSO_4$	Kainita	$MgSO_4 \cdot KCl \cdot 11/4H_2O$
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	**Cloruros**	
Bassanita	$CaSO_4 \cdot 1/2H_2O$	Halita	NaCl
Glauberita	$CaNa_2(SO_4)_2$	Silvita	KCl
Polihalita	$Ca_2MgK_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$	Carnalita	$MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$
Sulfatos Mg		Bischofita	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
Epsomita	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	Antarcticita	$CaCl_2 \cdot 6H_2O$
Hexahidrita	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$	Taquihidrita	$CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$
Pentahidrita	$MgSO_4 \cdot 5H_2O$	Rinneita	$FeCl_2 \cdot NaCl \cdot 3KCl$
Kieserita	$MgSO_4 \cdot H_2O$		
Sulfatos Mg-Na			
Blödita (*astrakanita*)	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$		
Loeweita	$2Na_2SO_4 \cdot 2MgSO_4 \cdot 5H_2O$		
Van'thoffita	$3Na_2SO_4 \cdot MgSO_4$		

Tabla 15.5. Minerales evaporíticos más comunes de las formaciones marinas.

FACTORES DE PRECIPITACIÓN EVAPORÍTICA

La sedimentación evaporítica está controlada por diversos factores, muchos de los cuales pueden ejercer interacciones complejas entre sí. Los principales grupos aquí considerados son los climáticos, hidrológicos, de cuenca, y químicos.

Factores climáticos

1. *Aridez, evaporación*. En la actualidad, así como a lo largo del Holoceno, precipitan evaporitas en las zonas semiáridas y áridas terrestres con fuerte insolación y alta evaporación, particularmente en las franjas latitudinales N y S comprendidas entre los 15° y los 40°, donde frecuentemente la pluviosidad es inferior a 100-200 mm anuales. Estas zonas corresponden a los cinturones intertropicales de aire descendente frío y seco (resultante de la circulación atmosférica en grandes celdas) que absorbe humedad en su descenso a la superficie terrestre. Fuera de estos grandes cinturones, otras muchas condiciones locales provocan aridez, como: *a*) la continentalidad, es decir, el alejamiento de las costas oceánicas, *b*) los desiertos de sombra, generados detrás de altas cordilleras (el Himalaya, la Sierra Nevada del W de Estados Unidos) que cierran el paso a las masas de aire húmedo, y *c*) las costas con *upwelling* (afloramiento de agua marina profunda y fría, rica en nutrientes) relacionados con vientos secos hacia el interior de los continentes, que provocan la aparición de desiertos litorales (Baja California, costas de Perú y Chile).

Algunas limitaciones a la evaporación como factor de precipitación la imponen, por un lado, el que la evaporación queda progresivamente dificultada por la alta tensión superficial

que presentan las salmueras de alta concentración y, por otro, que las evaporaciones intensas provocan finas películas de precipitados en la interfase aire-agua, que flotan suspendidas y hacen de pantalla a la evaporación continuada.

2. *Humedad relativa*. La alta humedad de muchas zonas litorales suele limitar la concentración de las masas de agua más allá del punto de precipitación del cloruro sódico. Así, se requieren atmósferas de muy baja humedad relativa para estabilizar las salmueras más avanzadas y sus precipitados. A su vez, el valor de la humedad relativa de las atmósferas en equilibrio con las salmueras naturales está relacionado con el de la actividad termodinámica del agua (a_{H2O}) en las mismas (Kinsman, 1976); estos valores de la actividad son muy próximos a la unidad para el agua marina normal, pero van disminuyendo progresivamente en las salmueras de mayor concentración (tabla 15.4).

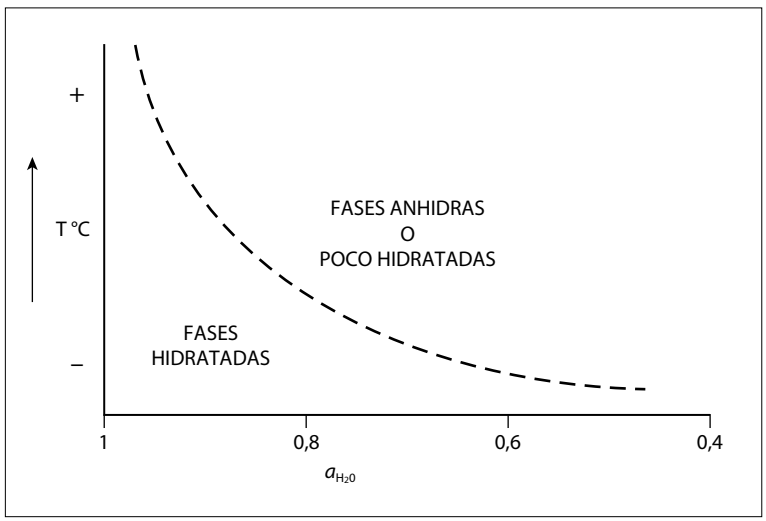


Figura 15.2. Diagrama indicativo de la dependencia del grado de hidratación de los minerales evaporíticos con la temperatura (T) y con la actividad del agua (a_{H2O}).

En relación con estos factores, conviene recordar que en los ambientes evaporíticos naturales las fases hidratadas requieren, en general, valores elevados de la humedad relativa (alta a_{H2O}) y valores relativamente bajos de la temperatura, mientras que las fases minerales anhidras requieren para su estabilidad humedades relativas bajas (actividades muy inferiores a la unidad) y temperaturas más elevadas (figura 15.2).

3. *Viento*. El viento seco renueva las masas de aire que cubren los cuerpos de agua evaporíticos, y que van quedando humedecidos por la propia evaporación. El viento controla los modelos de circulación hidrológica presentes en muchas cuencas oceánicas actuales que son débilmente evaporíticas (Brongersma-Sanders y Groen, 1970).

Factores hidrológicos

4. *Balance hídrico*. La evolución de una determinada cuenca o ambiente sedimentario hacia condiciones evaporíticas requiere de un balance hídrico deficitario: las entradas deben ser muy inferiores a las salidas. Entre las principales vías de entrada cabe citar: lluvia directa (Q_p), escorrentía superficial (Q_s), aportes subterráneos (Q_{sub}), soluciones profundas (Q_{prof}) y alimentación (marina) ya sea superficial (Q_i) o intersticial (Q_{int}). Las principales vías de pérdida son: evaporación (Q_e), drenaje intersticial (Q_o) y reflujo libre sobre un umbral (Q_r). En el caso de equilibrio hídrico deberá cumplirse (figura 15.3a):

$$Q_s + Q_{sub} + Q_{prof} + Q_p + Q_i + Q_{int} = Q_e + Q_r + Q_o$$

En el caso de mantenimiento de un balance hídrico deficitario, irá aumentando el contenido en solutos hasta la eventual precipitación de fases minerales.

5. *Alimentación-Drenaje* (Influjo-Reflujo). Debido al contenido relativamente bajo en sales del agua oceánica (tabla 15.2), la acumulación de depósitos salinos potentes sólo es posible por la llegada de nuevos y continuados aportes de agua marina (influjo) a las cuencas. Por la misma razón, la ausencia de las sales más solubles (halita, potasas) en muchas de las acumulaciones naturales se explica por una salida (reflujo) de las salmueras más evolucionadas.

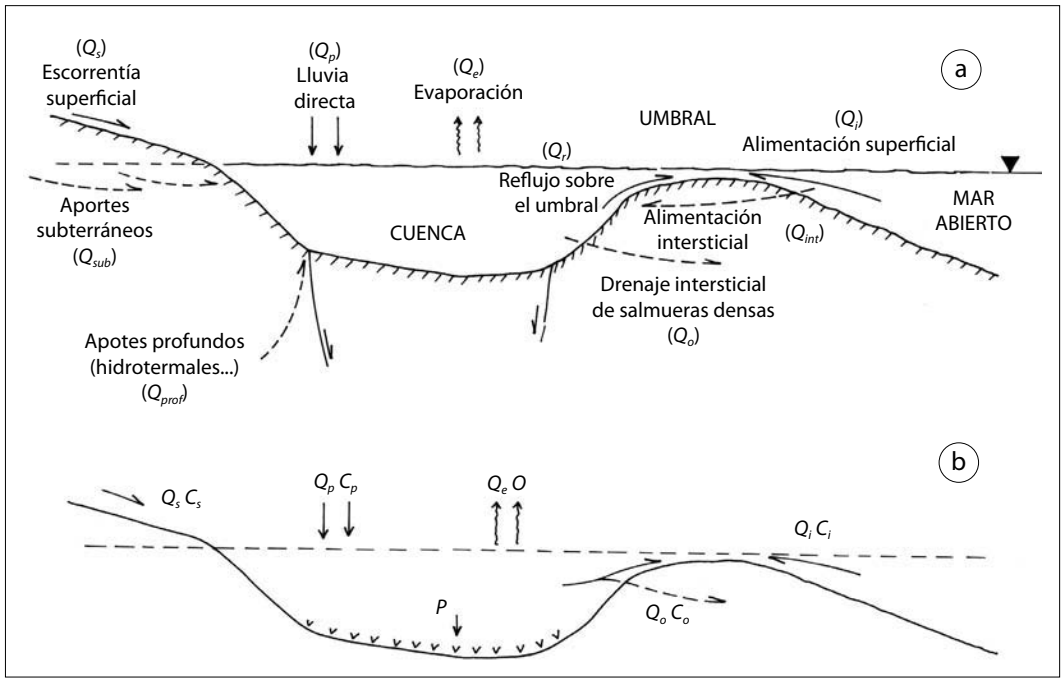


Figura 15.3. a) Posibles componentes, en términos de caudal (*Q*), del balance hídrico en una cuenca evaporítica; b) Componentes principales del balance de solutos ($Q \times$ composición iónica) para el modelo de cálculo a volumen constante (basado en Sanford y Wood, 1991). *P:* precipitaciones. *C:* composición iónica.

En las cuencas, esta doble circulación de aguas puede hacerse: *a*) libremente por encima de un umbral: son las clásicas ideas del influjo (+reflujo) de Ochsenius (1877, 1893) y las tesis del reflujo de Wagner (1926) y King (1947); *b*) intersticialmente: es la idea del reflujo subterráneo (por infiltración; *seepage*) de salmueras densas de Adams y Rhodes (1960) y Deffeys *et al.* (1965), así como del influjo subterráneo a través de la barra. Una cuenca evaporítica alcanza un estadio estacionario cuando la cantidad de solutos (sales) incorporadas a la misma por los aportes es equiparable a la cantidad de solutos que se pierde por precipitación y/o reflujo. En este estadio de equilibrio se pueden acumular grandes masas de sedimentos evaporíticos que presentarán paragénesis monótonas; de igual forma la composición de la salmuera será invariable.

6. *Estratificación de aguas*. En los cuerpos de agua evaporíticos es frecuente la estratificación, que da lugar a unas masas profundas hipersalinas, densas y frías. Estas masas quedan separadas de las masas superficiales por haloclinas, picnoclinas o termoclinas (horizontes que marcan cambios de salinidad, densidad o temperatura de las aguas, respectivamente); un ejemplo con estratificación de aguas ampliamente conocido es el del mar Muerto (Neev y Emery, 1967). En tales masas profundas, incomunicadas con la superficie, la precipitación sólo puede ocurrir por cambios térmicos (seculares) o por el enfriamiento de salmueras densas que ocasionalmente se hunden desde la superficie. Sin embargo, la precipitación evaporítica masiva requiere la desaparición de la picnoclina y la homogeneización *(overturn)* de las masas de agua. Sloss (1969) y Stuart (1973) propusieron posibles mecanismos para superar el efecto de pantalla de las masas superficiales.

En los lagos someros y con estratificación de aguas (meromícticos) es posible el funcionamiento heliotermal, presentando el agua del fondo una temperatura relativamente alta debida a la absorción de la energía solar. Este funcionamiento requiere diferencias de salinidad de al menos 15 g/l entre las masas estratificadas (Sonnenfeld y Huedec, 1980), por lo que suelen desarrollarlo preferentemente las salmueras de los tipos sulfatados y clorurados.

7. *Eustatismo*. A gran escala, la alimentación de las cuencas evaporíticas marinas puede estar controlada por los movimientos eustáticos de la lámina de agua oceánica, ya sean de causa geodinámica o glacio-eustática. Esta observación parece especialmente válida para los grandes períodos de acumulación salina en cuencas cratónicas, con distribución mundial y marcada isocronía, como los del Pérmico superior y Silúrico superior. Este hecho dio lugar al modelo evaporítico de «control eustático» de Clark y Tallbacka (1980). Nuevos puntos de vista sobre este particular han sido planteados por Tucker (1991) en relación con los cortejos sedimentarios de carbonatos-evaporitas. Por su naturaleza de precipitado ligado a los medios confinados, las evaporitas ocurren preferentemente en los momentos de retirada o depresión de la lámina de agua oceánica sobre los continentes (regresión). Sin embargo, existen ejemplos bien documentados de formaciones depositadas en una situación global transgresiva o de nivel marino alto.

Factores de cuenca

8. *Elemento de confinamiento*. Como elemento de confinamiento, ya clásicamente se concibió la «barra» o «barrera» en la entrada de la cuenca, con un juego más o menos fluctuante. La naturaleza de dicho elemento puede ser física (umbrales estructurales o morfológicos; acumulaciones clásticas por oleaje, corrientes, etc.), eólica (vientos monzónicos) o biológica (arrecifes). En estos elementos se han basado los modelos de cuenca «barrada», iniciados con G. Bischof y C. Ochsenius en la segunda mitad del siglo XIX (Ochsenius, 1877, 1893). También puede tratarse de una barra de naturaleza hidrodinámica: es la «plataforma de saturación» de Richter-Bernburg (1955), es decir, áreas muy someras y extensas de mares epicontinentales en las que las salmueras densas sólo realizan trayectorias unidireccionales, sin retorno.

9. *Subsidencia*. La existencia de series evaporíticas muy potentes en numerosos centros de cuenca ha llevado desde antiguo a la aceptación general del fuerte control ejercido por la subsidencia sobre la acumulación salina. Sin embargo, y dada la alta velocidad de sedimentación de los cloruros (hasta varios cm/año), muchos autores han expresado la necesidad de que la topografía profunda o la subsidencia principal en las cuencas sea previa al relleno evaporítico. Ello ha dado lugar a los modelos de cuenca profunda, del tipo propuesto por Schmalz (1969).

10. *Condiciones anóxicas y actividad sulfato-reductora*. Muchas cuencas evaporíticas presentan condiciones anóxicas en sus estadios iniciales. En estos estadios, que suelen marcar el comienzo de un proceso general de confinamiento con estratificación de aguas y agotamiento del oxígeno del fondo, pueden darse también condiciones euxínicas que llevan a la acumulación de cantidades variables de materia orgánica de origen planctónico (facies *black-shales, oil-shales,* pizarras bituminosas, laminitas orgánicas, etc.), de posible interés energético y altos contenidos en elementos metálicos (tipo *Kupferschiefer* del Pérmico superior europeo). Asociadamente a estas condiciones se produce en las cuencas una intensa actividad sulfato-reductora de origen bacterial, que inhibe la acumulación de sulfato cálcico en el fondo (Neev y Emery, 1967; Friedman, 1972; Busson, 1978a).

Factores químicos

11. *Mecanismos de precipitación*. En un proceso natural de eliminación de fase líquida por evaporación a partir de un volumen inicial de agua oceánica, la precipitación ocurrirá al ir alcanzándose progresivamente los productos de solubilidad (saturación) de las diferentes sales disueltas. Además de la saturación, otro mecanismo de precipitación frecuente se debe a los cambios térmicos, que afectan principalmente a la solubilidad de los cloruros, en particu-

lar a la silvita y la carnalita y en menor proporción a la halita. También de interés como posibles mecanismos de precipitación son la mezcla de salmueras con diferentes concentraciones (Raup, 1970) y la congelación del agua (en la actualidad precipitan algunos minerales «evaporíticos» en las zonas polares). Las soluciones, no obstante, suelen verse afectadas por frecuentes sobresaturaciones que retardan considerablemente la precipitación de las fases minerales. Son también corrientes los casos de precipitación metastable de ciertas fases, que acaban transformándose en otras de tipo diagenético, más estables.

12. *Lugar de la precipitación*. Los modos y ocurrencias de los precipitados químicos en los ambientes evaporíticos son muy variados, y conviene hacer las siguientes distinciones: *a*) *mineralógica*: entre aquellos precipitados que son minerales primarios, en el sentido de haber nucleado directamente como tal, y los que son secundarios por proceder de la transformación de una fase precursora; *b*) *de lugar de crecimiento*: entre aquellos precipitados subacuosos o primarios de crecimiento libre, ya sea en una masa de agua («acúmulos» de fondo, *cumulates*) o sobre una superficie deposicional, y los que crecen en el seno de un material encajante de un modo intersticial y penecontemporáneo o diagenético temprano (figura 15.4); *c*) *de procedencia*: entre aquellos precipitados *in situ* (autóctonos) y los que se han acumulado por transporte (alóctonos).

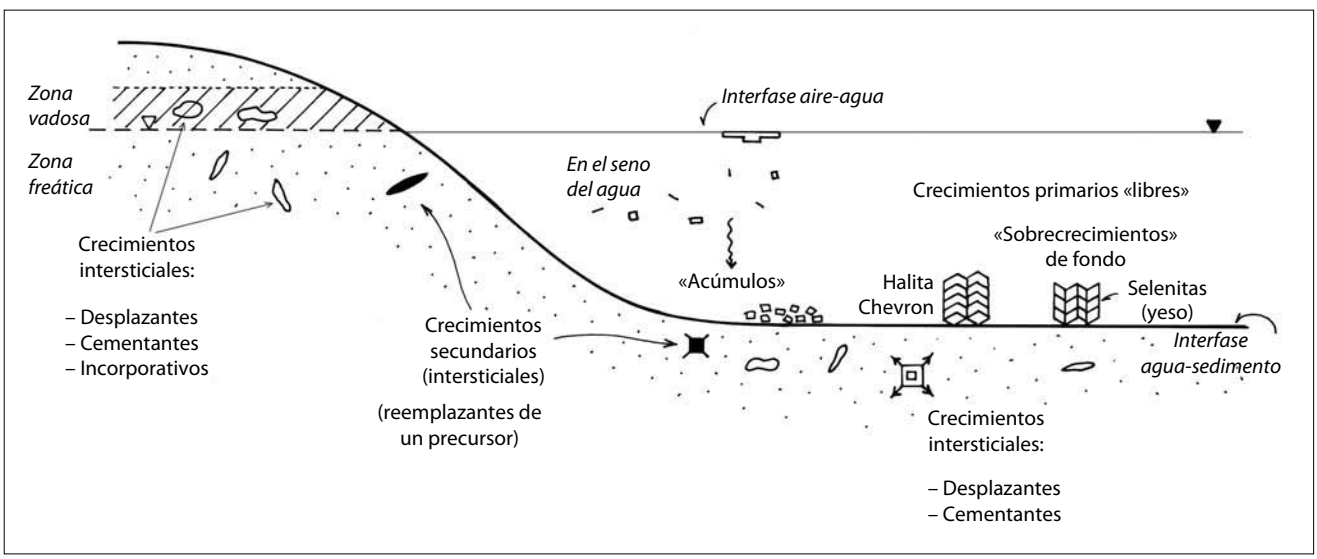


Figura 15.4. Principales lugares de cristalización de las fases evaporíticas y tipos de crecimientos asociados.

13. *Dispositivos de salinidad*. En las cuencas confinadas, la distribución de las isohalinas puede hacerse con o sin gradiente lateral de salinidad, dependiendo de las características del influjo. En las cuencas de desecación total o con sólo alimentaciones esporádicas, así como en muchas salinas naturales actuales, es corriente un dispositivo concéntrico de las facies sedimentarias *(bull's-eye pattern)*. Otras muchas cuencas actuales o fósiles, y en general someras, se caracterizan por un marcado gradiente lateral de salinidad que progresa desde la zona de alimentación hasta el extremo distal (dispositivo antero-posterior, asimétrico, o *tear-drop pattern*), permitiendo una precipitación sincrónica de diferentes facies evaporíticas. En este hecho se inspiró el modelo propuesto por Scruton (1953), así como la plataforma de saturación de Richter-Bernburg (1955) antes citada, y el modelo de «evaporitas de plataforma» de Busson (1978a, b). La figura 15.5 plantea las dos posibilidades, dentro de un esquema circular idealizado de cuenca (figura 15.5a) o de dos dispositivos de plataforma (figura 15.5b). Un caso de

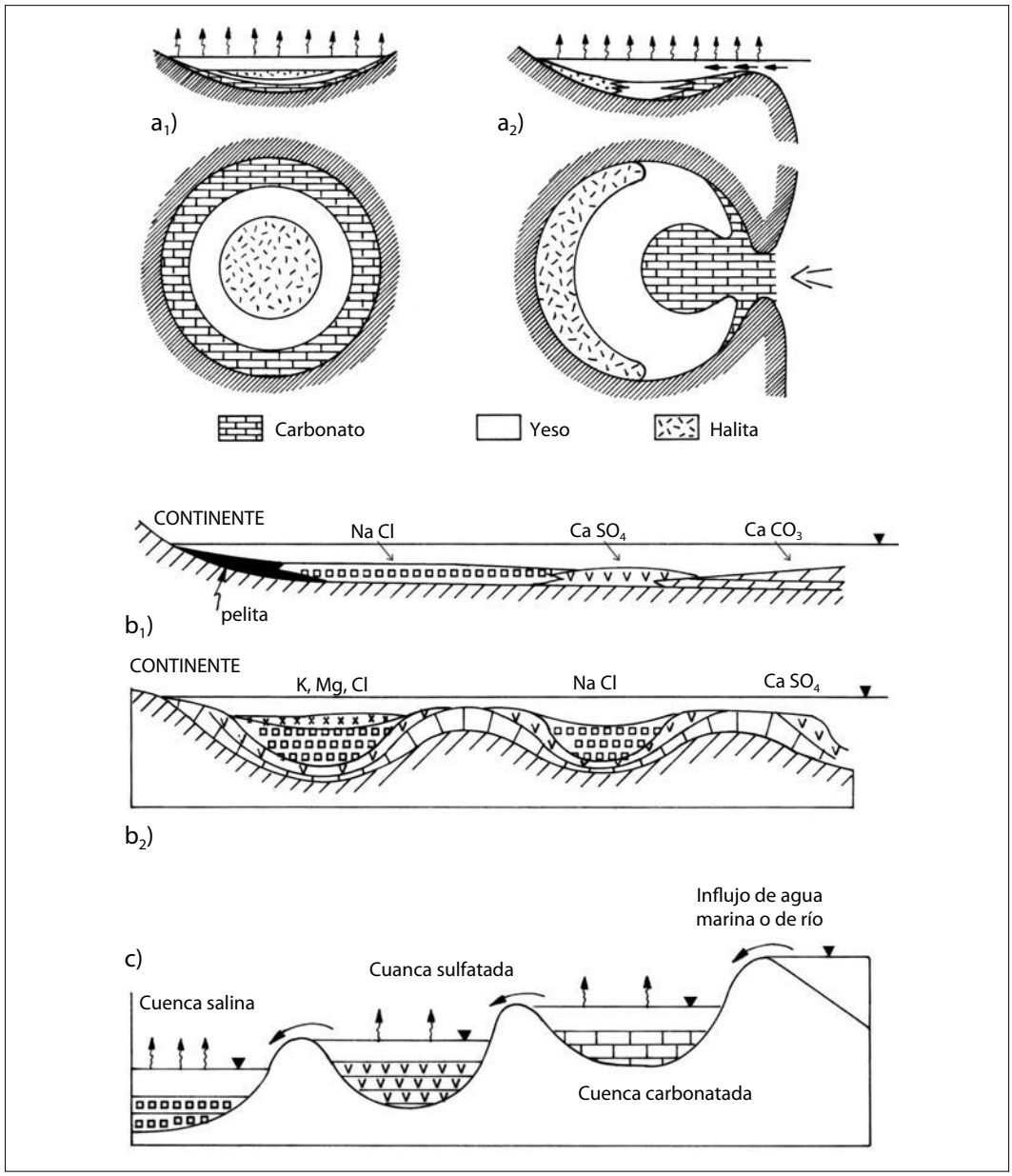


Figura 15.5. Dispositivos de salinidad: a_1) dispositivo concéntrico o simétrico *(bull's-eye);* a_2) dispositivo asimétrico *(tear-drop)* (adaptado de Hsü, 1972). Esquemas de sedimentación evaporítica sobre una plataforma; b_1) sobre una extensa plataforma somera *(Flachenschelf Salinar)* (plataforma de saturación); b_2) sobre una plataforma con depresiones locales profundas *(Tiefschelf Salinar)*. Obsérvese en a_2) y b_1) el marcado gradiente lateral de salinidad (adaptado de Richter-Bernburg, 1955); c) modelo de cubetas conectadas, con desnivel topográfico y fraccionamiento de precipitados *(trapped basin model)* (adaptado de Branson, 1915).

gradiente lateral de salinidad con fraccionamiento fue propuesto por Branson (1915) para algunas cuencas interconectadas y topográficamente deprimidas (figura 15.5c).

14. *Barreras hidroquímicas y yacimientos*. Entre otros muchos autores, Lagny (1980) y Fuchs (1980) insistieron en la importancia de las evaporitas como fijadores de elementos metálicos y marcadores de yacimientos como consecuencia, en general, de los quimismos radicalmente diferentes que existen entre las aguas de influjo en una cuenca evaporítica y sus propia salmueras. En tales circunstancias, los cinturones periféricos de mezcla pueden actuar como auténticas barreras de retención de elementos minoritarios. Eugster (1985) y Kyle (1991)

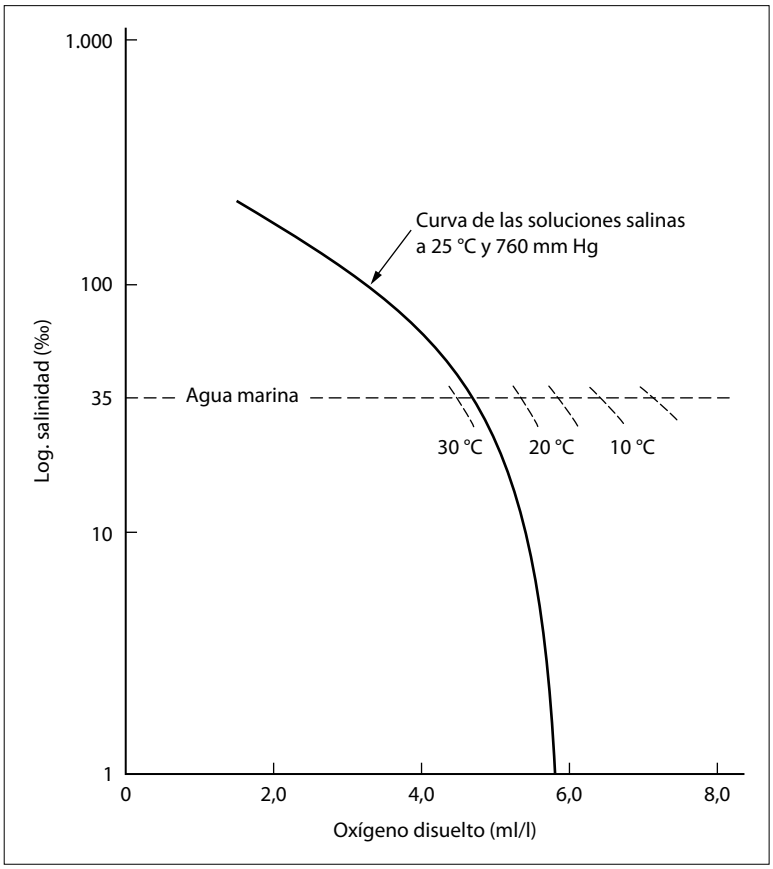


Figura 15.6. Relación inversa entre el oxígeno disuelto y la salinidad de una solución acuosa (simplificado de Friedman y Sanders, 1978, figura 0-3).

han revisado las relaciones existentes entre evaporitas y yacimientos metálicos, y diversos aspectos de dichas relaciones fueron considerados por Dunsmore (1973) y Renfro (1974). La precipitación de algunos sílex también podría responder a mezcla de soluciones en las zonas marginales de los lagos salinos (Ortí *et al.*, 1997).

15. *Solubilidad de los gases*. En general, la solubilidad de los gases en el agua disminuye al aumentar la temperatura (muchas aguas de los ambientes someros sometidas a intensa evaporación tienen temperaturas relativamente altas). En las salmueras, además, la solubilidad de los gases va disminuyendo progresivamente con la concentración iónica, lo que afecta en particular al CO_2 y al O_2, de vital importancia para las reacciones metabólicas de los organismos. El CO_2 contenido en una solución de salinidad doble de la marina normal es ya muy bajo. El oxígeno tiene una máxima solubilidad (a presión atmosférica y 25 °C) próxima a 6,0 ml/l para aguas dulces, que baja a < 5 ml/l para el agua marina normal, a unos 3 ml/l para salinidades de 100 g/l, y prácticamente a cero para salinidades superiores a 300 g/l. Estos valores aumentan para temperaturas inferiores y disminuyen para temperaturas más altas (figura 15.6).

SECUENCIAS SALINAS DE ORIGEN MARINO

Secuencias salinas experimentales

A mediados del siglo XIX, Usiglio (1849) inició la experimentación de evaporación de agua marina orientada a encontrar una secuencia natural de precipitados químicos y minerales. Desde entonces la escuela alemana ha desarrollado un gran esfuerzo para fijar esta secuencia, teniendo como objetivo principal la génesis de las capas potásicas del Zechstein centroeuropeo y del Oligoceno del Alto Rhin (Alsacia). Entre otras muchas investigaciones, cabe citar las de Van't Hoff y colaboradores entre 1896 y 1908, y posteriormente las de Boeke, Dänecke, D'Ans, Khün, Borchert, Herrmann y Braitsch.

Estos estudios experimentales estuvieron basados en la medida de la solubilidad de los diversos minerales salinos en sistemas acuosos simples («diagramas químicos»). Para los diferentes sistemas considerados, los equilibrios químicos fueron calculados, en general, en condiciones isotermas de evaporación entre 0 y 110 °C. Las principales condiciones investigadas fueron las de: *a*) equilibrio estable, con fraccionamiento (separación) de los precipitados respecto de las salmueras remanentes; *b*) equilibrio inestable, con reacción total de los precipitados con las salmueras remanentes en los puntos de transición; *c*) equilibrio metastable; *d*) condiciones de equilibrio particulares, como aquéllas en las que intervienen gradientes laterales de temperatura o de concentración. Los resultados principales fueron ofrecidos por Borchert y

Muir (1964) y Braitsch (1971), y resúmenes en inglés fueron presentados por Phillips (1947) y Stewart (1963).

La escuela rusa (Strakhov, 1970; Valyashko, 1972a, b) ha insistido en que las condiciones imperantes de precipitación en muchos medios naturales son metastables, por lo que ha utilizado «diagramas de equilibrio solar» basados en numerosas experiencias de evaporación, más que en diagramas químicos referidos a cálculos de solubilidad. El interés de estos estudios de equilibrio solar reside en que, en efecto, desde los estadios más iniciales de la evaporación pueden darse problemas cinéticos y de nucleación y no precipitan o no crecen diversos minerales (dolomita, anhidrita, glauberita, polihalita) que son, no obstante, muy comunes en las formaciones evaporíticas antiguas.

Secuencias sin calcio

Según los trabajos de la escuela alemana referida, en los estadios más avanzados de la evaporación, es decir, en la cristalización de las sales de K y Mg, puede considerarse un sistema pentacomponente: Mg-Na-K-Cl-SO_4, además de H_2O. En dicho sistema son despreciables las cantidades de Ca que puedan estar presentes después de la precipitación del sulfato cálcico. Los resultados se representan en un diagrama triangular con extremos de SO_4, Mg y K_2 (diagrama de Jänecke).

En el caso general de equilibrio estable y con fraccionamiento, aparece toda una serie de «zonas» minerales evaporíticas para el conjunto de las isotermas investigadas. De menor a mayor concentración, tales zonas son las siguientes:

- Zona de los carbonatos (aragonito, calcita, dolomita).
- A) sulfatos de Ca (yeso, anhidrita, polihalita).
- B) sulfatos de Mg, libres de K (epsomita, blödita, loeweita, kieserita, vanthofita).
- C) zonas intermedias con K (picromerita, silvita, kainita, leonita, langbeinita).
- D) carnalita (carnalita, epsomita, bischofita, hexahidrita, kieserita).
- E) bischofita (bischofita, carnalita, epsomita, hexahidrita, kieserita).

En esta zonación se sobreentiende que la halita acompaña a toda la cristalización a partir de la propia zona A. Puede observarse que los sulfatos de Mg acompañan igualmente la cristalización de todas las zonas siguientes a partir de la propia zona B. Las zonas pueden tener subzonas, y para cada subzona los minerales que se presentan en cada isoterma son sólo algunos de los indicados arriba en los paréntesis. En las subzonas D y E siempre se presentan la carnalita y la bischofita, respectivamente, para todas las isotermas. Para la zona C, el mineral que se presenta en todas las subzonas depende de la isoterma, dando entonces nombre a la zona. Como ejemplo, la figura 15.7 y la figura 15.8-1 muestran el caso de la secuencia para la isoterma de 25 °C y con equilibrio estable y fraccionamiento. Para el caso de esta misma isoterma, las principales variantes respecto al equilibrio estable con fraccionamiento que acabamos de comentar serían las siguientes (Braitsch, 1971, figura 27): *a*) reacción completa en los puntos de transición: esta reacción lleva a un depósito final integrado sólo por halita, carnalita y bischofita, y *b*) equilibrio metastable: la paragénesis es más compleja e incluye silvita y epsomita.

Secuencias con calcio

Más recientemente, diversos autores norteamericanos han considerado que en las condiciones de los depósitos naturales es muy probable que se produzcan reacciones entre la solución y los sulfatos cálcicos iniciales (yeso, anhidrita) para precipitar otros sulfatos con Ca (glaube-

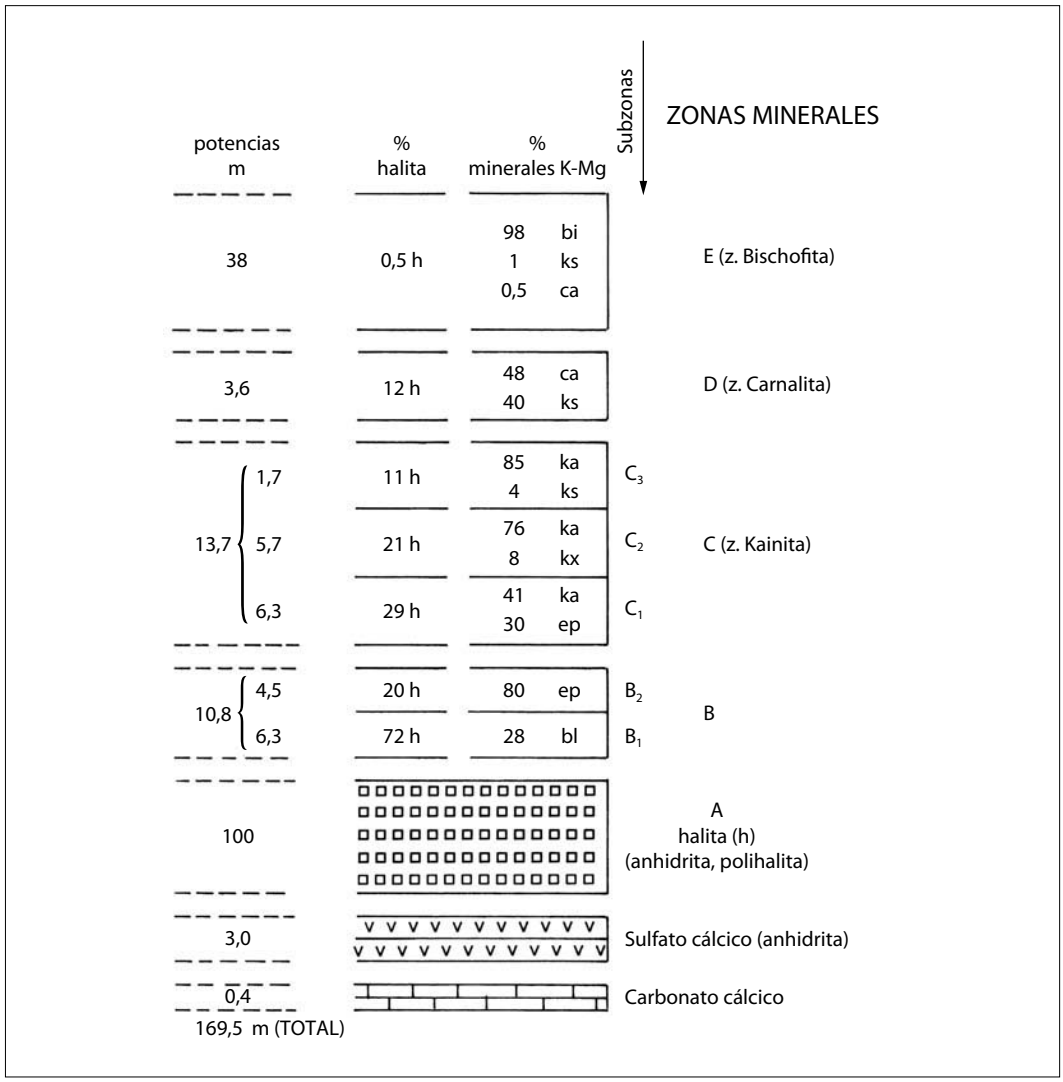


Figura 15.7. Esquema, sin escala, representativo de la secuencia experimental obtenida de la evaporación estática a 25 °C del agua marina en condiciones de equilibrio estable y con fraccionamiento (sin reacción en los puntos de transición). Las potencias están normalizadas respecto a una capa halítica basal A de 100 m. Los porcentajes de cada mineral en las zonas y subzonas se refieren a peso. h: halita; bl: bloedita; ep: epsomita; ka: kainita; hx: hexahidrita; ks: kieserita; ca: carnalita; bi: bischofita (basado en Braitsch, 1971, figuras 26 y 27 y tabla 10).

rita, polihalita). Así, la solución aún puede contener cantidades significativas de Ca en los estadios evaporíticos más avanzados, resultando el sistema hexacomponente: Ca-Na-K-Mg-Cl-SO_4, con H_2O (figuras 15.8-2 a 5).

Tras el avance en los estudios de termodinámica de salmueras (Pitzer, 1973), varios autores han resuelto los procedimientos de cálculo para soluciones electrolíticas en un amplio grado de concentraciones (Harvie y Weaver, 1980; Harvie *et al.*, 1984). De ese modo, en el equilibrio de la evaporación total a 25 °C del agua marina libre de carbonatos, pero incluyendo el Ca contenido en los sulfatos iniciales, aparecen cambios importantes respecto a las predicciones antiguas de la escuela alemana. Así, para el caso de equilibrio estable con reacción completa, en la secuencia de precipitados aparece glauberita como fase estable y desaparecen blödita y kainita (figura 15.9): la glauberita aparece inicialmente después de la halita por reacción entre la anhidrita y la solución; dicha glauberita es luego reemplazada en parte por la anhidrita, y ambas, a su vez, por la polihalita; al consumirse totalmente la glauberita,

ZONAS	SIN CALCIO	CON CALCIO				Ejemplo de secuencia NATURAL
	1	2	3	4	5	6
	EQUILIBRIO ESTABLE	EQUILIBRIO ESTABLE		EQUILIBRIO METAESTABLE (Con reacción completa)		
	Cristaliz. fraccionada	Cristaliz. fraccionada	Reacción completa	Sin polihalita	Sin polihalita, ni kainita	ZECHSTEIN II
CARBONATO	cal	cal	cal	cal	cal	dol
SULFATO CÁLCICO	ys an h + an –	ys an h + an gl + h	ys an h + an gl + h + an	ys an h + an gl + h + an	ys an h + an gl + h + an	– an h + an gl + h + an
SULFATO MAGNÉSICO (libre de K)	pl + h bl + h ep + h	pl + h bl + pl + h ep + pl + h	pl + h + an ep + pl + h + an	 ep + h + an	 ep + h + an	pl + h + an
INTERMEDIAS (con K)	ka + ep + h ka + hx + h ka + ks + h	ka + ep + pl + h ka + pl + h ka + h ks + ka + pl + h	 hx + pl + h + an ks + pl + h + an	ka + ep + h + an hx + ka + h + an ks + ka + h + an	le + ep + h + an 	 ks + pl + h + an
CARNALITA	ca + ks + h	 ca + ks + h	ca + ks + pl + h + an ca + ks + h + an	ca + ks + ka + h + an ca + ks + h + an	sl + hx + h + an ca + sl + hx + h + an ca + hx + h + an ca + ks + h + an	 ca + ks + pl + h + an ca + ks + h + an
BISCHOFITA	bi + ca + ks + h	bi + ca + ks + h + an	bi + ca + ks + h + an	bi + ca + ks + h + an	bi + ca + ks + h + an	

Figura 15.8. Comparación entre secuencias minerales obtenidas de la evaporación del agua marina a 25 °C: 1) experimental sin calcio; según la escuela alemana (Braitsch, 1971; Borchert y Muir, 1964); 2) a 5): experimental con calcio; cálculo termodinámico basado en Harvie et al. (1980), Harvie y Weare (1980), y Eugster *et al*. (1980) (tomado de Hardie, 1984, tabla 7); 6) ejemplo de secuencia natural (Zechstein II); según Braitsch (1971). Minerales: an: anhidrita; bi: bischofita; bl: bloedita; ca: carnalita; cal: calcita; dol: dolomita; ep: epsomita; gl: glauberita; h: halita; hx: hexahidrita; ka: kainita; ks: kieserita; le: leonita; pl: polihalita; sl: silvita; ys: yeso. (Las zonas minerales han sido ligeramente modificadas respecto de las de Hardie, 1984, tabla 7, para poder compararlas con las de la escuela alemana.)

la polihalita sigue formándose a expensas de la anhidrita y coprecipita con los sulfatos magnésicos; al aparecer la carnalita, la polihalita se va consumiendo y sólo queda al final anhidrita.

Estos hechos parecen ajustarse más a las paragénesis de algunas secuencias potásicas del registro estratigráfico consideradas como «más completas», como las del Zechstein II europeo y la Fm. Salado del Pérmico de Estados Unidos, que se caracterizan por la presencia de glauberita y la ausencia de kainita, y por la evidencia petrográfica de diversos reemplazamientos pseudomórficos entre las fases de sulfatos con calcio (yeso, anhidrita, glauberita y polihalita) (figura 15.8, columna 6). No obstante, para el caso de equilibrio estable pero con cristalización fraccionada (figura 15.8, columna 2), las secuencias obtenidas con Ca son más similares a las predichas con los sistemas desprovistos de Ca (figura 15.8, columna 1). Conviene resaltar aquí que, de hecho, la precipitación de polihalita influye profundamente en la marcha de la evaporación, haciendo que la solución escape del campo de precipitación de la kainita (figura 15.10). Sin embargo, debido a las dificultades de nucleación de la polihalita, es también posible encontrar secuencias naturales en que no se ha formado polihalita sinsedimentaria, lo cual ha condicionado la subsiguiente precipitación de kainita (equilibrio metastable, figura 15.8, columna 4).

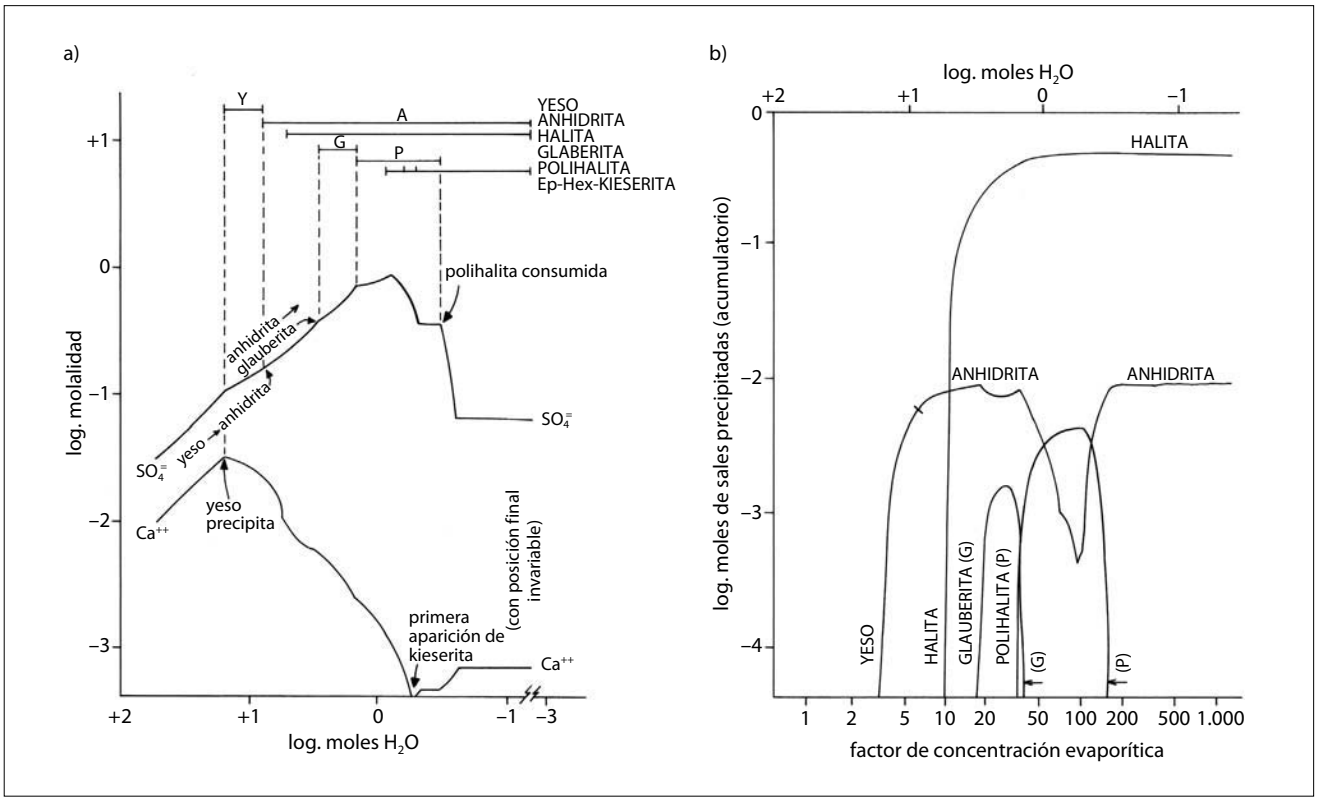


Figura 15.9. Diagramas de la evaporación del agua marina con equilibrio estable y reacción completa, siguiendo el programa de Harvie y Weaver (1980). a) Cambios en la concentración del $SO_4^=$ y del Ca^{++}; distribución de los minerales precipitados y reabsorbidos. b) Masas acumuladas de minerales (halita y sulfatos con Ca) precipitados y reabsorbidos durante el proceso de evaporación (1 kg de agua marina inicial). Minerales: Ep: epsomita; Hex: hexahidrita (simplificado de Hardie, 1990, figura 1).

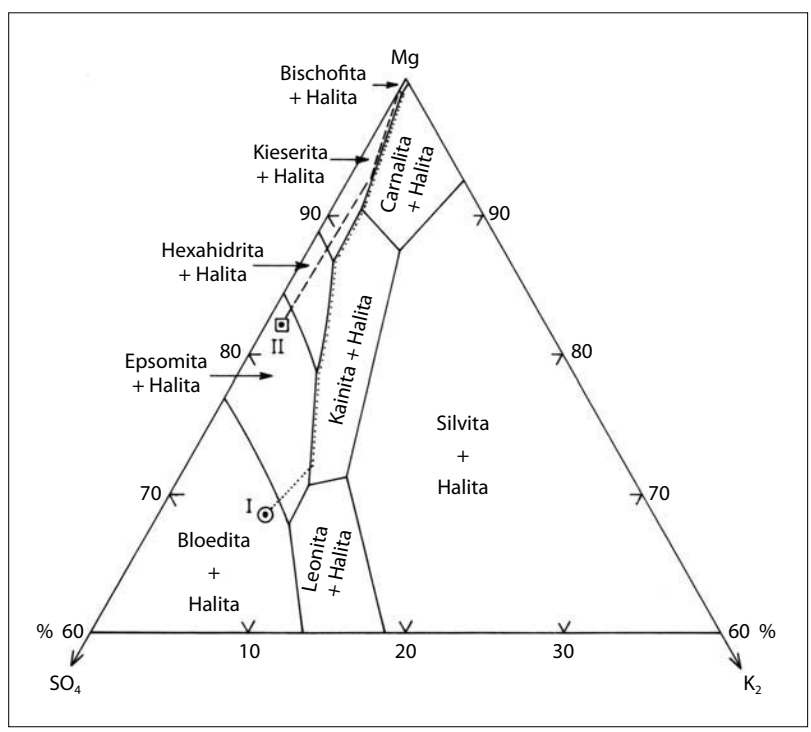


Figura 15.10. Evolución de la evaporación del agua marina en función de la precipitación de polihalita, proyectada sobre el diagrama de Jänecke en el sistema pentacomponente Na-K-Mg-Cl-SO_4 además de H_2O, a 25°C. La marcha I es la estándar libre de Ca. La marcha II implica la reacción de los sulfatos cálcicos iniciales con las salmueras para formar polihalita (simplificado de Hardie, 1984, figura 4).

Secuencias salinas naturales

Al margen de lo dicho en el párrafo anterior, existen notables divergencias entre las secuencias salinas experimentales y las observadas en las series estratigráficas. Las discrepancias o «anomalías» más relevantes, ya observadas entre los primeros resultados de la escuela alemana (Van't Hoff y colaboradores) y las secuencias naturales, son las siguientes: *a*) la relación anhidrita/halita, que es mucho mayor en los depósitos naturales; *b*) la escasez o práctica ausencia de kainita (o de sulfatos magnésicos, en general) en las secuencias naturales, y *c*) la frecuente presencia de silvita en las secuencias naturales, que sólo aparece en las experimentales (equilibrio estable con fraccionamiento) a temperaturas mayores de 83 °C.

Dado que muchos procesos evaporíticos naturales quedan interrumpidos en los estadios iniciales e intermedios, es lógico que las cantidades relativas de carbonato y sulfato cálcico del registro geológico sean muy superiores a las que les asignan tanto los cálculos teóricos como la experimentación. Aunque proporcionalmente no tanto, la halita está también más representada en las secuencias naturales. Por el contrario, las zonas de K-Mg están fuertemente discriminadas, en particular los minerales con sulfato magnésico y la bischofita, existiendo, no obstante, un cierto registro estratigráfico de silvita y carnalita (figura 15.11).

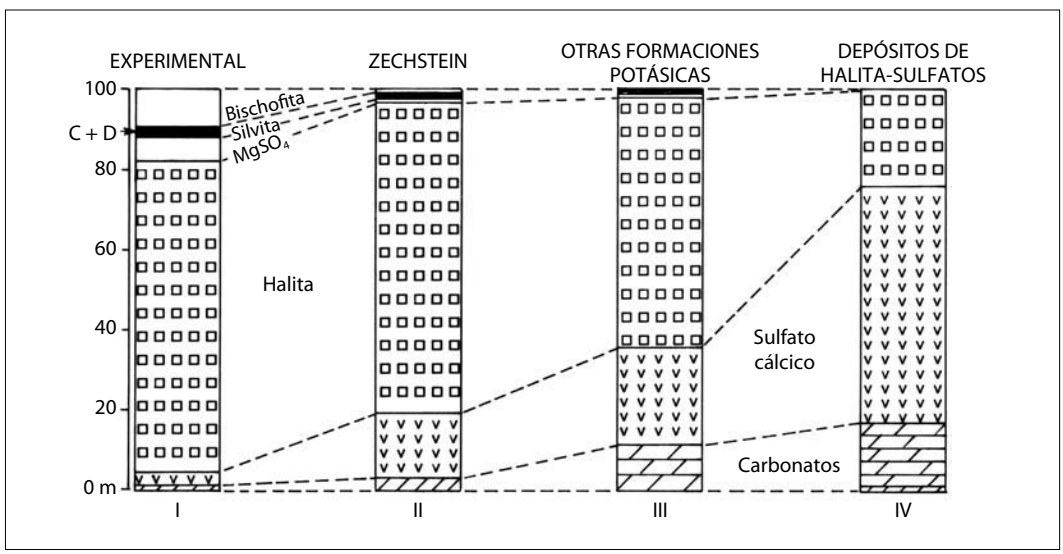


Figura 15.11. Secuencias comparativas de precipitación mineral experimental y natural de agua marina por evaporación, referidas a una columna estratigráfica de 100 m de potencia: I: secuencia experimental; II: perfil global de los 4 macrociclos del Zechstein europeo; III: promedio de muchas otras secuencias potásicas naturales, en las que se manifiesta la deficiencia en sulfato magnésico (y el exceso de sulfato cálcico); IV: estimación del exceso en sulfato cálcico para muchas secuencias naturales no potásicas (basado en Borchert y Muir, 1964, tabla 1 y figura 6.5).

Las discrepancias entre las secuencias potásicas experimentales y las naturales han intentado ser explicadas en la literatura de diversas maneras, entre ellas porque: *a*) la precipitación de los minerales originales no ha ocurrido bajo condiciones de equilibrio, sino bajo condiciones dinamo-politermales (Borchert y Muir, 1964), es decir, bajo acusados gradientes laterales de temperatura y concentración; *b*) las sales primarias han sido recicladas en las cuencas de un modo sinsedimentario desde los bordes a los centros, y *c*) en la sedimentación de las sales marinas han intervenido soluciones de otro origen, que se han mezclado con las salmueras oceánicas. En relación con este último punto, Hardie (1984) insistió en que, por el emplazamiento de muchas cuencas evaporíticas marinas en los márgenes continentales, es lógico que además de agua marina otras soluciones hayan podido contribuir a la precipitación salina,

como serían: 1) aguas meteóricas procedentes de las reacciones químicas de alteración; 2) aguas (salmueras) de reacción hidrotermal o geotermal, en particular en las evaporitas de *rift* y de las cuencas extensionales; 3) aguas (salmueras) de reacción diagenéticas; 4) aguas (salmueras) volcanogénicas, y 5) mezclas de las anteriores soluciones.

Deficiencia en sulfato magnésico

La anomalía principal entre las secuencias salinas experimentales y las naturales es la deficiencia o incluso ausencia total en muchos depósitos del registro estratigráfico de las zonas con sulfatos magnésicos, ocupando su lugar la halita con sólo cantidades muy pequeñas de minerales como polihalita o silvita. Esta deficiencia fue referida por algunos autores como «metamorfismo de salmuera» (Borchert y Muir, 1964) y se ha usado como criterio de clasificación de las secuencias salinas naturales. De este modo, las secuencias potásicas pueden dividirse en dos grupos (Hardie, 1984):

a) *Ricas en $MgSO_4$*. Estas secuencias contienen yeso, anhidrita, halita, polihalita, kieserita, kainita, carnalita y bischofita. Corresponden a la evaporación directa del agua oceánica y están caracterizadas por minerales que contienen sulfato magnésico, como polihalita, kieserita y kainita. Se encuentran en formaciones del Mioceno (kainita en el Messiniense del Mediterráneo), en el Zechstein (polihalita, kieserita, etc.) y en la Fm. Salado del Pérmico superior de Estados Unidos (polihalita, kieserita y langbeinita).

b) *Pobres o libres en $MgSO_4$*. Presentan halita, carnalita y silvita, en ausencia o sólo trazas de sales con $MgSO_4$. Yeso y anhidrita están presentes en pequeñas cantidades o pueden incluso faltar. Algunas de estas secuencias potásicas contienen cantidades sustanciales de taquihidrita, bischofita e incluso rinneita (y más excepcionalmente boratos). Estas secuencias, que no pueden derivar directamente del agua marina actual, resultan ser, no obstante, las más comunes del registro geológico, incluyendo numerosísimas formaciones, como las del Triásico superior de Marruecos (silvita, carnalita, bischofita, rinneita), del Cretácico medio de las cuencas de Brasil, Gabón y Congo (silvita, carnalita, taquihidrita), del Cretácico inferior de Thailandia (carnalita, taquihidrita), del Eoceno superior Surpirenaico (silvita, carnalita) y del Oligoceno de Alsacia (silvita, carnalita).

Braitsch (1971, p. 97) ya ofreció los resultados del estudio del sistema químico pentacomponente antes referido, pero considerando también diferentes estadios de empobrecimiento en $MgSO_4$. Sus investigaciones indican que a mayores deficiencias de la salmuera marina original en esta especie química, únicamente se registra silvita (+ halita) en la zona C, siendo la carnalita (+ halita) el único mineral en la zona D. Por otro lado, la silvita es un mineral que aparece frecuentemente en los diagrama solares de equilibrio metastable de la escuela rusa (Valyashko, 1972, figura 7) y también se obtiene en la zona de carnalita de los sistemas con Ca en equilibrio metastable (figura 15.8, columna 5). La búsqueda de una explicación adecuada para esta «deficiencia en $MgSO_4$» —ya sea en magnesio, en sulfato o en ambos— de las salmueras marinas ha sido objeto de amplia especulación: *a*) alteración de evaporitas marinas por aguas subterráneas durante el enterramiento, o bien reducción bacterial del $SO_4^{=}$ en los primeros estadios de evaporación (Borchert y Muir, 1964); *b*) precipitación de polihalita en condiciones sinsedimentarias (Braitsch, 1971), y *c*) eliminación del Mg^{++} por dolomitización de los carbonatos (Shearman, 1966).

Los trabajos de Hardie (1984, 1990) consideraron decisiva la incorporación de salmueras hidrotermales ricas en $CaCl_2$ y pobres en ión sulfato a las cuencas evaporíticas, en particular

a las transtensionales, del tipo *rift* y *strike-slip*. En relación con ello, dicho autor mostró las estrechas relaciones existentes, tanto en tiempo como en espacio, entre las evaporitas potásicas pobres en $MgSO_4$ y: 1) las evidencias de salmueras hidrotermales del tipo clorurado cálcico; 2) la presencia de depósitos metálicos (Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, Ba); 3) la alteración hidrotermal de los sedimentos de cuenca (albitización, cloritización, dolomitización, cementación por anhidrita, carbonato y sílice), y 4) las manifestaciones térmicas (campos geotermales y altos gradientes térmicos regionales). Estos hechos llevan a la progresiva dificultad de catalogar como estrictamente marinas a muchas de las formaciones evaporíticas antiguas, con o sin potasas, que hasta recientemente habían sido consideradas marinas «anómalas».

Hartsalzs

En las formaciones potásicas libres de sulfatos magnésicos, las potasas más corrientes son ciclos de «silvinita» (capa de halita y capa de silvita) y «carnalitita» (capa de halita y capa de carnalita). Por el contrario, en las secuencias naturales que contiene zonas con sulfatos de Mg, las litologías de K-Mg son más complejas; de entre los casos que más se asemejan a las secuencias experimentales cabe citar el Zechstein II (Ciclo Stassfurt) y la Fm. Salado del Pérmico de Texas-New Mexico. En general, todas estas secuencias se caracterizan por la existencia de *hartsalzs* («rocas salinas duras»). El más abundante es el *hartsalz* kieserítico, o roca de kieserita-silvita-halita. El *hartsalz* langbeinítico y el *hartsalz* anhidrítico contienen langbeinita y anhidrita respectivamente, en lugar de kieserita, además de silvita-halita. Otras litologías corrientes en estos depósitos son las rocas de kainita y las de kieserita-halita-carnalita. En todas estas litologías los efectos de diferentes tipos de transformaciones suelen ser importantes (Borchert y Muir, 1964; Braitsch, 1971). Una de las transformaciones más comunes es la disolución incongruente de la carnalita en una roca de silvita + halita («silvinita transformada»), bajo la influencia de aguas diagenéticas o meteóricas.

Zonas «comprensivas»

En la práctica, y tal como muestra la figura 15.10, muchas secuencias salinas naturales se reducen a estas tres «zonas» comprensivas, además de los carbonatos basales cuando éstos se presentan: 1) *Zona del sulfato cálcico*. En ella domina la anhidrita, que a menudo es muy pura. En superficie se encuentran todos los tránsitos entre ésta y el yeso secundario. A veces está presente la polihalita secundaria, ocurriendo todas las gradaciones entre ésta y la anhidrita; 2) *Zona de la halita*. En ella la roca halítica puede ser muy pura, aunque también puede contener cantidades pequeñas de sulfatos y algo de material detrítico fino. Muchas de las potentes zonas de halita de los depósitos clorurados tienen más del 90% en NaCl, pero también pueden presentarse todos los tránsitos entre ésta y la arcilla salífera o las rocas de anhidrita/polihalita, y 3) *Zona potásica*. La composición de la roca es extremadamente variable, pero casi todas contienen halita. Las litologías principales son los *hartsalzs,* ya referidos, así como las capas de silvinita y carnalitita.

Modelos de cálculo a volumen constante

Las secuencias experimentales antes consideradas se referían a la evaporación total de volúmenes de agua marina finitos y sin recarga, no siendo propiamente modelos de cuenca. En este sentido, numerosas configuraciones geológicas e hidrogeológicas de cuenca evaporítica han sido presentadas en la literatura para explicar su relleno mineral progresivo y para establecer modelos comparativos con las secuencias del registro estratigráfico. En muchas de estas confi-

guraciones se ha utilizado modelos de cálculo de balance de solutos con la correspondiente previsión cuantitativa de precipitados. Entre estos modelos puede citarse el de Wood y Sanford (1990) y Sanford y Wood (1991), por su gran aproximación a las condiciones reales que previsiblemente operan en las cuencas. El modelo referido (figura 15.3b) considera un volumen constante de solución en una cuenca hidrológicamente «abierta», en la que las entradas compensan las pérdidas de solutos por precipitación y escape de salmueras densas, pudiéndose alcanzar situaciones de estado estacionario con la consiguiente acumulación de series evaporíticas potentes. Para el cálculo del balance de los solutos más significativos, el modelo considera una cuenca marina marginal sometida a una pérdida de agua (Q: caudal) por evaporación Q_e (aunque sin pérdida de solutos por ello: Q_e.0), conectada con el mar abierto del que recibe aportes continuos (Q_i) de composición equivalente a la del agua marina C_i (solutos: Q_iC_i), con aportes fluviales Q_s de composición C_s (solutos: Q_sC_s), y de lluvia Q_p de composición C_p (solutos: Q_pC_p). Igualmente, el modelo tiene en cuenta una pérdida de solución Q_o —indistintamente por infiltación intersticial o por reflujo sobre el umbral— de salmueras concentradas de composición C_o (solutos: Q_oC_o), así como una pérdida de solutos por precipitación en el fondo de la cuenca (P).

El modo de realizar el cálculo de la solubilidad de los minerales es en intervalos regulares de tiempo, durante los cuales la solución constituye un fluido químicamente homogéneo. Se asume un mecanismo de cristalización fraccionada, por considerarlo el más representativo para las cuencas evaporíticas someras y, posiblemente, aceptable también para las profundas. De este modo, la variación en el tiempo de la concentración de cada especie iónica en la salmuera durante la evaporación se describe mediante la ecuación derivada:

$$d(VC_o)/dt = Q_iC_i + Q_sC_s + Q_pC_p - Q_oC_o - \mathrm{P}$$

siendo V el volumen de agua perdido por evaporación en cada estadio de cálculo y compensado por los aportes, y t el tiempo. Ejemplos de la aplicación de este modelo pueden encontrarse, entre otros, en los trabajos de Ayora *et al.* (1994a, b; 1995).

LITOFACIES EVAPORÍTICAS

Litofacies de yeso (primario)

El yeso ($CaSO_4{\cdot}2H_2O$, sistema monoclínico) es el mineral evaporítico más abundante en superficie, aunque en profundidad desaparece rápidamente en favor de la anhidrita. El yeso tiene un sistema de exfoliación perfecto según (010). Algunas síntesis sobre la sedimentología de los depósitos yesíferos fueron presentadas por Shearman (1971), Schreiber y Decima (1976) y Schreiber *et al.* (1976, 1982, 1985). Igualmente, una síntesis sobre las litofacies y petrografía de los sulfatos evaporíticos se ofreció en Ortí y Rosell (1991, 1997).

Hábitos cristalinos y litofacies deposicionales

En el seno de una masa de agua libre (aflorante) sobresaturada en sulfato cálcico, el yeso suele precipitar (figura 15.12) en forma de pequeños cristales prismáticos o prismático-aciculares (Edinger, 1973), aunque formas más tabulares son conocidas en los *whitenings* del mar Muerto (Neev y Emery, 1967). Numerosos trabajos han sido dedicados al estudio de las condiciones físico-químicas que controlan los precipitados de yeso en laboratorio (efectos de inclusiones, temperatura, actividad termodinámica del agua, presencia de compuestos orgánicos, etc.), entre los que destacan los de Van Rosmalen *et al.* (1976) y Cody (1979).

Sobre un fondo deposicional, los modos de aparición y crecimiento cristalino del yeso son las litofacies integradas por gipsilutitas y gipsarenitas, con cristales de tamaños menores de 1/16 y 2 mm, respectivamente, y las litofacies seleníticas, con cristales de tamaño >2 mm.

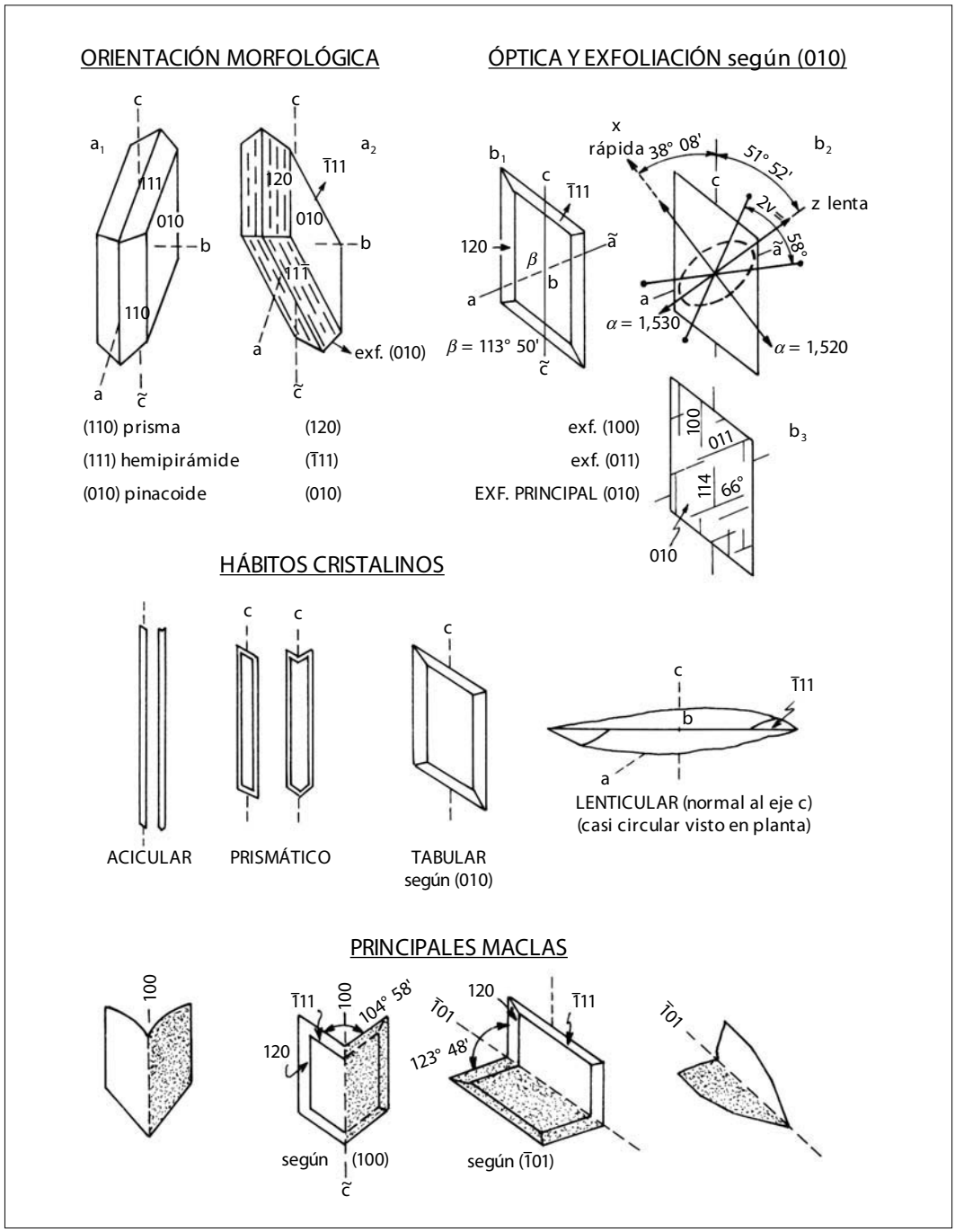


Figura 15.12. Algunos aspectos morfológicos y cristalográficos de los individuos y maclas que componen las facies yesíferas (adaptado de varias figuras de Shearman, 1971); a_1: orientación morfológica clásica del cristal de yeso, correspondiente a la celda reticular F de ángulo $\beta = 99°$ definida por Gossner en 1937; a_2: orientación morfológica correspondiente a la celda reticular A, seleccionada por Palache, Berman y Frondel en la 7.ª edición, de 1951, del Sistema de Mineralogía de Dana, vol. II, de $\beta = 113°50'$. La macla según (100) es la típica del Messiniense y la macla según ($\bar{1}01$) es conocida por macla de Montmatre o de París; ambas maclas pueden presentar caras curvas.

Gipsilutitas y gipsarenitas

Los depósitos primarios (químicos) de gipsilutitas y gipsarenitas suelen ser laminados o bandeados, y en ellos se han acumulado los cristales nucleados en el seno de la masa de agua y en la interfase agua-aire, así como directamente en el fondo deposicional. Estas facies pueden mostrar granoclasificación, ya sea directa o inversa, que suele estar relacionada con la sobresaturación: a sobresaturación creciente el tamaño cristalino es menor (secuencia granodecreciente), y a la inversa. Los cristales son desde prismáticos a equidimensionales, ya sea maclados o no, y más raramente son aciculares o lenticulares. En las formaciones antiguas, las fábricas microscópicas suelen mostrar interpenetración y pérdida de idiomorfismo por presión-disolución. Entre las gipsilutitas y gipsarenitas laminadas hay que destacar las facies gipso-microbianas. Muchas láminas de yesos antiguos son estromatolitos más o menos yesificados (Rouchy y Monty, 1981) o bien alternancias de niveles carbonatados microbianos y láminas de yeso, que indican una sucesión en las condiciones ambientales entre etapa de colonización por cianobacterias (dilución) y etapas de mayor concentración con precipitados de yeso. Los hábitos cristalinos de estos yesos son tanto idiomórficos (prismáticos) como lenticulares. Es frecuente encontrar algunas generaciones de mayor tamaño dispuestas más o menos verticalmente entre las láminas microbianas.

Litofacies seleníticas

Estas litofacies (cristales de hasta varios m de longitud) suelen crecer en el fondo sedimentario de un modo antigravitativo, aunque son conocidos algunos desarrollos intersticiales «hacia abajo». Todos estos cristales se caracterizan por su crecimiento zonado, que les resta transparencia. Las litofacies de origen marino mejor conocidas son las del Messiniense mediterráneo, caracterizadas por su macla según (100), con el ángulo re-entrante —el formado por los dos individuos— apuntando hacia arriba. En las capas, los cristales seleníticos pueden ser desde homométricos e idénticamente orientados a heterométricos y desorientados, aunque es frecuente observar tendencias evolutivas en tamaño y fábrica en la vertical. Los hábitos de estos cristales suelen ser elongados, tanto idiomórficos como presentando una superficie curva que los hace arqueados (figura 15.12). Esta última suele corresponder a una cara cristalina pasiva y cargada de inclusiones sólidas, mientras que las caras de mayor crecimiento tienden a ser planas y transparentes. En todos estos cristales la zonación suele representar una ligera dilución del medio, sin llegar a disolver la zona de crecimiento anterior, y con fijación sobre las caras de partículas detríticas o carbonatadas, o de mallas de cianobacterias. Con la siguiente etapa de concentración, el sobrecrecimiento del cristal se produce de un modo sintaxial continuando el edificio, de tal modo que las inclusiones son atrapadas poiquilíticamente dando una zona. Eventualmente la zonación puede ser también debida a la precipitación de halita, que inhibe el desarrollo de los selenitas. Sólo las etapas de gran dilución disuelven parte del cristal, dando una discontinuidad o superficie de erosión principal. Un tipo espectacular de grandes edificios seleníticos de yeso primario, organizados similarmente a los messinienses pero según un falso plano de macla, es conocido en el Badeniense (Mioceno medio) de Polonia (Bąbel, 1985, 1987). Las facies seleníticas son también conocidas, ya sean primarias o como pseudomorfos, en numerosas formaciones evaporíticas antiguas, el menos desde el Pérmico. Las maclas seleníticas según $(\bar{1}01)$ son bien conocidas en el yeso de la cuenca de París (figura 15.12). Un caso de selenitas «invertidos», es decir, de macla (100) con el ángulo reentrante dirigido hacia abajo, ha sido descrito en el Terciario de la cuenca del Tajo por Rodríguez Aranda *et al.* (1995).

Litofacies lenticular intersticial

En el seno de un sedimento encajante, los cristales de yeso de los medios evaporíticos tienden a tener hábitos tabulares o lenticulares por el desarrollo preferente de caras curvas asociadas a la hemipirámide y a $(\bar{1}02)$ (Masson, 1955), con tamaños muy variables desde milimétricos hasta de varios decímetros (Eardley y Stringham, 1952), y siendo transparentes o zonados (figura 15.13). Una organización muy corriente de los cristales es la entrecruzada (agregados del tipo «rosa del desierto»), aunque con más frecuencia están individualizados y en disposición al azar o siguiendo planos de permeabilidad preferente. Algunas disposiciones estratiformes de cristales lenticulares pueden confundirse con precipitados libres bajo lámina de agua. El hábito lenticular de los cristales de yeso ha sido atribuido por Cody (1979) a la presencia de sustancias orgánicas diversas en solución, y muchos ejemplos geológicos parecen confirmar esta idea. Otros autores sugieren la presencia de Na^+ como estimulante de la morfología lenticular al dificultar el desarrollo de $(\bar{1}11)$. Posiblemente, otras causas sean la inestabilidad en la sobresaturación de las salmueras o la alternancia entre episodios de dilución (con disolución parcial de los cristales) y de sobrecrecimiento cristalino. En posición de crecimiento intersticial son conocidas también algunas generaciones tabulares o prismáticas (Merritt, 1935), y grandes cristales lenticulares «arenosos» que actúan de cemento poiquilítico (Macfadyen, 1950). Se ha citado litofacies nodulares de yeso primario (West *et al.*, 1979; Rosell y Ortí, 1992; Gibert *et al.*, 2007) y contorsionadas intersticiales (Dronkert, 1977; Handford, 1982) que están integradas por cristales de yeso de grano fino de hábito desde lenticular a prismático. Crecimientos lenticulares han sido documentados por Watson (1985) en las costras yesíferas de origen edáfico.

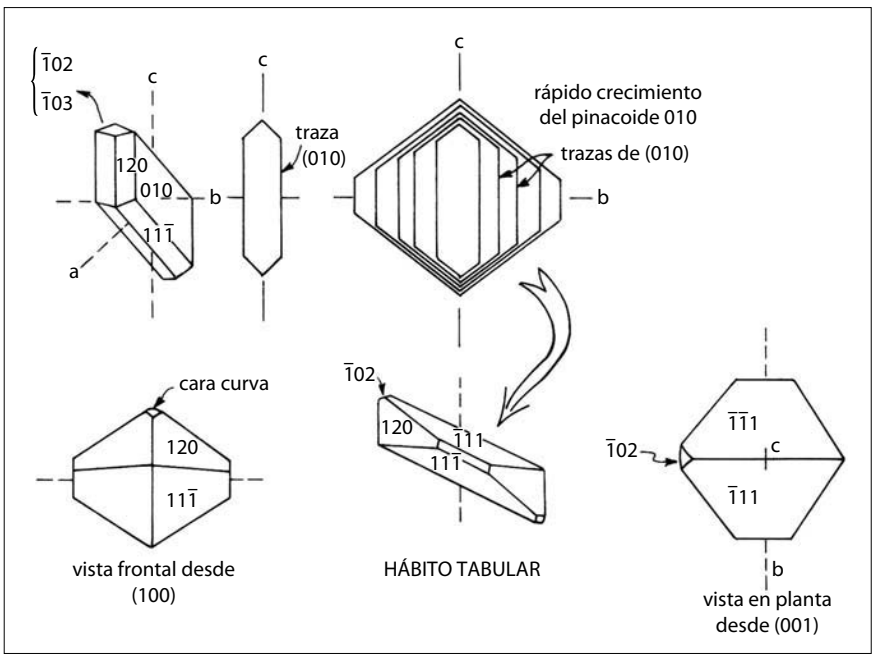


Figura 15.13. Hábito tabular según (101) del cristal de yeso (figura inferior), producido por el crecimiento preferente del pinacoide (010) a partir de un hábito prismático inicial (figura superior). Adaptado de Shearman (1971).

Litofacies bioturbada

Un tipo de litofacies propia de ambientes yesíferos continentales es la bioturbada, integrada por microcistales lenticulares que rellenan bioturbaciones de origen animal, como galerías, y en menor medida de origen vegetal, como raíces (Ortí, 1987, 1988; Rodríguez Aranda, 1992, 1995; Ortí *et al.*, 2003, 2007).

Depósitos detríticos

Debido a su solubilidad relativamente baja, el yeso tolera transportes cortos —principalmente en forma de *debris flow* y *mass flow*— y débiles retrabajados por suave oleaje o acción mareal, así como transportes algo más largos en suspensión turbidítica ya sea profunda o so-

mera. Depósitos clásticos de gipsirruditas son frecuentes entre las facies seleníticas y en ocasiones incluyen, también como componentes transportados, nódulos de yeso/anhidrita de diagénesis temprana (Schreiber *et al.*, 1976; Hardie y Eugster, 1971; Schlager y Bolz, 1977; Vai y Ricci-Lucchi, 1977; Peryt *et al.*, 1993; Rodríguez Aranda, 1995; Rouchy y Pierre, 1995). Son también conocidas las facies oolíticas de yeso (Kasprzyk y Bąbel, 1986). Facies de pellets de yeso de posible origen fecal, que han debido sufrir transportes sólo muy limitados, han sido descritas en el Mioceno lacustre de la cuenca de Teruel (Ortí *et al.*, 2003).

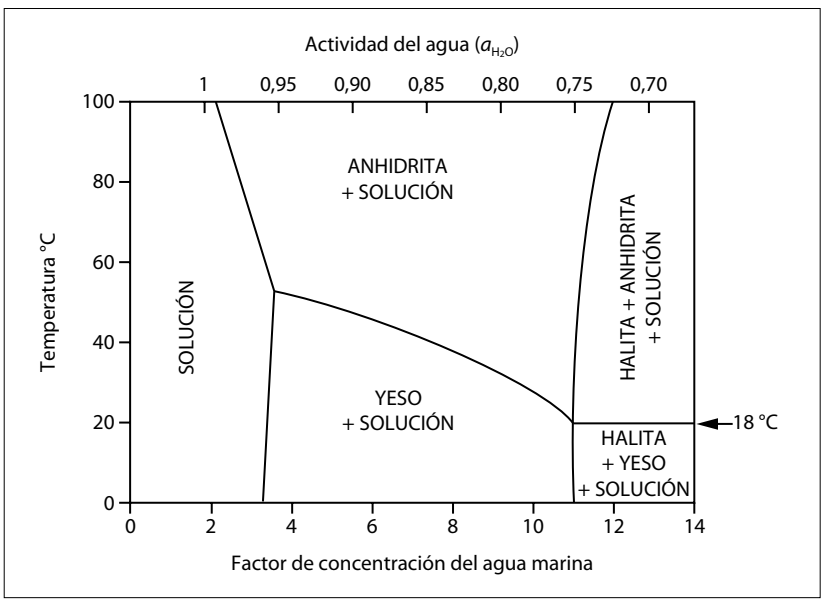


Figura 15.14. Estabilidad del yeso y la anhidrita determinada experimentalmente en función de la temperatura y de la actividad del agua a presión atmosférica (basado en Hardie, 1967).

Litofacies de anhidrita

La anhidrita ($CaSO_4$; sistema rómbico) es uno de los minerales evaporíticos principales y, sin duda, el sulfato más abundante en el subsuelo. Su aparición en superficie es sólo esporádica, puesto que con las aguas subterráneas y de percolación la anhidrita se hidrata o se disuelve. A pesar de esta omnipresencia en las cuencas y formaciones evaporíticas, la anhidrita es muy difícil de sintetizar en el laboratorio e igualmente su presencia en los medios actuales es muy escasa. Numerosos autores han estudiado el equilibrio químico $CaSO_4$-H_2O para conocer las condiciones teóricas y experimentales que gobiernan la transformación mutua entre el yeso y la anhidrita. Hardie (1967) logró la síntesis experimental de esta última y mostró que la temperatura y la actividad termodinámica del agua son los factores principales que controlan la precipitación (figura 15.14).

Hábitos cristalinos y litofacies

En los ambientes sedimentarios actuales el único ejemplo suficientemente descrito de génesis de anhidrita es el de las llanuras supramareales de la costa S del golfo Pérsico: los cristales allí son inframilimétricos y están casi íntegramente descompuestos en láminas de exfoliación debido a la mutua interacción durante el crecimiento (Shearman, 1966). Este hecho coincide con muchas observaciones de rocas anhidríticas antiguas, que se componen de una masa de cristales laminares o prismáticos íntimamente entrelazados y más o menos fragmentados. Estas particularidades petrográficas están facilitadas por la existencia en la red cristalina de este mineral de tres sistemas de exfoliación perfectos, coincidentes con los tres pinacoides (figura 15.15).

Litofacies laminadas

La falta de ejemplos actuales con génesis de anhidrita «subacuática» plantea el origen primario o secundario de este mineral en aquellas formaciones en las que se presenta con litofacies laminadas o finamente bandeadas, es decir, con litofacies «de cuenca». En ellas, por lo general, el grano es muy fino, especialmente cuando la anhidrita alterna con capas de sal. Estas laminaciones pueden seguirse a lo largo de grandes distancias en las minas o mediante

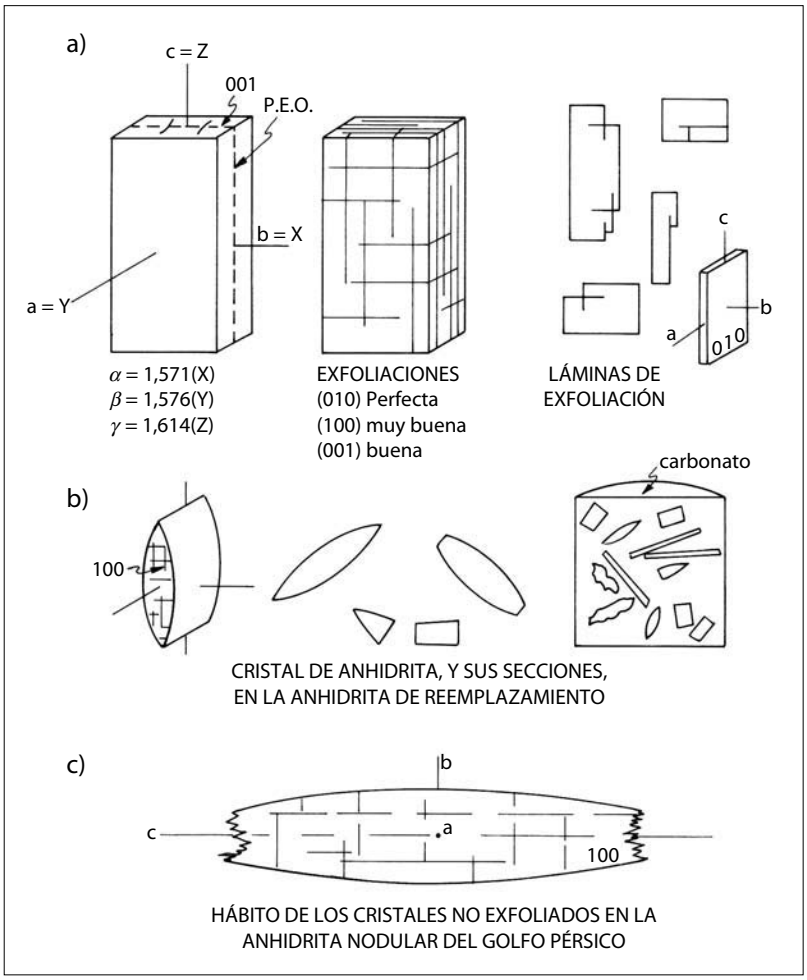


Figura 15.15. Hábitos cristalinos, orientación, exfoliación y secciones petrográficas de la anhidrita; a) y c) cristales y láminas de exfoliación de la *sabkha* actual del golfo Pérsico (adaptado de Shearman, 1971, y de Mossop, 1973); b) cristales de anhidrita reemplazante sobre carbonatos; a la derecha se muestra el conjunto de secciones más corrientes de esta anhidrita de reemplazamiento observables en muestras pulidas: *blocky*-rectangular, elongado-rectangular y lenticular (adaptado de Clark y Shearman, 1980, y de Shearman, 1971). P.E.O.: plano de los ejes ópticos.

diagrafías de sondeo, y todo parecería sugerir que el mineral es primario. Numerosas litofacies laminadas de anhidrita y carbonatos más o menos bituminosos, de gran perfección, han sido citadas en la literatura y discutidos sus orígenes: Todilto Gypsum, la Fm. Castile (Anderson *et al.*, 1972) o la Anhidrita Basal del Zechstein 2. Todas ellas fueron interpretadas como varvas anuales o bien como láminas de estricto control estacional por Richter-Bernburg (1964). En la Anhidrita Basal del Zechstein 2, que alcanza sólo una potencia de dos metros, dicho autor reconoció unas 1.200 varvas, muchas de la cuales se extienden por una superficie de más de 105 km^2, teniendo grosores individuales promedio entre 0,1 y 2 mm.

Pero es también posible que estos depósitos laminados sean originalmente de yeso prismático-acicular muy fino, y se transformen en cristales de anhidrita de tamaño similar con el enterramiento, incluso muy somero (Peryt *et al.*, 1993). En las láminas de anhidrita que alternan con láminas carbonatadas, es frecuente la localización en estas últimas de pseudomorfos de antiguos cristales de yeso de tamaños milimétricos.

La fábrica cristalina de todas estas anhidritas laminadas suele mostrar formas prismáticas (secciones del tipo *lath*), aunque son también frecuentes las secciones cuadrado-rectangulares, compenetradas y orientadas relativamente por igual (fábrica *pile of bricks*). En los sondeos profundos, estas fábricas pueden encontrarse recristalizadas a otras de grano grueso, con desarrollos más o menos esferulíticos o porfiroblásticos.

Facies oolíticas preservadas en anhidrita fueron descritas por Van Voorthuysen (1951). Una revisión de las clasificaciones petrográficas de la anhidrita y de las terminologías utilizadas en la literatura puede encontrarse en Ortí y Rosell (1981).

Litofacies nodulares

Muchas formaciones anhidríticas muestran litofacies nodulares. Éstas presentan una gran riqueza de formas, y algunas de las terminologías anglosajonas que las describen se han hecho de uso común, como la «estructura enterolítica» para las capas contorsionadas, y la de *chicken wire* para un mosaico nodular, en ocasiones perfectamente poligonal, con restos de sedimento encajante más o menos desconexos y relegados a posiciones internodulares. Los nódulos son desde milimétricos hasta de varios metros («meganódulos»; Ortí, 1992), y desde subesféricos

a deprimidos en la horizontal (por efectos de compactación) o comprimidos en la vertical (columnares), por varias causas como: crecimiento competitivo, ajuste a rizocreciones o polígonos de desecación y pseudomorfismo de cristales seleníticos. Los nódulos pueden ser simples o compuestos y es frecuente que hacia su periferia se abran en unidades nodulares menores, ya sea radiales, tubulares o subesféricas (figura 15.16). Muchas de estas morfologías, aunque no todas, son típicas del medio vadoso-capilar, es decir, de *sabkhas* similares a las descritas en el golfo Pérsico, donde se conoce también la presencia de polígonos anhidríticos.

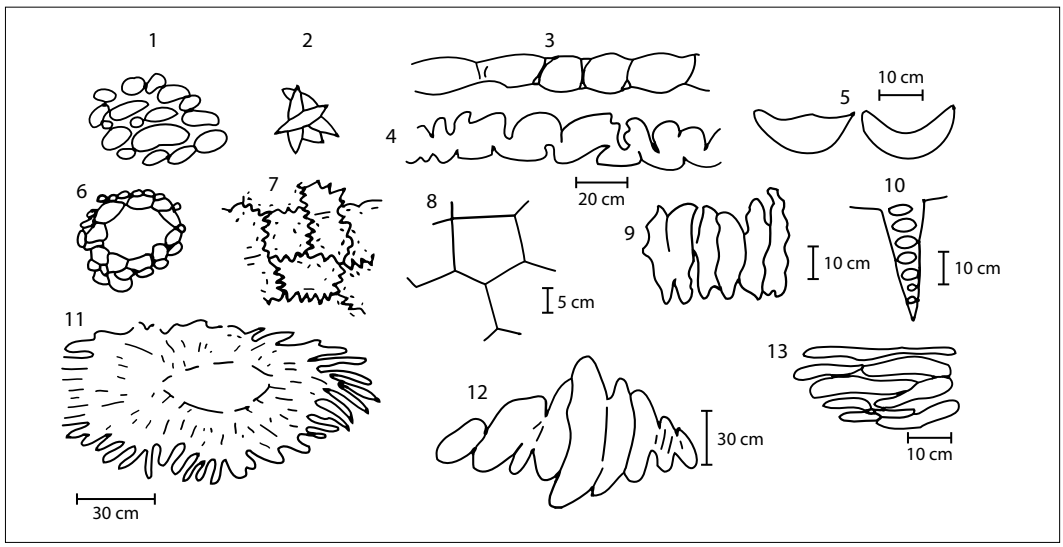


Figura 15.16. Algunas morfologías nodulares de la anhidrita, todas ellas desarrolladas en el seno de un sedimento encajante aquí no representado; 1: grupo de nódulos; 2: pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso; 3: capas nodulares; 4: capas enterolíticas; 5: nódulos «lunares»; 6: nódulo compuesto; 7: nódulos suturados; 8: nódulos poligonales o en *chicken wire*; 9: nódulos columnares (en general primarios y en ocasiones pseudomorfos de selenitas de yeso); 10: nódulos alojados en rizocreciones o grietas de desecación; 11: grandes nódulos de terminaciones radiales, más o menos digitadas o laminares; 12: grandes nódulos subverticales; 13: nódulos aplastados (deprimidos).

Las fábricas cristalinas de las anhidritas nodulares muestran una mayor variedad que en la litofacies laminada. Lo más característico es la presencia de estructuras prismáticas con apariencia fluidal, debido a la progresiva interacción cristalina al crecer el nódulo. Los cristales, o sus láminas de exfoliación, dibujan formas fasciculares o se disponen tangencialmente a la superficie del nódulo, y se entrecruzan y deforman. Otras fábricas son equigranulares y de tamaño cristalino muy fino. Debido a la alta deformabilidad de la anhidrita, tanto sus litofacies como sus fábricas cristalinas son muy modificables por la compactación. Litofacies pseudo-laminadas pueden así obtenerse por el aplastamiento con fluencia de los nodulos, siempre que el sedimento encajante sea permeable y no rígido (Shearman y Fuller, 1969). Ryley y Byrne (1961) demostraron experimentalmente el origen fluidal de muchas litofacies anhidríticas. No es infrecuente la presencia de generaciones de anhidrita de mayor tamaño, claramente bimodales («porfiroblásticas»), entre una matriz más fina, así como las fábricas fibroso-radiadas y esferulíticas. Machel (1993) ha mostrado la génesis de estructuras nodulares de anhidrita a gran profundidad de enterramiento.

Significado ambiental de las litofacies anhidríticas

El trabajo de Maiklem *et al.* (1969) presentó un primer compendio de las litofacies anhidríticas y, posteriormente, Bebout y Maiklem (1973) usaron estas litofacies como criterio de

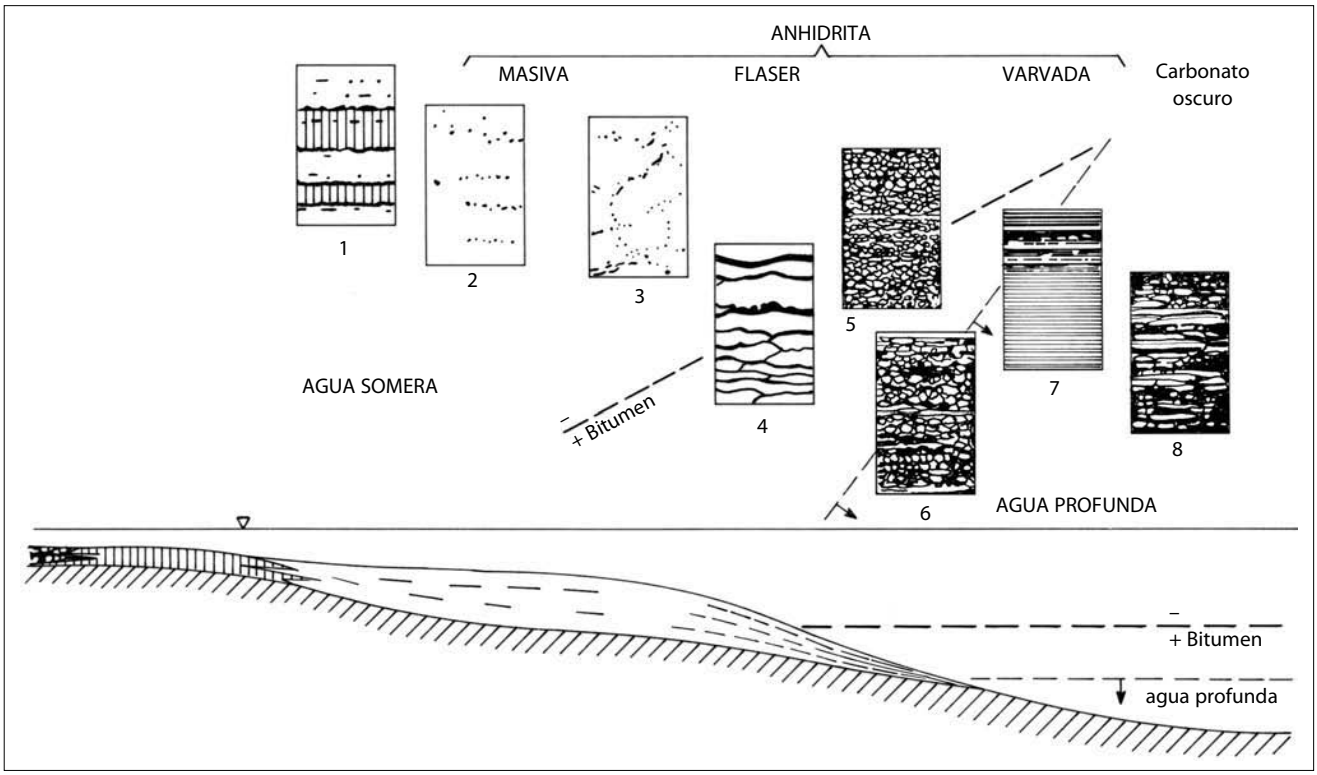


Figura 15.17. Facies anhidríticas de borde y de centro de cuenca, presentes en el Zechstein germánico. Éstas presentan gran potencia en el agua somera y sólo débil potencia en el agua profunda además de estratificación fina y oscurecimiento por sustancias bituminosas. 1: dolomita-anhidrita; 2: anhidrita masiva; 3: anhidrita nubosa; 4: anhidrita *flaser*; 5: anhidrita perlada; 6: anhidrita nubosa; 7: anhidrita lineada; 8: anhidrita en hiladas (adaptado y simplificado de Richter-Bernburg, 1972, figura 5).

ambiente deposicional. Por su parte, Shearman (1966) ofreció la primera interpretación de un ciclo deposicional de *sabkha* anhidrítica (facies nodulares y enterolíticas) en una formación antigua (Purbeck de Inglaterra). Para el caso de las anhidritas de la cuenca del Zechstein, Richter-Bernburg (1972) resumió su distribución e interpetación paleogeográfica (figura 15.17). Igualmente, todos los tránsitos posibles entre las litofacies laminadas, nodulares y enterolíticas pueden desarrollarse en los taludes de las cuencas por efecto de suaves deslizamientos (*slumping*), de modo que el estudio y la interpretación de estas facies no puede separarse de su contexto sedimentológico. Igualmente, muchos crecimientos nodulares de anhidrita entre facies laminadas de la propia anhidrita parecen generarse en profundidad, es decir, por debajo de la interfase agua-sedimento y a profundidades de enterramiento variables (Dean *et al.*, 1975; Rosell y Ortí, 1980; Richter-Bernburg, 1985; Peryt *et al.*, 1993). Langbein (1987) valoró preferentemente los efectos de la cementación y la compactación en la génesis de las diversas litofacies de la anhidrita. Anhidritas resedimentadas han sido descritas en el Mioceno medio del mar Rojo (Rouchy y Pierre, 1995).

Anhidrita de reemplazamiento y anhidrita cementante

Una gran cantidad de formaciones anhidríticas son de reemplazamiento, ya sea de litologías de yeso primario, carbonatadas, u otras. La causa más corriente de la anhidritización del yeso es el enterramiento. Como se ha dicho, algunas (o quizá muchas) anhidritas laminadas o bandeadas fueron originalmente yeso, y el reemplazamiento es evidente cuando se presentan pseudomorfos de pequeñas lentículas de yeso, de rosas del desierto o de grandes cristales selenníticos. Un ejemplo de este último caso lo constituye la unidad Pegmatitanhydrite del Zech-

stein, descrita por numerosos autores. Frecuentemente, además de anhidrita, otros minerales más solubles, como halita y polihalita, integran los pseudomorfos de los yesos seleníticos precursores. La anhidritización de las formaciones yesíferas en profundidad está condicionada por la temperatura, la presión de fluidos y la concentración del agua (Jauzein, 1974). Durante el enterramiento, el grado geotérmico y la salinidad de las aguas intersticiales pueden controlar la rapidez o lentidud del proceso. Durante la subsidencia de las cuencas evaporíticas, la expulsión lateral de las salmueras intersticiales cloruradas puede facilitar la anhidritización de sus cinturones marginales de yeso.

Por otro lado, algunas formaciones anhidríticas integradas por meganódulos no parecen haberse generado en ambientes de tipo *sabkha*, por el contexto sedimentológico en el que se encuentran, pudiendo ser diagenéticas más o menos tardías. Estas formaciones pueden presentar geometrías nodulares de trazas subvertical, con alturas de hasta decámetros, y parecen generadas por la circulación en profundidad de fluidos concentados y su ascensión por fallas, ejes de pliegues, etc. (Ortí y Rosell, 2000).

Los reemplazamientos de las formaciones carbonatadas por anhidrita están descritos ampliamente en la literatura, y suele tratarse de procesos sinsedimentarios o diagenético-tempranos ligados a medios evaporíticos. Murray (1964) y Clark y Shearman (1980) han dado detalles de este tipo de anhidrita reemplazante sobre carbonatos. Otras veces la anhidrita cementa los carbonatos con cristales más o menos poiquilíticos. Orszag-Sperber *et al.* (1986) mostraron un ejemplo de metasomatismo de sulfato sobre carbonatos marinos en el Mioceno medio del mar Rojo. Los cementos anhidríticos que se desarrollan en las formaciones sedimentarias pueden ser de origen tanto temprano como tardío, y su estudio suele ofrecer una información interesante sobre la evolución diagenética de las cuencas (Sullivan *et al.*, 1994).

Litofacies de halita

La halita (NaCl; sistema cúbico) es el mineral más abundante en las cuencas evaporíticas que han alcanzado el estadio clorurado, ocupando por lo general, aunque no siempre, sus depocentros y conteniendo ocasionalmente en su seno niveles potásico-magnésicos de gran importancia económica. Revisiones de las ocurrencias y texturas de la halita puede encontrarse en Handford (1991) y en Lowenstein y Hardie (1985).

Hábitos cristalinos y texturas

Las formas de cristalización libre de la halita en una salmuera natural dependen del grado de saturación y del lugar de crecimiento respecto del fondo sedimentario. A saturaciones débiles la halita crece en forma de cubos perfectos y transparentes, totalmente macizos o bien con caras sólo ligeramente deprimidas. Estas condiciones suelen imperar en las cristalizaciones lentas de invierno y primavera, y también gobiernan algunos crecimientos ocurridos sobre el fondo deposicional por el enfriamiento de las salmueras más profundas. A sobresaturaciones altas el crecimiento de los vértices y aristas del cubo se hace mucho más rápido que el de las caras, y ello lleva al desarrollo de cubos con caras deprimidas y escalonadas, denominados *hopper crystals*, que suelen ser translúcidos por la presencia de inclusiones fluidas (Dellwig, 1955) (figura 15.18).

En la interfase salmuera-aire, las condiciones que suelen imperar son las de gran sobresaturación debido a la fuerte evaporación, con lo que se generan inicialmente cristales cúbicos tabulares inframilimétricos (*hoppers* tabulares). Éstos evolucionan rápidamente hacia la forma de tolva (pirámide deprimida con el ápice hacia abajo) que flota por tensión superficial. La unión de estas tolvas da lugar a películas flotantes *(rafts)* que se fragmentan en placas y caen

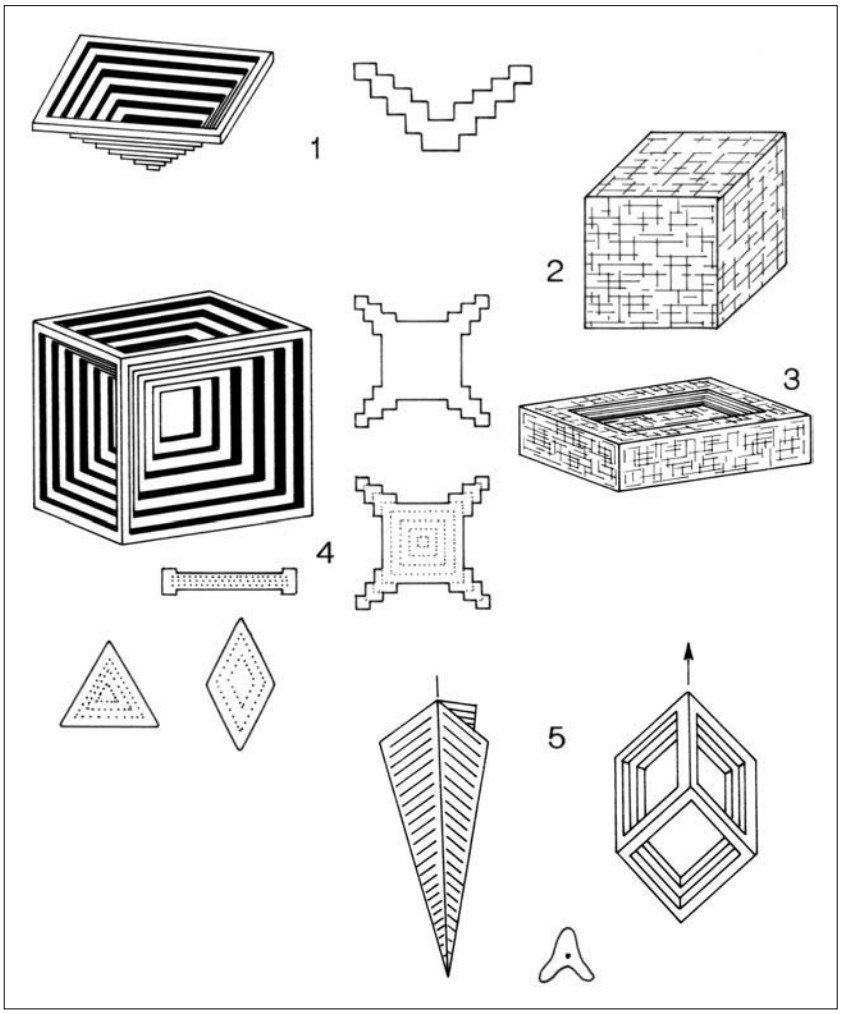


Figura 15.18. Morfologías de cristales de halita de crecimiento libre. 1: tolva (pirámide *hopper*) y sección; 2: cubo (macizo); 3: tabular *(tabular hopper);* 4: tolva cúbica y secciones; 5: tolva cúbica sobrecrecida (pirámide trihedral, cristal *chevron*) y sección.

al fondo. En el seno de las salmueras, las sobresaturaciones fuertes suelen darse en la zona de contacto entre salmueras con diferentes grados de concentración. De este modo se ha descrito el crecimiento de cristales tabulares y cúbicos, de tamaño milimétrico (Raup, 1970).

Sobre el fondo deposicional, la morfología de los cristales de halita refleja las condiciones en que se produce el sobrecrecimiento de los cristales hundidos desde la interfase aire-agua o desde el propio seno de la salmuera. Si prevalece la sobresaturación débil, las tolvas tenderán a transformarse en cubos macizos, y en caso contrario continuará el crecimiento preferente de las aristas y vértices. En este último caso, las tolvas individuales pueden desarrollarse de un modo desorientado, alcanzando el tamaño centimétrico, o bien pueden crecer orientadas del mismo modo, alcanzando cada individuo varios centímetros, incluso más de un decímetro. Estos sobrecrecimientos orientados presentan dos fábricas principales: *a*) La más corriente consiste en el desarrollo subvertical de uno de los vértices de cada tolva o cubo, generándose una estructura elongada de tres aristas, confluencia de tres caras deprimidas (pirámide *chevron*) (figura 15.18). En el caso de una orientación perfecta de tal fábrica, los cristales se elongan verticalmente de un modo normal a la cara (111) del cubo (*chevron fabric*; Wardlaw y Schwerdtner, 1966); igualmente puede generarse esta fábrica por el crecimiento subvertical de una arista paralela al fondo deposicional; *b*) También se ha citado, aunque más raramente (Arthurton, 1973; Dumas, 1988; García-Veigas *et al.*, 1994a) una fábrica de tolvas o cubos elongados subverticalmente por el desarrollo de una cara de cubo paralela a la superfice deposicional (pirámide *hopper*, *cornet-shaped fabric*). Ambas fábricas pueden ser causadas por el desarrollo a partir de placas de tolvas hundidas desde la superficie, como demostró experimentalmente Arthurton (1973), o bien por el desarrollo de cristales generados o acumulados sobre el fondo. En este último caso, el desarrollo de fábricas *chevron* parece responder (Shearman, 1970) a una selección por el crecimiento competitivo entre una población de cristales desorientados (figura 15.19). En algunas formaciones antiguas se observa una alternancia entre esta fábrica orientada *(chevrons)* y otra integrada por cristales desorientados y no elongados *(hoppers)*.

En el seno de un sedimento encajante, las condiciones de fuerte sobresaturación dan lugar al crecimiento de cristales cúbicos esqueléticos o dendríticos, a veces aparentemente deformados por su adaptación a planos de mayor permeabilidad (estratificación, fisuración, etc.). En

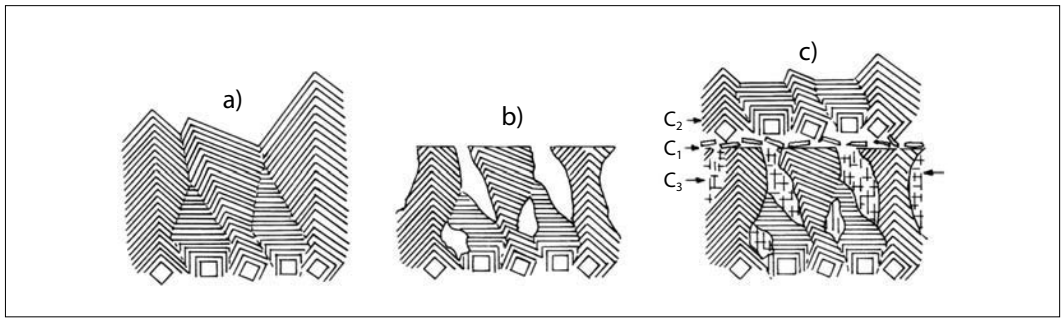


Figura 15.19. Secuencia deposicional-diagenética de la Salina Ometepec (Baja California). Esta salina ocupa una posición supramareal y experimenta la siguiente secuencia idealizada de eventos: Inundación marina sobre la capa de halita *chevron* de la fase *brine pool* anterior a), la cual es parcialmente disuelta b). Al ir concentrándose este agua precipita un horizonte de yeso (C_1) y luego una nueva capa de halita *chevron* (C_2) que fosiliza a la anterior, respetando sus cavidades de disolución. Al completarse el ciclo con desecación total (fase *salt pan*) la salmuera ha caído a posición intersticial y continúa concentrándose por evaporación capilar, precipitando finalmente halita transparente (*clear halite*) en las cavidades como un cemento (C_3) (adaptado de Shearman, 1970, figura 5).

ocasiones sólo se les registra como pseudomorfos en calcita, dolomita, yeso o sílice (Llewellyn, 1968; Handford y Moore, 1976). Pero otras veces el crecimiento intersticial de los cristales de halita es lento, alcanzando formas cúbicas de gran tamaño (orden del cm al dm) y transparencia, que suelen desplazar mecánicamente al encajante *(displacive halite*, *halite fénoblastique*, *muddy halite)*. Entre otros autores, Handford (1982) propuso mecanismos diagenéticos sinsedimentarios para explicar esta halita *(chaotic mud-halite)* a partir de la disolución de halita primaria *(chevron)*. Las facies halíticas intersticiales son ampliamente conocidas en las formaciones antiguas, situándose con frecuencia en las «arcillas salíferas», es decir, en el tránsito entre las lutitas marginales y las capas salinas de las cuencas. Pero en las formaciones de origen muy somero, estas facies pueden ocupar también el centro de las cuencas, con potencias de varios cientos de metros, implicando así exposicione subaéreas y la recristalización sinsedimentaria de la halita (Moretto, 1987; Dumas, 1988).

Facies oolíticas y pisolíticas de halita (haloolitos) han sido descritas en varios ambientes someros (Weiler *et al.*, 1974; Castanier *et al.*, 1992; Tekin *et al.*, 2007).

Inclusiones fluidas: halita transparente-halita translúcida

Bajo condiciones de fuerte sobresaturación, la halita tiende a retener inclusiones de la salmuera y tanto los cristales *hopper* como los de las fábricas de desarrollo subvertical *(chevron)* suelen estar cuajados de dichas inclusiones. Al microscopio éstas se muestran como una zonación de crecimiento de las caras del cubo. En detalle, las inclusiones se alojan en huecos cúbicos (cristales negativos) de la masa salina. En ellos puede reconocerse frecuentemente inclusiones bifásicas (burbuja de aire-salmuera; cristal-salmuera) y más raramente trifásicas (cristal-salmuera-aire). Otras veces la halita presenta inclusiones de hidrocarburos. La medición directa de la salinidad en una inclusión fluida primaria informa del quimismo de la salmuera original.

La apariencia *de visu* de los cristales de sal con inclusiones es característica: son translúcidos y blanquecinos («lechosos», *cloudy*). Raramente las inclusiones abarcan la totalidad del cristal, sino que más bien se limitan a determinadas áreas. Así, un cubo de halita puede tener translúcido el núcleo, ya sea en forma cuadrada o tabular (*hoppers* tabulares), o bien sólo una parte periférica, o bien las diagonales, etc. (figura 15.18). En el caso de las fábricas orientadas, las inclusiones se manifiestan por la estructura interna zonada *(chevron)* de los cristales sobrecrecidos.

Muchos cristales halíticos que precipitan en la actualidad tienen, en efecto, una parte opaca y otra transparente. Este mismo hecho se reconoce en las formaciones salinas antiguas: un núcleo de inclusiones y una zona externa transparente. Con frecuencia la zona externa transparente de estos cristales se ha generado por simple sobrecrecimiento sintaxial de los núcleos con inclusiones, llegando a cementar totalmente la roca halítica. Este proceso, ocurrido en el fondo sedimentario o en el enterramiento inicial, está favorecido por la alta porosidad que presentan originalmente los depósitos halíticos.

En muchas rocas salinas antiguas que se generaron en ambientes someros, la observación al microscopio indica que algunas áreas transparentes no son originales, sino que proceden de la recristalización o del relleno, vía disolución-reprecipitación, de los cristales originales. Estas áreas transparentes secundarias nos informan, pues, de los mecanismos diagenéticos que han afectado a los depósitos halíticos. El contenido en Br de las generaciones de halita transparente secundaria suele ser diferente del que presenta la sal primaria, y con frecuencia es superior (Wardlaw y Schwerdtner, 1966). El caso ofrecido por Shearman (1970) en la Salina Ometepec (Baja California) es muy ilustrativo a este respecto, al combinarse en un ejemplo actual un mecanismo cíclico sedimentario-diagenético, que puede ser interpretado mediante la observación conjunta de los hábitos cristalinos y la presencia de inclusiones (figura 15.19). Lowenstein y Hardie (1985) han ofrecido criterios texturales y secuenciales para distinguir las formaciones halíticas someras del tipo *salt-pan*.

Rocas salinas. Halita bandeada

En algunas formaciones halíticas generadas en ambientes profundos se desarrolla una alternancia distintiva entre bandas de halita transparente y bandas de halita de inclusiones (figura 15.20b). Las primeras suelen tener el tamaño cristalino mayor que las segundas, lo que sugiere una cristalización lenta sobre el fondo. El contenido en Br puede separar igualmente los horizontes de inclusiones respecto de los transparentes. Czapowski (1983, 1987) ha mostrado un ejemplo de halita bandeada integrada por grandes cubos transparentes de disposición paralela a la estratificación, que presumiblemente se han desarrollado por crecimiento lento en el fondo de la cuenca del Zechstein 1 (figura 15.20). Pueyo (1975) y Nurmi y Friedman (1977) consideraron este hábito de la sal como de crecimiento en el fondo de cuenca, siguiendo a Dellwig (1955).

La mayoría de formaciones halíticas antiguas se caracterizan por ser muy puras (hasta más del 95% en NaCl) y mostrar un bandeamiento o ciclicidad del orden centimétrico o decimétrico, que viene dado por la interacción de un horizonte o nivel de insolubles que delimita las bandas propiamente halíticas. Estas últimas suelen estar compuestas por cristales de halita acompañados sólo por cantidades muy pequeñas de sulfatos, en general como cristales inframilimétricos de anhidrita y polihalita. Los cristales de halita son relativamente homométricos, desde <1 mm hasta 1 cm, aunque ocasionalmente muestran cierta granoclasificación (figura 15.20b). Estos cristales pueden ser transparentes o presentar áreas con inclusiones. Las bandas halíticas dominantemente transparentes son denominadas *clear halite* y las integradas dominantemente por halita de inclusiones *cloudy halite*. Es frecuente que en un mismo ciclo se sucedan en la vertical dos tipos texturales halíticos, es decir, sal transparente y algún tipo de sal translúcida (con *hoppers* o *chevrons*). La coloración de las bandas halíticas es muy poco variada, tendiendo en general a incolora o débilmente grisácea, aunque en el caso de encajante lutítico rojo se tiende a esa tonalidad.

A pequeña escala, la ciclicidad en las rocas salinas viene dada por la acumulación en el nivel de insolubles de arcillas y sulfatos, y en mucha menor proporción también de carbonatos y materia orgánica (figura 15.20a). Este nivel puede presentarse como un horizonte bien de-

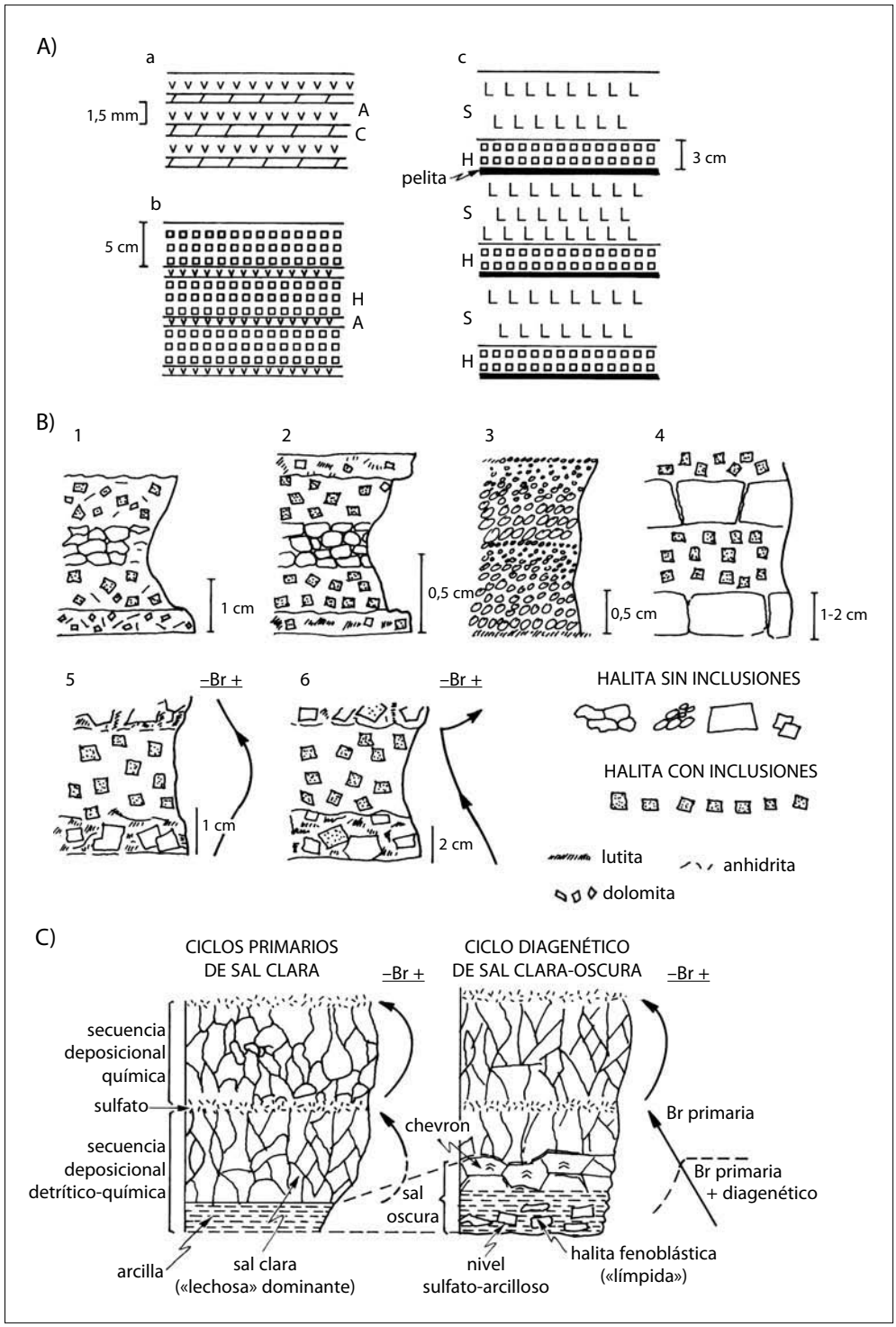


Figura 15.20. Algunos ciclos típicos de las formaciones evaporíticas. A) (a) Fm. Castile (Delaware Basin, Pérmico, Estados Unidos). Grosores normales de ciclo: 0,5 a 3 mm. A: anhidrita, en láminas de 0,2 a 7 mm, promediando 1,6 mm. C: calcita bituminosa, en láminas de promedio inferior a 0,8 mm. (b) ciclos *Jahresringe* (*Ältares Steinsalz*, Zechstein 2, ciclo Stassfurt, Pérmico superior alemán), con un grosor de entre 3 y 15 cm. H: halita; A: anhidrita. (c) Ciclos de silvinita (cuenca potásica Catalana, Eoceno superior; según Pueyo, 1975). S: silvita; H: halita. B) Ciclos halíticos primarios y diagenéticos: 1 y 2: ciclos de la sal entre las capas de carnalita del Miembro salífero superior (sales de techo) de la cuenca potásica Navarra del Eoceno superior (según Rosell, 1983); 3: ciclo de la sal entre las capas de silvinita, en la cuenca potásica Catalana del Eoceno superior (según Pueyo, 1975); 4: ciclo halítico del Zechstein 1 de Polonia (Pérmico superior) (según Czapowski, 1987); 5: ciclo halítico del Miembro salino inferior (sal vieja) de la cuenca potásica Catalana del Eoceno superior, en el sondeo de Puigreig (según Busquets *et al.*, 1985); 6: ciclo salino diagenético del Keuper Inferior de Lorena (según Geisler-Cussey, 1985). C) Ciclos de niveles salíferos del Keuper Inferior de Lorena, y trazo de sus halosecuencias basadas en los contenidos en Br (adaptado de Geisler-Cussey, 1985, fig. 67): izquierda: ciclo primario de sal «clara», secuencia química simétrica respecto al Br, cuyos contenidos oscilan entre 70 y 120 ppm. La sal clara se compone dominantemente de halita de inclusiones («lechosa»); el nivel arcilloso basal apenas contiene halita intersticial; derecha: ciclo primario-diagenético, con un nivel detrítico-químico y Br-decreciente más desarrollado en la base. Este nivel se genera porque, tras la deposición del ciclo completo, cristaliza la halita oscura (fenoblástica) intersticialmente en diagénesis inicial, a partir de salmueras enriquecidas en Br, resultando un nivel arcilloso (detrítico) rico en sulfato y halita diagenéticos. Los contenidos en Br de esta sal oscura oscilan entre 120 y 200 ppm. Este ciclo es una representación más completa del anterior B6.

finido entre la sal, del orden del mm o del cm de grosor, o como un horizonte discontinuo y difuso. Suele haber dos tipos principales de niveles de insolubles: *a*) Nivel de insolubles dominantemente sulfatado. Bajo el término *Jahresringe* se designó en Alemania las formaciones halíticas del Zechstein que presentan una ciclicidad perfecta entre banda halítica y nivel anhidrítico de insolubles, este último muy plano-paralelo y de sólo algunos mm de grosor. La disposición se atribuyó a ciclos anuales (Richter-Bernburg, 1955). Muchas otras formaciones halíticas presentan este tipo de bandeamiento, cuyo grosor de ciclo es compatible con el de la deposición estival en muchos ambientes halíticos actuales (entre 5 y 15 cm) (figura 15.20b). Otro caso particular de nivel de insolubles lo constituyen aquellas formaciones halíticas que presentan nódulos subesféricos de anhidrita del tamaño del mm o del cm, ligados al nivel de insolubles arcillosos más o menos halítico (Ortí y Pueyo, 1977, figura 29); *b*) Nivel de insolubles dominantemente lutítico. Éste puede contener los sulfatos, ya sea mezclados íntimamente entre el sedimento fino siliciclástico o bien segregados sensiblemente en láminas. La halita puede también desarrollarse en el seno del nivel de insolubles, pudiendo entonces ser similar a la de la banda halítica o bien presentar ciertas diferencias: mayor talla y transparencia, así como mayor idiomorfismo (como grandes cubos, en general). Esta «banda halítica de insolubles» suele mostrar la tonalidad correspondiente a las arcillas que contiene, y por eso en ocasiones se le ha designado en la literatura como «sal gris» o «sal oscura». Es frecuente observar que esta sal cúbica corta o desplaza a las laminaciones, siendo de crecimiento diagenético (halita «desplazante» o fenoblástica).

Desde el punto de vista de los contenidos en Br puede citarse dos casos (figura 15.20b, c): 1) el contenido en la banda halítica de insolubles es sistemáticamente inferior que en la banda halítica, y 2) es sistemáticamente mayor. El primer caso ilustra la dilución relativa de la salmuera halítica con la entrada de detríticos finos, con esporádicas reprecipitaciones, siendo el caso de la «sal gris» de la cuenca potásica catalana del Eoceno en los sondeos implantados fuera de la zona potásica. El segundo caso indica una historia de diagénesis temprana más compleja ligada a cada ciclo, con una cristalización, entre los insolubles, de sal enriquecida en Br por la disolución previa de parte de la banda halítica. La figura 15.21 ofrece dos ejemplos de las facies halíticas (halita *chevron* y halita cúbica transparente), según la profundidad de cristalización.

Capas halíticas con niveles potásico-magnésicos

A altas concentraciones de las salmueras (>350 g/l) la halita precipita actualmente en las salinas marítimas de evaporación, aunque de un modo ya muy limitado, como cubos de algunos mm, ya sea macizos o con caras algo deprimidas, pero no con morfologías de tolva (*hoppers*) ni de cubos esqueléticos. Por otro lado, la sal que acompaña a los niveles potásicos en las formaciones antiguas, dando capas cíclicas, suele tener igualmente hábito cúbico, tamaño milimétrico o inferior, y ser más o menos homométrica y desorientada; granoclasificaciones directas o inversas están también presentes. Pueyo y San Miguel (1974) y Rosell y Ortí (1981-1982) dieron detalles petrográficos de esta sal en la cuenca potásica Surpirenaica del Eoceno. Los ciclos de los depósitos potásicos, en general, pueden llegar a ser muy perfectos, como ocurre con los de silvinita de las cubetas potásicas surpirenaicas (figura 15.20). La figura 15.21a ofrece un caso de interpretación somera de los depósitos potásicos. Una distribución general de facies evaporíticas en un esquema de margen somero-cuenca profunda se ofrece en la figura 15.22.

Halita recristalizada tectónicamente

En las formaciones halíticas tectonizadas es frecuente encontrar auténticas brechas de sal y de niveles de insolubles. En general, la sal está recristalizada, habiendo aumentado de tamaño cristalino y habiendo perdido sus núcleos o áreas zonadas de inclusiones fluidas. Estos

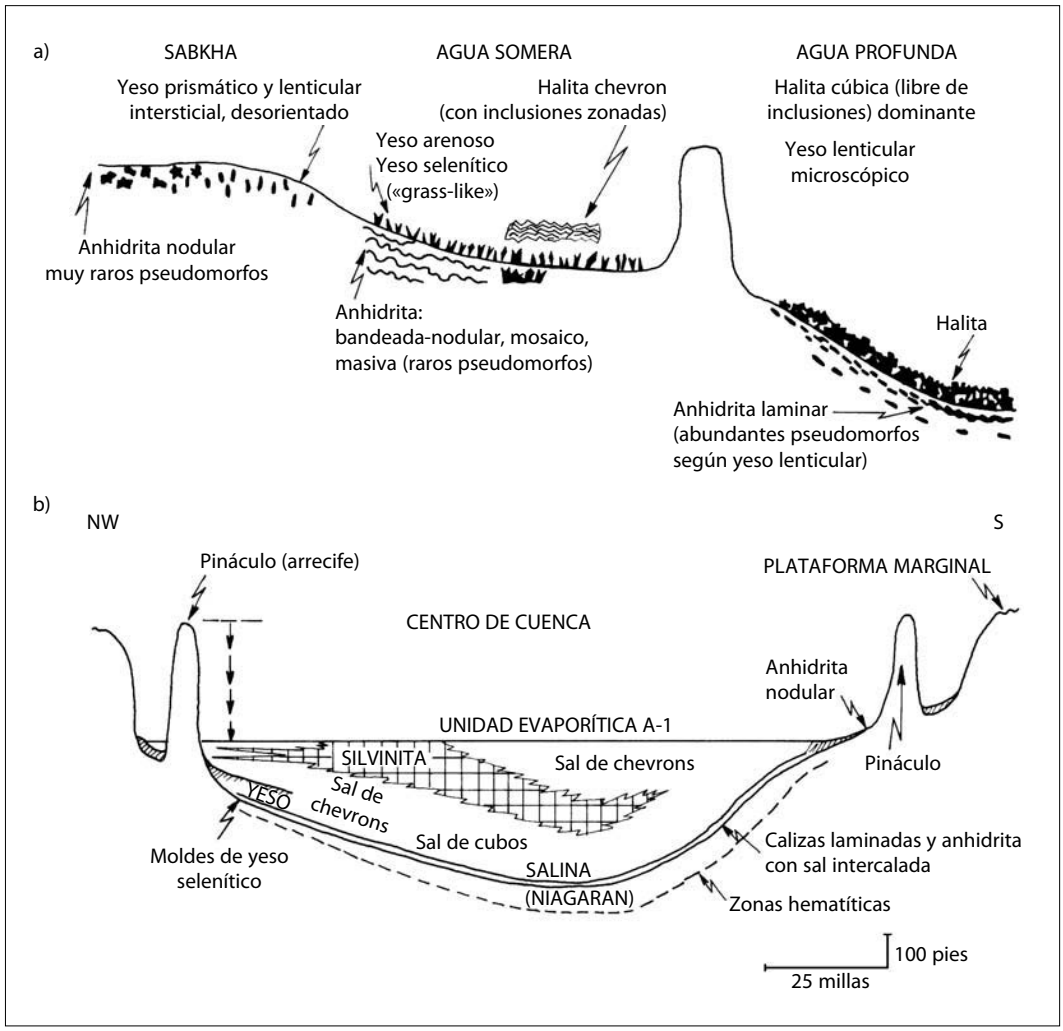


Figura 15.21. Ejemplos interpretativos de sedimentación de facies de cloruros en la cuenca evaporítica de Michigan, Grupo Salina (Silúrico superior). a) corte idealizado de la parte NW de la cuenca durante la deposición de la mitad inferior de la unidad evaporítica A-1, antes de la desecación casi total y precipitación de silvinita. Facies deposicionales y diagenéticas; b) Corte N-S de la unidad evaporítica A-1 en su estadio final (adaptado de Nurmi y Friedman, 1977, figuras 15 y 16).

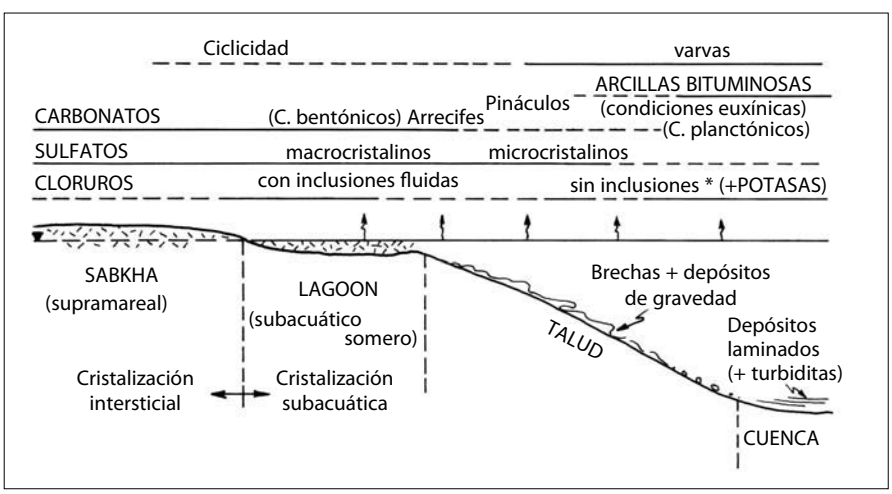


Figura 15.22. Esquema, sin escala, de los diferentes ambientes de una cuenca evaporítica marina, con algunas indicaciones sobre el carácter de los precipitados (intersticiales o subacuáticos) y otros sedimentos evaporíticos, y del reparto de litologías (arcillas bituminosas, carbonatos, sulfatos, cloruros); (*): cristales de cloruros que pueden ser transparentes y haber crecido directamente sobre el fondo.

efectos son muy característicos en los diapiros y en las muestras de sondeos de la sal triásica de la Península Ibérica (Ortí *et al.*, 1996), así como en la «sal vieja» de la cuenca potásica catalana del Eoceno (Pueyo, 1975).

Halita clástica

Aunque con mucha menor frecuencia que en los sulfatos, en los cloruros de las grandes formaciones salinas antiguas son conocidos depósitos de transporte en masa. Slaczka y Kolasa (1985) han ilustrado abanicos submarinos compuestos casi íntegramente por depósitos halíticos en el Badeniense (Mioceno medio) del borde S de la cuenca de antepaís carpático.

Litofacies de glauberita

Las litofacies que presenta este mineral, muy frecuente en los Terciarios lacustres de la Península Ibérica, son comparables a las del conjunto que ofrecen el yeso primario y la anhidrita. Por un lado, la glauberita presenta litofacies cristalinas de precipitación tanto subacuosa (laminadas, bandadas) como intersticial (*muddy,* caóticas). Algunas láminas incluso muestran gradación de origen químico en el tamaño cristalino. Por otro lado, presenta litofacies nodulares y enterolíticas similares a las de la anhidrita; en particular son muy frecuentes las litofacies contorsionadas. Visiones generales de estas litofacies y de las microestructruas de la glauberita han sido ofrecidas en diversos trabajos (Ortí *et al.*, 1979; García del Cura *et al.*, 1979; Ortí y Rosell, 1997; Ortí *et al.*, 2002; Salvany *et al.*, 2007). Una discusión de los posibles orígenes (diagenético *vs* primario) de la glauberita puede encontrarse en Ortí (2000).

Litofacies y ciclicidad

La ciclicidad es, como se ha visto, una característica de las facies evaporíticas, registrándose los ritmos o ciclos a diferentes escalas de grosor: microciclos (orden del mm), ciclos (orden del cm o de pocos dm), submacrociclos (orden del m al Dm) y macrociclos (orden del Dm al Hm), estos últimos expresando la idea de megasecuencia, megaciclo, ciclotema o gran ciclo evaporítico. Así, la secuencia evaporítica de la cuenca potásica catalana del Eoceno responde a un solo macrociclo, de hasta casi 300 m de potencia, mientras que la del Zechstein europeo presenta cuatro o cinco macrociclos, algunos con submacrociclos. Los macrociclos pueden equivaler, en primera aproximación, a las secuencias de tercer orden.

En algunos ciclos, y aún dentro de una misma litología evaporítica, es posible conocer la evolución de las salmueras basándose en criterios geoquímicos o de litofacies y texturas. El término «halosecuencia» puede usarse, en el sentido de «ciclo salino», para ilustrar la evolución en la vertical de las salmueras originales y su concentración respecto a la salinidad marina normal, independientemente de si ello queda o no reflejado mediante la precipitación de una nueva fase sólida. Perfiles Br-crecientes y Br-decrecientes en la halita, o bien Sr-crecientes y Sr-decrecientes en los yesos primarios, ambos en formaciones marinas, informan sobre la presencia de halosecuencias positivas (hacia concentraciones progresivas) o negativas (hacia diluciones).

Los ciclos evaporíticos pueden ser simétricos o asimétricos. Los simétricos están representados en muchas formaciones marinas (carbonatos-sulfatos-cloruros-sulfatos-carbonatos) e indican, en general, una progresiva depresión (y concentración) en la lámina de agua por evaporación, seguida de una recuperación (y dilución). Los ciclos asimétricos son más frecuentes e implican, también por lo general, una evolución desde un cuerpo de agua con salinidad normal, o dilución en la base, hasta un cuerpo altamente hipersalino al techo, que suele ter-

minar con una discordancia. Esta es la idea de la halosecuencia creciente (positiva), que acaba con exposición subaérea y horizonte de disolución, y que responde, por ejemplo, al relleno de una salina costera que ha evolucionado a partir de un *lagoon* en fase regresiva. En el caso de los complejos de *playa-lake* (ver sección última), la halosecuencia positiva responde al ciclo de inundación extensiva (fase lago)-desecación (fase final de playa). Se trata, en general, de secuencias de somerización *(shallowing)* que acaban con encostramiento salino y que son la expresión de una situación regresiva.

DIAGÉNESIS (YESO, DOLOMITA, SÍLICE, AZUFRE). METAEVAPORITAS

Yeso secundario

Una gran cantidad de formaciones yesíferas aflorantes en la superficie terrestre proceden del reemplazamiento *in situ*, por hidratación, de formaciones anhidríticas de subsuperficie. La hidratación de la roca anhidrítica se inicia a través de los planos de mayor permeabilidad (estratificación, fisuración y fracturación, superficies de nódulos, etc.) y progresa hacia el interior de la roca anhidrítica. Esta hidratación puede ocurrir en una sola fase o en estadios sucesivos, y suele estar controlada por los niveles freáticos regionales. Se desarrollan de esta manera varios sistemas de hidratación: *a*) «por venas», que atraviesan la roca anhidrítica en todas direcciones; *b*) «concéntricos», al avanzar las generaciones de hidratación de un modo centrípeto y progresivo hacia el interior de las masas anhidríticas más impermeables, y *c*) «masivos», en los que el yeso avanza como un frente, sin dejar estructuras de su paso a través de la roca anhidrítica.

Aparentemente las texturas del yeso secundario son relativamente sencillas, pero observadas en detalle se tornan sumamente complejas (West, 1964; Holliday, 1970; Shearman *et al.*, 1972; Mossop y Shearman, 1973; Ortí, 1977). Puede distinguirse tres variedades texturales principales de yeso secundario: porfiroblástica, alabastrina y megacristalina (Ortí, 1977). En ellas los cristales prácticamente nunca están maclados y suelen presentar inclusiones residuales (relictas) de anhidrita, en particular en las variedades porfiroblástica y megacristalina. Las tres variedades presentan todos los tránsitos texturales posibles entre sí.

Un aspecto importante de la hidratación de la anhidrita en las diferentes variedades de yeso secundario citadas es que el proceso geológico ocurre sin modificación alguna de las litofacies, dejando intactos todos sus detalles. Numerosos ejemplos de campo y sondeo (preservación perfecta de laminaciones, de pseudomorfos, de micronódulos, etc.) corroboran este hecho e indican que el proceso suele operar de un modo isovolumétrico (Mossop y Shearman, 1973), es decir, sin hinchamientos ni deformaciones de la roca, expulsándose en solución el exceso de sulfato cálcico generado. La figura 15.23a muestra una síntesis petrográfica de las observaciones realizadas en los sondeos del Trías del Baix Ebre (Ortí y Bayó, 1977): nótese el cambio con la profundidad de las variedades porfiroblásticas y alabastrinas del yeso secundario.

La existencia de un ciclo geológico del sulfato cálcico, con yeso primario en la fase deposicional, anhidrita en la de subsidencia y enterramiento profundo, y yeso secundario en la de exhumación final, es conocida desde antiguo. Murray (1964) ofreció una primera síntesis del proceso, de gran interés petrográfico. La temperatura, presión de confinamiento y salinidad de las aguas intersticiales y de percolación son los factores que controlan la transformación. Sin embargo, todo un ciclo similar puede ocurrir ya cerca de la superficie en fase diagenética temprana (en el ambiente *sabkha*). Algunos ejemplos de la relación entre la anhidrita/yeso secundario y la anhidrita/yeso primario se ofrecen en la figura 15.23b, c, d.

Cabe finalmente insistir en que, en las formaciones del Terciario continental ibérico, se desarrolla en superficie un tipo particular de yeso secundario que procede del reemplazamiento (disolución incongruente) de la glauberita. Además de las texturas cristalinas antes citadas,

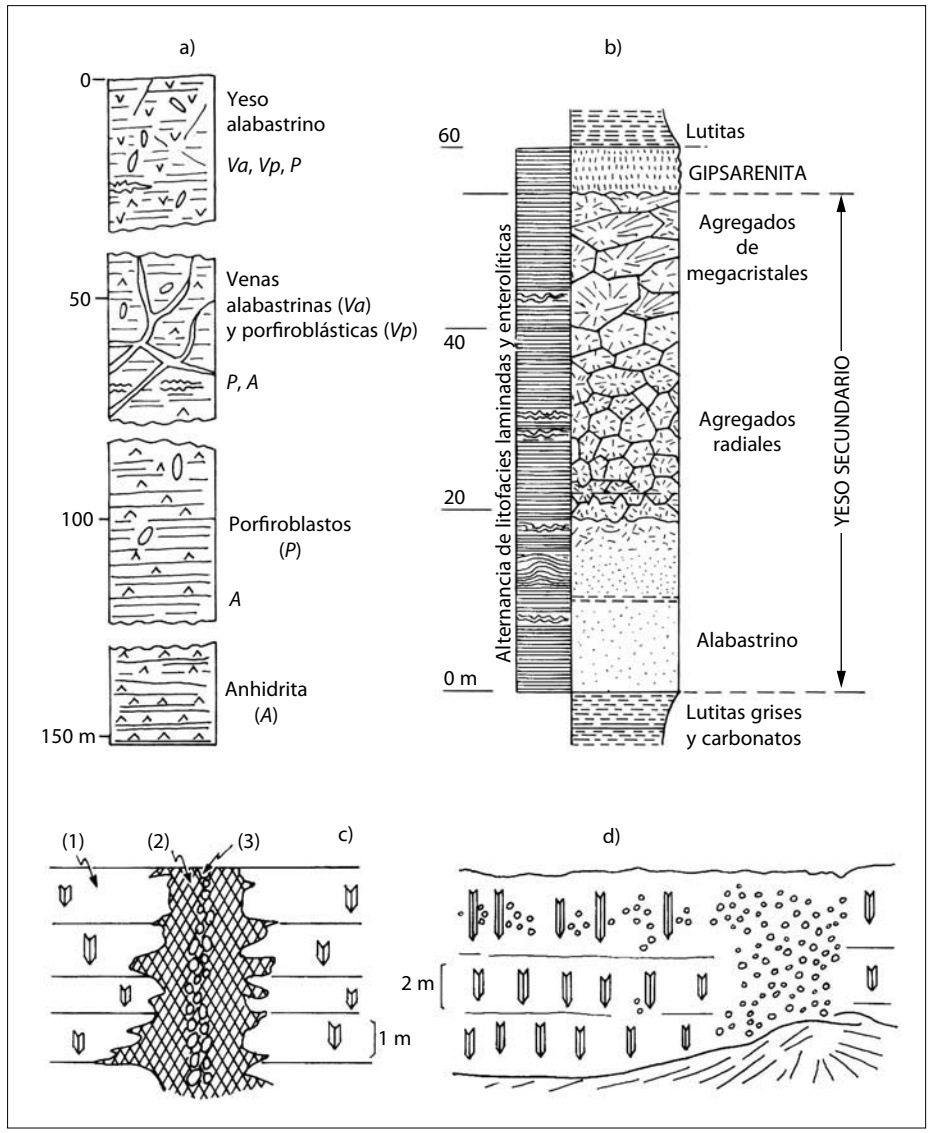


Figura 15.23. Relaciones entre yeso secundario-anhidrita, y entre yeso secundario-yeso primario: a) columna representativa del modo de ir apareciendo el yeso secundario hacia la superficie en los sondeos del Triásico del Baix Ebre (Ortí y Bayó, 1977). A mayor profundidad se ve aparecer entre la anhidrita los porfiroblastos en primer lugar; superiormente aparecen las venas porfiroblásticas y las alabastrina; finalmente el yeso alabastrino domina cerca ya de la superficie. La zona más superficial muestra conjuntamente todos estos componentes texturales de hidratación; b) sucesión del Mioceno de Vilobí del Penedés (Barcelona). La discontinuidad separa un techo de yeso primario (gipsarenita química) de toda una columna inferior de yeso secundario, el cual exhibe diferentes variedades texturales en la vertical. La historia diagenética de esta columna inferior de yeso secundario, que muestra un ciclo del sulfato cálcico completo, es anterior a la deposición de la gipsarenita, que no ha sido afectada por anhidritización de enterramiento; c) sucesión evaporítica paleógena de la cuenca de Carpentras (Vaucluse, SE de Francia) (esquema basado en Truc, 1983). El yeso primario selenítico (1) está interrumpido verticalmente por columnas de yeso megacristalino secundario (2) que afectan de diferentes modos al yeso primario. En ocasiones, el eje central de la columna está ocupado por grandes nódulos de yeso alabastrino secundario (3); d) sucesión messiniense de San Miguel de Salinas (Alicante). Disposición estratiforme y vertical de nódulos alabastrinos y megacristalinos, que reemplazan al yeso selenítico primario (basado en Ortí y Shearman, 1977, fig. 34).

este yeso secundario presenta otras propias (y aparentemente exclusivas) que pueden ser usadas como diagnóstico de provenencia glauberítica (Ortí *et al.*, 1995, 2003; Ortí, 2000).

Dolomitización en ambientes evaporíticos

La dolomita es un mineral muy común en los ambientes y formaciones evaporíticos, siendo considerado como «típicamente evaporítico» por algunos autores. En algunos ambientes actuales se encuentran dolomitas modernas de origen diagenético temprano, pero son poco importantes y presentan una distribución irregular. Es mucho más frecuente la presencia de dolomita en las formaciones antiguas, como unidades litoestratigráficas muy potentes (dolomías), con texturas cristalinas diagenéticas tardías. De entre los numerosos modelos de dolomitización propuestos en la literatura, sólo unos pocos, aquéllos basados en el «reflujo de salmueras», tienen una clara relación con ambientes evaporíticos marinos (Warren, 1989).

En las *sabkhas* de Abu Dhabi (golfo Pérsico) existe dolomita como mineral diagenético, aunque ocupa una posición muy superficial. Ésta ocurre en el seno de los sedimentos supra e

intermareales y en mucha menor cantidad en los submareales (Illing *et al.*, 1965), pero está ausente en los sedimentos de *lagoon* y en el seno de los tapices microbianos vivientes. La dolomita, con tamaños cristalinos de unas pocas micras (1-5 μm), se genera por debajo de la superficie de la *sabkha* progradante, en horizontes de distribución irregular y de potencia inferior a 1 m, en general, y hasta profundidades de 2 a 3 m. Esta dolomita es estequiométricamente pobre y reemplaza al aragonito, y quizá también a la calcita magnesiana.

La dolomita de estas *sabkhas* se genera a lo largo de las áreas de máximo reflujo de la salmuera densa hacia el mar, es decir, paralelamente a la linea de costa, en la proximidad a los canales mareales y cerca de las islas-tómbolo (figura 15.24). El mecanismo de reflujo de la *sabkha* (Patterson y Kinsman, 1982) implica estos pasos: 1) el agua marina del *lagoon* inunda la llanura de la *sabkha* durante las tormentas y mareas excepcionales; 2) este agua se concentra por evaporación, precipitando aragonito; seguidamente se hunde en el sedimento; finalmente, y a partir de esta solución, la evaporación capilar induce la precipitación de yeso/anhidrita; 3) la salmuera densa intersticial, que queda con una alta relación Mg/Ca, realiza un reflujo subterráneo hacia la costa, dolomitizando el fango aragonítico.

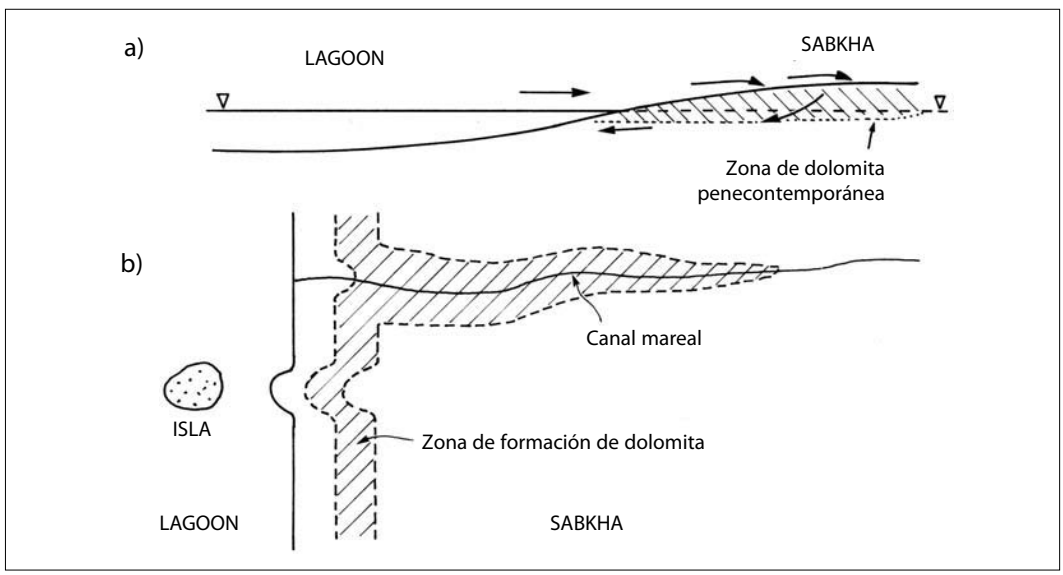


Figura 15.24 Esquema de las zonas de formación de dolomita en la *sabkha* holocena de Abu Dhabi, golfo Pérsico: *sabkha* a) y canales mareales b). Adaptado de Patterson y Kinsman, 1982.

Ello no obstante, Hsü y Schneider (1973) propusieron un mecanismo de reflujo subterráneo inverso, desde la costa hacia el interior de la *sabkha,* guiado por el «bombeo evaporítico» en la misma. Warren (1989) ha expresado una opinión contraria a este mecanismo, que es compartida por otros muchos autores. McKenzie *et al.* (1980) indicaron la complejidad del funcionamiento hidrológico de la *sabkha,* en la que pueden distinguirse en detalle varios acuíferos y acuitardos independientes entre sí.

El mecanismo de dolomitización por reflujo de salmueras *(brine reflux)* conocido en las plataformas marinas antiguas es similar al descrito para la *sabkha,* pero a escala mucho mayor. Se aplica para explicar la formación de extensas unidades dolomíticas secundarias, que muestran una clara relación con las evaporitas de plataforma. Inicialmente el mecanismo fue propuesto por Adams y Rhodes (1960) bajo el término *seepage reflux* en la cuenca pérmica de West Texas (Estados Unidos), estando basado: 1) en el desplazamiento de las aguas intersticiales de los sedimentos carbonatados permeables del *lagoon* por las salmueras densas post-sulfatadas de la plataforma, y 2) en la alta relación Mg/Ca de estas últimas (figura 15.25a).

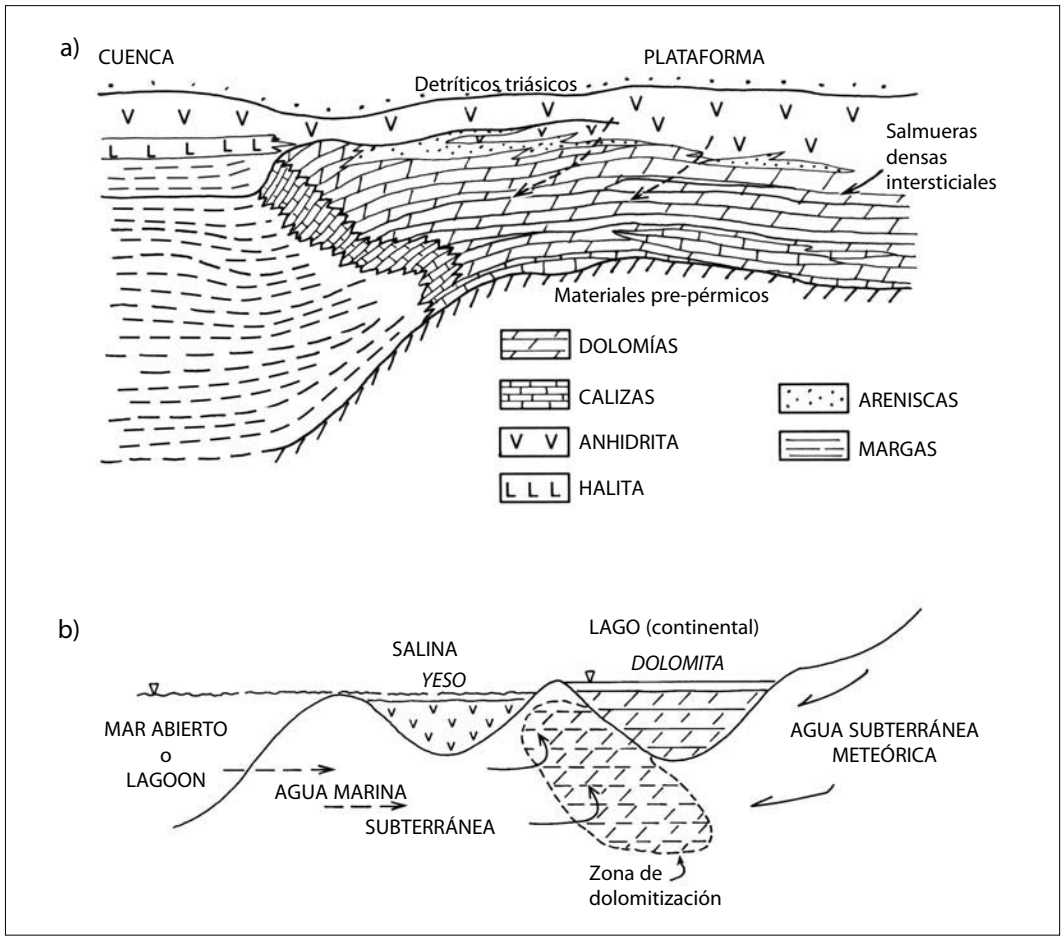


Figura 15.25. a) Esquema, sin escala, de dolomitización por reflujo de salmueras en plataformas antiguas, correspondiente al caso de las dolomías pérmicas de West Texas (simplificado de Adams y Rhodes, 1960, figura 4). b) Esquema del ambiente evaporítico de transición en el área Coorong (South Australia) con dolomitización a partir de aguas continentales y de mezcla marino-continental (adaptado de Warren, 1989, figura 5.3-C).

Los intentos de encontrar ambientes actuales en los que este mecanismo sea operativo han obtenido pobres resultados, tanto en el lago Pekelmeer (Isla Bonaire, Caribe: Deffeyes *et al.*, 1965; Lucia, 1968; Sibley, 1980), como en Fuerteventura (Islas Canarias: Müller y Teitz, 1971), y en la costa de San Andrés (Kocurko, 1979). En todos estos ambientes los reflujos actuales, cuando operan, lo hacen a muy pequeña escala y a lo largo de una línea de costa. La imposibilidad de explicar con el actualismo los numerosos e innegables casos geológicos de reflujo de salmueras dolomitizantes en los carbonatos de plataforma antiguos no parece invalidar el mecanismo en sí mismo: el problema puede ser simplemente de escala. Warren (1989) ha insistido en que la importante carga hidráulica necesaria para hacer circular salmueras a lo largo de tales plataformas pudo obtenerse gracias a su gran extensión, a los enormes volúmenes de salmueras densas generadas y a la frecuencia de las oscilaciones marinas que condicionarían el drenaje subterráneo de aquéllas hacia mar abierto.

La intervención de procesos evaporíticos en otros modelos de dolomitización marina es menos importante, o cuanto menos, más discutible. En el caso de la dolomita del área Coorong, Warren (1989, 1991) ha mostrado claramente el origen continental del agua de alimentación en estos lagos. Este autor también ha insistido en el contexto evaporítico de esta importante ocurrencia de dolomita («dolomita evaporativa»), con la presencia de lagos yesíferos de agua marina inmediatamente adyacentes a los lagos dolomíticos referidos. Esta dolomita

parece haberse formado por la evaporación de aguas continentales subterráneas, ricas en Mg, conducidas a subsuperficie al resbalar sobre una cuña de agua marina densa que ocupa una posición intersticial (figura 15.25b).

Los modelos de dolomitización por sulfato-reducción bacterial consideran que el proceso está controlado por el nivel de SO_4 en la solución, más que por la razón Mg/Ca. Este hecho está de acuerdo con la interpretación de Baker y Kastner (1981), según la cual niveles altos de sulfato, como los encontrados en las aguas intersticiales de los sedimentos ricos en materia orgánica que sufren sulfato-reducción bacterial, crean condiciones apropiadas para la formación de dolomita. La existencia frecuente de situaciones anóxicas con sulfato-reducción bacterial en las etapas pre-evaporíticas de muchas cuencas permite considerar a estos modelos como aptos para la aparición de cantidades muy limitadas de dolomita, que mostrarán bajos valores de $\delta^{13}C$, en general.

Los modelos de dolomitización por enterramiento profundo explican, en su forma más simple, la formación de dolomita por la migración ascendente de fluidos calientes, ricos en Mg y en materia orgánica. En general, el Mg deriva de las reacciones de las arcillas y de la deshidratación de los sedimentos arcillosos. Pero, adicionalmente, la existencia de niveles evaporíticos con sales de K-Mg (carnalita, kieserita, polihalita) susceptibles de ser disueltos supone una fuente segura de Mg apto para intervenir en el metasomatismo de carbonatos.

Sílice

La presencia de diversas formas de sílice *(chert)* reemplazando a las evaporitas, en particular a los sulfatos de calcio (yeso, anhidrita), es muy común en el registro estratigráfico (West, 1964; Arbey, 1980). Las formas de silicificación pueden ser muy variadas: nódulos, masas irregulares, cuerpos lenticulares, horizontes discontinuos, estructuras de bioturbación selectivamente preservadas, cristales euhedrales individualizados o en agregados, pseudomorfos de otros minerales (cubos de halita, lentículas de yeso), etc. Todas estas formas suelen estar constituidas por ópalo o por cuarzo, siendo este último mucho más común. Texturalmente el cuarzo se presenta como cristales de diversos tamaños y hábitos, desde microcuarzo hasta megacuarzo (> 500 μ), así como en fibras de calcedonia. De un modo sistemático, las variedades de calcedonia que acompañan a los sulfatos evaporíticos están constituidas por microfibras elongadas siguiendo el eje c del cuarzo, es decir, con elongación positiva o *length-slow* (Folk y Pittman, 1971). Estas variedades calcedónicas son principalmente la lutecita (agregados en los que las fibras se agrupan en áreas que intersectan entre sí con determinados ángulos) y la cuarcina (fibras organizadas en esferulitos perfectos). La lutecita, que es la variedad más frecuente, presenta altos contenidos (entre 20 y 75% en peso) de la forma metaestable de la sílice conocida como moganita (Heaney, 1995). En relación con los cristales de megacuarzo, que pueden presentar extinción recta u ondulante, los hábitos más corrientes son variados: cristales bipiramidados («jacintos de Compostela» del Triásico ibérico), pseudocúbicos (Milliken, 1979), en agregados petaloides o radiales (rosetas), etc. Muchos de estos megacristales contienen inclusiones relictas de anhidrita, en las que frecuentemente aún se puede observar la fábrica cristalina original.

Diversos trabajos han mostrado que todas estas formas de silicificación pueden desarrollarse tanto en diagénesis inicial como de enterramiento. En ocasiones, el proceso de silicificación interfiere con otros procesos diagenéticos, como el de dolomitización, ayudando a establecer una cronología relativa de los mismos. Otros minerales, como la celestina, pueden asociarse al proceso de silicificación de los sulfatos (Elorza y Rodríguez Lázaro, 1987; Boyce *et al.*, 1990). Igualmente, es conocido el hecho de que la sílice se presenta preferentemente en formaciones sulfatadas propias de cuerpos evaporíticos de baja concentración, faltando casi

totalmente en los cuerpos en los que los sulfatos se asocian con cloruros o, en general, con soluciones de mayor concentración (Ortí *et al.*, 1997).

Además de las formas de sílice hasta aquí mencionadas, otros silicatos pueden estar asociados a los ambientes evaporíticos. Tal es el caso de algunos silicatos sódicos, como la magadiita, $NaSi_7O_{13}(OH)_3{\cdot}3H_2O$, o la kenyaita. Estos silicatos se desarrollan actualmente y de un modo sinsedimentario en los lagos salinos alcalinos del Rift Valley del este de Africa en asociación con carbonatos alcalinos (trona, gaylussita, pirssonita) y sedimentos volcanogénicos (Eugster, 1969). Estos nódulos y capas de magadiita, no obstante, pueden alterarse y tranformarse en sílice *(chert)* en diagénesis temprana.

En los casos en que ha habido disolución de evaporitas, la presencia residual de todas estas formas de silicificación es un testimonio de gran interés paleoambiental.

Azufre nativo y productos diagenéticos asociados

Los depósitos de azufre nativo conocidos son relativamente jóvenes, perteneciendo los más antiguos al Mioceno medio. Estos yacimientos se distribuyen en dos tipos de ambientes geológicos principales: cuencas sedimentarias con hidrocarburos y zonas con volcanismo cenozoico. Los yacimientos sedimentarios son los de mayor importancia y en ellos el azufre nativo suele estar ligado a formaciones evaporíticas, además de a los propios hidrocarburos.

En la génesis de los yacimientos sedimentarios de azufre intervienen dos reacciones principales: 1) la reducción bacterial del sulfato y su transformación en ácido sulfhídrico, y 2) la posterior oxidación de este ácido en azufre.

Sulfato-reducción bacterial; productos asociados

La sulfato-reducción bacterial puede esquematizarse como:

$$SO_4^{=} + 2\,CH_2O \rightarrow 2\,HCO_3^{-} + H_2S$$

Esta reacción se produce en condiciones anaeróbicas por el metabolismo de bacterias como *Desulfovibrio* sp. o *Desulphotomaculum* sp. Se trata de una reacción exotérmica en la que las bacterias: utilizan el ión sulfato disuelto en el agua como aceptador final de electrones en los procesos de respiración celular; consumen (oxidan) la materia orgánica presente, en general, en forma de hidrocarburos (simbolizada como CH_2O en la anterior reacción); y liberan gas sulfhídrico (H_2S). Este ácido se presenta indisociado a valores de pH < 6-7, pero a valores más altos (entre 6-7 y 9) se presenta en su forma disociada SH^- ($H_2S \rightarrow H^+ + HS^-$).

Además de consumir materia orgánica sedimentaria, las bacterias sulfato-reductoras pueden consumir directamente el metano (CH_4) generado en las capas de sedimento situadas inmediatamente por debajo de los fondos anóxicos (metanogénesis bacterial) de algunos cuerpos de agua actuales, donde aquéllas operan. La mayoría de bacterias que realizan la sulfato-reducción (*Desulfovibrio desulphuricans, D. orientis*) dejan de ser activas a temperaturas superiores a 80 °C —aunque otras pueden rebasar ampliamente esta temperatura— y su crecimiento suele estar limitado a valores de pH entre 5 y 9. A su vez, las aguas con hidrocarburos dispersos y sulfato cálcico disuelto producen altos niveles de actividad sulfato-reductora. No obstante, esta actividad se reduce o neutraliza en altas concentraciones de hidrocarburos.

La sulfato-reducción bacterial se produce de un modo natural, como se ha dicho, en el fondo de muchos cuerpos de agua actuales. En presencia de abundante Fe^{++} soluble, el gas sulfhídrico liberado precipita inmediatamente como monosulfuros de Fe metastables (mackinawita, greigita, FeS amorfo) que acaban transformándose, aún en condiciones sinsedimenta-

rias, en fases más estables y menos solubles, como la pirita (FeS_2) framboidal. En tales circunstancias se pueden generar yacimientos de *sulfuros metálicos,* pero se elimina la posibilidad de acumular cantidades significativas de azufre nativo a partir del H_2S liberado.

Aunque en determinados ambientes acuosos el sulfato utilizado en la sulfato-reducción bacterial proviene directamente de los iones disueltos en los cuerpos de agua, en los depósitos antiguos que dan muestras de haber sufrido una sulfato-reducción intensa el sulfato suele provenir de la disolución previa de sedimentos o rocas de sulfato cálcico (yeso, anhidrita, glauberita). Además del sulfato, en esta disolución de la evaporita encajante se liberan abundantes iones Ca^{++}, de tal modo que puede ocurrir asociadamente una intensa precipitación de *carbonatos biogénicos* (*bioepigenéticos* o secundarios), en general calcita y aragonito, aunque también puede formarse dolomita y magnesita. Estos carbonatos utilizan el HCO_3^- previamente liberado en la reacción de sulfato-reducción:

$$Ca^{++} + 2\,HCO_3^- \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

La reacción de sulfato-reducción con precipitación asociada de carbonatos biogénicos suele escribirse como:

$$Ca^{++} + 2SO_4^= + 2CH_4 + 2H^+ \rightarrow 2H_2S + CaCO_3 + 3H_2O + CO_2$$

Estos carbonatos biogénicos reemplazan al yeso y la anhidrita de las formaciones encajantes, incluso de un modo pseudomórfico, y pueden acompañarse de celestina o estroncianita, minerales que están ligados a la liberación del Sr inicialmente presente en aquellos sulfatos. Igualmente pueden presentar una textura porosa muy característica, debido al menor volumen molar que presentan los carbonatos frente a los sulfatos. Los carbonatos biogénicos pueden formar cuerpos estratiformes o masivos —incluso de dimensiones considerables, como en los *cap-rocks* de los diapiros— que se presentan intercalados en las formaciones de sulfatos que contienen cantidades significativas de materia orgánica (diatomitas, pizarras bituminosas, hidrocarburos).

Cuando las formaciones evaporíticas encajantes presentan además carbonatos primarios preservados, suele ser difícil distinguir entre éstos y los propiamente biogénicos, debiéndose recurrir a determinaciones isotópicas (bajos valores en $\delta^{13}C$ de estos últimos) y estudios texturales para su caracterización (Pierre y Rouchy, 1988).

Oxidación del SH_2 y formación de azufre nativo; productos asociados

La segunda reacción necesaria para la formación de yacimientos de azufre nativo implica la oxidación del sulfhídrico previamente liberado en la sufato-reducción bacterial:

$$2H_2S + O_2 \rightarrow 2S^o + 2\,H_2O \text{ (a pH < 6-7)}$$

o bien:

$$HS^- + O_2 + H^+ \rightarrow S^o + H_2O \text{ (a pH entre 6-7 y 9)}$$

En esta reacción intervienen también bacterias, ahora del tipo sulfo-oxidantes (entre ellas, los thiobacilos; *Thiobacillus thioxidans*). El azufre nativo así generado suele presentarse en forma de nódulos, cuerpos lenticulares o masas microcristalinas dispersas en la roca sedimentaria encajante (sulfatos, carbonatos). Mediante estas oxidaciones, algunas bacterias sulfurosas fotosintéticas pueden incorporar glóbulos de azufre elemental en sus membranas celulares.

Para que la anterior oxidación se produzca con intensidad y origine depósitos de azufre importantes, es necesario retener previamente el sulfhídrico en el sedimento, sin que escape a la masa de agua libre o a la atmósfera. El modo y la duración en que puede haber ocurrido este almacenaje en las formaciones sedimentarias no siempre está bien comprendido. Suele admitirse que las condiciones bajo las que este sulfhídrico es finalmente oxidado residen en su puesta en contacto con aguas subterráneas de origen meteórico cargadas de O_2. Algunos autores, no obstante, admiten que en condiciones anaerobias el H_2S es oxidado a azufre elemental por un exceso de ión sulfato (Ruckmick *et al.*, 1979).

Por la anterior combinación de procesos (sulfato-reducción bacterial y oxidación del sulfhídrico) podrían haberse formado buena parte de los principales yacimientos de azufre sedimentario del Terciario. Debe tenerse en cuenta, no obstante, que el momento de producción y almacenamiento de sulfhídrico y el de su oxidación final pueden estar distanciados en el tiempo, y que en cada yacimiento se requiere un estudio particular.

Pierre y Rouchy (1988) han insistido en que una oxidación excesiva del SH_2 por las aguas meteóricas impide la acumulación del azufre nativo, llevando por el contrario a la formación de ácido sulfúrico:

$$H_2S + 2\,O_2 \rightarrow H_2SO_4$$

Una consecuencia directa de esta situación es el ataque a los carbonatos (tanto los primarios como los biogénicos) que se presentan asociados a los sulfatos, y su reemplazamiento por una generación de *sulfatos cálcicos diagenéticos*:

$$CaCO_3 + H_2SO_4 \rightarrow CaSO_4 + CO_2 + H_2O$$

Estas generaciones secundarias de sulfato (yeso, anhidrita) suelen distinguirse de los sulfatos primarios que se hayan podido preservar en la formación evaporítica encajante por sus características isotópicas (bajos valores de $\delta^{34}S$) y texturales. Generaciones de yeso de este origen han sido citadas, por ejemplo, en los Yesos de Hellín (Servant-Vildary *et al.*, 1990).

Pierre y Rouchy (1988) también indican que el ataque del ácido sulfúrico puede descomponer algunas arcillas e inducir la autigénesis de minerales del grupo de la alunita (sulfatos complejos de Al, K, Mg):

$$\text{illita} + 4H^+ + 2\,SO_4^{=} \rightarrow 3\,SiO_3 + KAl(SO_4)\cdot 2\,(OH)_6\ \text{(alunita)}$$

Por otro lado, los propios precipitados de azufre pueden ser oxidados a SO_2 por las bacterias sulfo-oxidantes, quedando destruidos los yacimientos de azufre nativo. Igualmente pueden ser transformados en yeso diagenético por la oxidación de aguas meteóricas. Estos yesos de oxidación también pueden distinguirse textural e isotópicamente de los sulfatos que puedan haberse preservado como primarios en las evaporitas encajantes (valores $\delta^{34}S$ más bajos en tales yesos diagenéticos).

Modalidades de yacimientos

Los párrafos anteriores dan idea de la complejidad de los procesos diagenéticos conducentes a la formación de los yacimientos sedimentarios de azufre nativo. Por otro lado, las reacciones y los productos diagenéticos citados pueden darse de un modo prácticamente continuo en los yacimientos, sin distinción de fases propiamente dichas.

Ruckmick *et al.* (1979) distinguen entre dos tipos principales de yacimientos sedimentarios de azufre nativo, también llamados biogenéticos por dichos autores: los biosingenéticos y los bioepigenéticos:

a) Los *yacimientos biosingenéticos* se dan en los ambientes sedimentarios actuales mediante sulfato-reducción bacterial del $SO_4^=$ a H_2S, y la posterior oxidación de éste en azufre por aguas de superficie oxigenadas. Estos yacimientos se dan en *lagoons* y otros ambientes marinos y lacustres restringidos, ya sea evaporíticos o euxínicos. Ejemplos de este tipo son los lagos Eyre, en el S de Australia, y Chekur-Koyash y Krasnovadaask, en el SE de Asia (Ivanof, 1964).

b) Los *yacimientos bioepigenéticos* suelen darse en formaciones antiguas y son los principales y mejor conocidos. Estos yacimientos presentan configuración tanto estratiforme como de *cap-rock*, teniendo orígenes y características muy similares. Ambos se forman por la reducción bacterial de rocas de yeso o anhidrita y la oxidación de los hidrocarburos en cuencas antiguas donde las formaciones evaporíticas tienen petróleo infrayacente (figura 15.26a). Un requerimiento para formar estos depósitos es la existencia al techo de una formación evaporítica de materiales impermeables selladores, como margas o arcillas, que retengan el H_2S un tiempo suficiente como para poder ser oxidado. Por el contario, si la impermeabilización no es buena y el H_2S escapa del sistema, grandes volúmenes de yeso pueden ser alterados a calcita biogénica conteniendo sólo mínimas cantidades de azufre elemental. Un ejemplo clásico de esta situación son los «castiles» de la Fm. Castile, en la cuenca Delaware de West Texas.

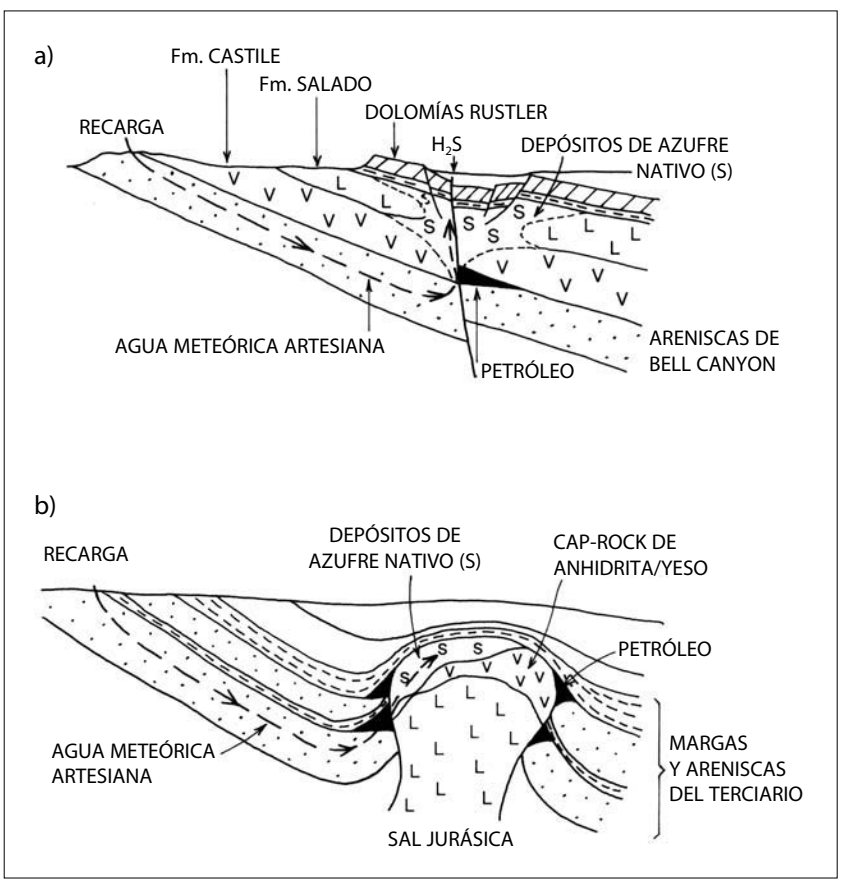


Figura 15.26. a) Esquema de yacimiento estratiforme de azufre nativo. b) Esquema de yacimiento diapírico de azufre nativo (adaptado de Ruckmick *et al*., 1979, figuras 1 y 2).

En la formación de estos yacimientos, Ruckmick *et al.* (1979) propusieron un conjunto de procesos bastante complejo, en el que intervienen polisulfuros de Ca y aparecen dos generaciones distintas de azufre nativo y de calcita biogénica. Los procesos que ocurren en primer lugar son similares a los ya citados, obteniéndose una primera generación de azufre microcristalino o coloidal y calcita densa y gris. Estos procesos son los siguientes: 1) dispersión de los hidrocarburos en aguas artesianas meteóricas, que contienen bacterias anaerobias sulfato-reductoras; 2) movimiento ascendente de estas aguas hasta la anhidrita, a través de fracturas y diaclasas; 3) hidratación de la anhidrita en yeso y disolución del mismo; 4) reducción del $SO_4^=$ a H_2S y oxidación bacterial de los hidrocarburos a CO_2, especialmente de las fracciones parafínicas, y 5) oxidación inicial del H_2S a azufre coloidal (por el exceso de $SO_4^=$ y de CO_2) y concomitante alteración del yeso *in situ* a calcita densa biogénica.

A partir de aquí, no obstante, Ruckmick *et al.* (1979) consideran la actuación de otras procesos que derivan en una segunda generación de cristales de azufre, con tamaños desde intermedios a grandes, así como de calcita blanca. Estos procesos implican: desarrollo de porosidad y permeabilidad en el yeso alterado por los anteriores pasos; combinación de H_2S, Ca^{++} y $SO_4^{=}$ para formar polisulfuros de Ca en el agua del sistema; concentración en estas aguas de CO_2; y reacción entre este CO_2 y los polisulfuros de Ca causando precipitación simultánea de cristales de azufre y calcita.

Los yacimientos bioepigenéticos del tipo estratiforme se dividen en diferentes tipologías, según el control principal de fracturas de pequeña o de gran talla, o bien de anticlinales u otras estructuras. Dan lugar a los importantes depósitos del Pérmico de la cuenca Delaware (Estados Unidos), del Mioceno medio de Polonia (Czapowski y Gasiewicz, 1994) y del Mioceno de Irak (Mishraq, en la cuenca de Mesopotamia).

Los yacimientos bioepigenéticos de los *cap-rocks* han sido muy investigados, en particular los de la costa del golfo de Méjico. El azufre se localiza preferentemente en la parte basal del *cap-rock* calcítico y al techo del anhidrítico, es decir, en relación con el yeso secundario (cuando éste se presenta) (figura 15.26b). Este yeso suele actuar como un cemento de la calcita y la anhidrita, más que como una capa discreta de yeso. En general, el azufre suele ser la última generación de toda la paragénesis. De acuerdo con Kyle y Posey (1991), la oxidación del H_2S por el oxígeno del agua subterránea (más que propiamente por el exceso de $SO_4^{=}$) es el mecanismo más plausible para la precipitación del azufre nativo. A su vez, este agua debe llegar a sobresaturarse en azufre y cesar su flujo en algún momento para evitar la disolución y pérdida del depósito (tal como se observa en muchas localidades). Este cese del flujo de agua quizá se obtiene por el sellado del propio azufre o, más probablemente, por el del yeso secundario. A su vez, la parte superior del *cap-rock* calcítico, mejor cementada, también puede comportarse como un sellado permitiendo la acumulación del H_2S.

No todos los depósitos importantes de azufre sedimentario se presentan en capas evaporíticas. Otros, aunque en general no se explotan, ocurren alrededor de los márgenes de las cuencas marinas en arrecifes dolomitizados y en capas clásticas. Estos depósitos se presentan a lo largo de fracturas y en porosidades desarrolladas por la disolución bacterial de cementos anhidríticos de oolitos, y de bancos y arrecifes dolomitizados.

En la Península Ibérica, los principales yacimientos de azufre nativo (en la actualidad todos ellos inactivos) corresponden a formaciones del Mioceno, ya sea de cuenca marina (Yesos de Lorca) o continental (Yesos de la Minas de Hellín y del Cenajo, en Albacete; Yesos de las Minas de Libros, en Teruel), o a formaciones del Plioceno-Pleistoceno (yesos de Benamaurel, en Baza, Granada). En todos los casos, estos yacimientos se encuentran ligados a contexto evaporítico, y frecuentemente también lo están a niveles de pizarras bituminosas. En algún caso, no obstante, no parecen haber generado cantidades significativas de calcita biogénica, como es el caso de los yacimientos de azufre de la cuenca de Baza (Gibert *et al.*, 2007).

Metaevaporitas

Los minerales metamórficos que proceden de un protolito evaporítico tienden a estar enriquecidos en fases de sodio y magnesio, y pueden retener altos niveles de volátiles. El metamorfismo regional progresivo que afecta a una secuencia evaporítica lleva a la eliminación de H_2O, CO_2, Cl^o, CH_4, etc., además de a la liberación de abundantes iones en solución, principalmente Na^+ y Mg^{++}. El fluido así generado es típicamente salino y con gran capacidad para lixiviar y transportar metales en complejos clorurados. Algunos de los procesos relacionados con estos fluidos son: *a*) escapolitización (el término rico en NaCl de la serie de la escapolita es la marialita); *b*) albitización; *c*) anortositización estratiforme; *d*) turmalinización (serie dra-

vita-uvita); *e*) aparición de filosilicatos de Na (flogopita sódica, kulkeita), biotita rica en Mg y Cl, talco, lazurita, etc.

Cuando un protolito salino ha sido totalmente eliminado, la única evidencia de paleoevaporitas se limita a las anteriores asociaciones minerales, reforzada por la esporádica presencia de pseudomorfos de dichas evaporitas precursoras (de cristales de halita, en general). Moine *et al.* (1981) ofrecieron algunos criterios geoquímicos para el reconocimiento de metaevaporitas antiguas.

La sal (halita) no suele sobrevivir a los procesos metamórficos, pero genera zonas de extensivo metasomatismo sódico en los metasedimentos adyacentes. Por el contrario, la anhidrita puede acompañar a los minerales metamórficos aunque se encuentre ampliamente recristalizada (Mark y Piazolo, 1998). Un ejemplo de esta anhidrita se presenta en el campo geotérmico de Salton Sea (McKibben *et al.*, 1988; Osborn, 1989).

INDICADORES GEOQUÍMICOS

Indicadores elementales en cloruros (Br)

Varios elementos minoritarios contenidos en la halita, como Br, K, Mg, Rb y Li, han sido investigados para conocer el origen y evolución de las salmueras madres de las formaciones evaporíticas. De todos ellos, no obstante, el que ofrece mejor información genética (paleosalinidades) es el bromo, y a él nos vamos a limitar aquí. El bromo sustituye al cloro en la red cristalina de la halita y otros cloruros, como silvita y carnalita. El coeficiente de reparto del Br en la halita se expresa con la siguiente razón de porcentajes en peso: k = % Br (halita)/% Br (solución). El valor de k varía con la temperatura, presión y salinidad, siendo siempre inferior a la unidad. Ello significa que en la fase sólida (halita) el Br es comparativamente segregado respecto a la solución, la cual quedará progresivamente más enriquecida en este elemento a lo largo del proceso evaporítico. Consiguientemente, la halita precipitada a mayores concentraciones tendrá también mayores contenidos en Br. En el intervalo de precipitación a partir del agua marina, el coeficiente k no es constante, variando entre 0,14 para el primer cristal de halita y 0,07 para la halita precipitada inmediatamente antes de los minerales de K-Mg. Para la halita paragenética con estos minerales el valor de k permanece invariable y próximo a 0,07 (figura 15.27a).

De acuerdo con ello, y partiendo de un contenido en Br de 65 ppm en el agua marina normal (tabla 15.2), el contendio en Br de la primera halita marina precipitada es de 65-70 ppm; el de la halita paragenética con la silvita es de 260-270 ppm; y el de la halita paragenética con la carnalita es de 270-280 ppm (figura 15.27b). El enriquecimiento en Br de las salmueras respecto a la fase sólida recomienda que en aquellos cristales de halita con abundantes inclusiones fluidas, éstas deban ser eliminadas previamente a la determinación del Br.

Muchos autores han utilizado los contenidos en Br de las series halíticas para deducir su origen marino-continental. Igualmente, secuencias Br-crecientes anuncian la proximidad de horizontes con sales de K-Mg, mientras que secuencias Br-decrecientes indican dilución progresiva hacia facies de sulfatos (Holser, 1966, 1970). Por el contrario, series halíticas potentes y con contenidos en Br muy homogéneos indican un estado de equilibrio en los balances hidrológico y de solutos.

Existen dos anomalías principales en los contenidos en Br de las halitas de algunas series marinas: *a*) Contenidos variables y bajos, entre 10 y 60-70 ppm, en general. Tales contenidos suelen atribuirse a reciclajes (disolución y reprecipitación) de halita marina en aguas marinas frescas, nada o poco concentradas por evaporación. Por el contrario, el reciclado de la halita marina en aguas continentales (en general, desprovistas de Br) lleva a la pérdida progresiva y total del Br; y *b*) Contenidos altos. Algunas halitas precipitadas a partir de mezclas de salmue-

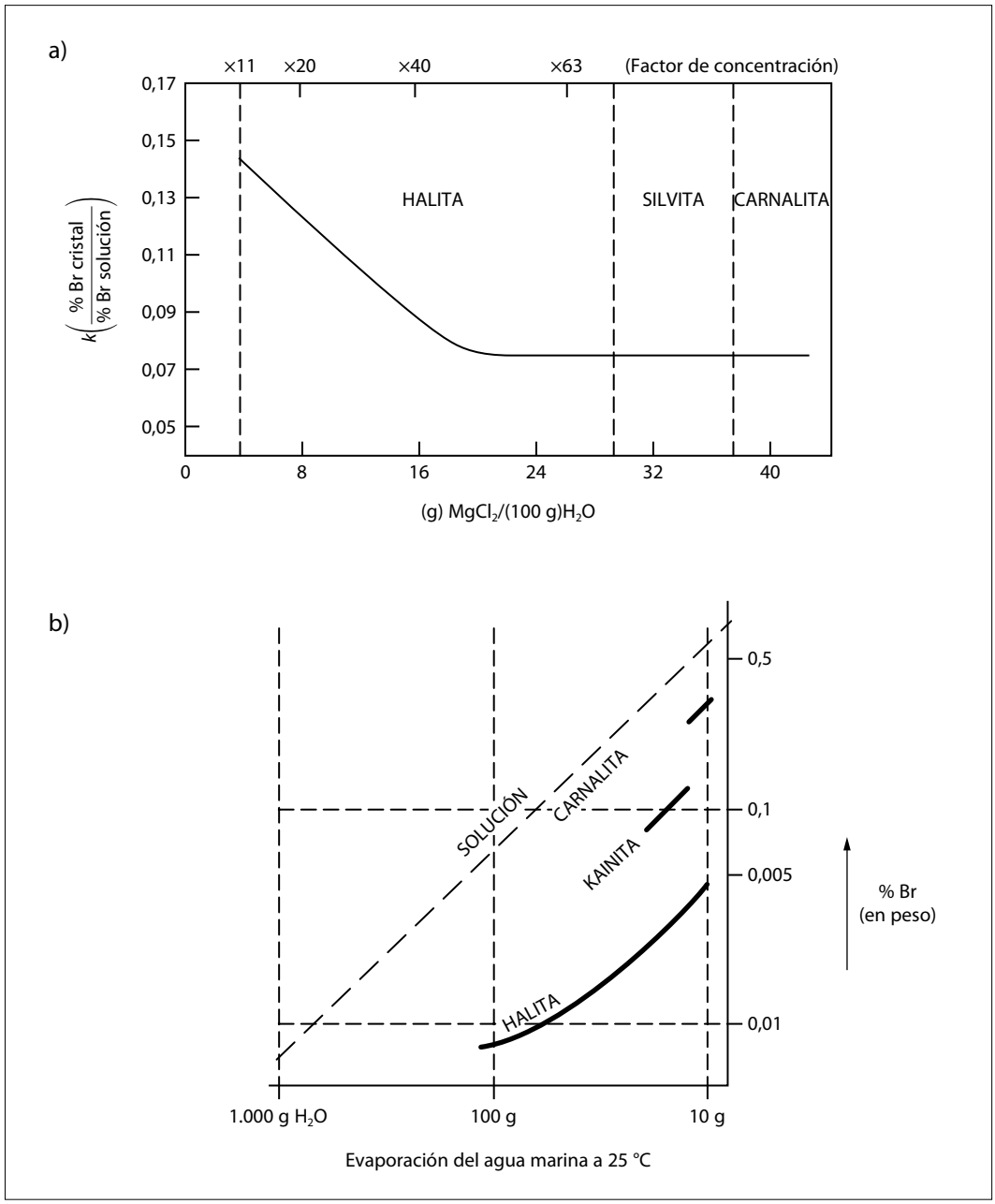


Figura 15.27. a) Evolución del coeficiente de reparto (*k*) del bromo en la halita con la concentración de la salmuera (expresada ésta tanto en función del contenido en $MgCl_2$ como del factor de concentración) (basado en Braitsch y Herrmann, 1963, p. 371); b) cálculo de la distribución del Br en la solución y en las sales precipitadas durante la evaporación del agua marina a 25 °C (simplificado de Braitsch, 1971, figura 33).

ras marinas residuales con nuevas soluciones cloruradas pueden precipitar halitas de contenidos en Br relativamente elevados (> 150-200 ppm), sin implicar por ello un fuerte estadio de evaporación en el momento de la precipitación.

Diversos autores han insistido en la incertidumbre de utilizar el Br como indicador geoquímico del origen marino-continental de las salmueras. Ello es debido a que algunos cuerpos de agua continental presentan altos contenidos en Br por diversos factores locales. Estos altos valores en halitas lacustres (en general superiores a 180 ppm, y alcanzando excepcionalmente hasta 300 ppm) se encuentran, por ejemplo, en Saline Valley (Holoceno; California), Searles

Lake (Holoceno-Pleistoceno; California) y en la Fm. Green River (Eoceno; Wyoming) (Hardie, 1984). También se alcanzan altos valores de Br en otras formaciones antiguas, como en la sal pleistocena del mar Muerto. En cualquier caso, para aquellas sales que debido a una recristalización generalizada han perdido sus inclusiones fluidas primarias (halita clara), el estudio de sus contenidos en Br permanece como un indicador a tener presente.

Indicadores elementales en sulfatos (Sr)

El estroncio sustituye parcialmente al calcio en la red cristalina de los sulfatos. El coeficiente de reparto del Sr en el yeso se definió como la siguiente razón de porcentajes en peso: k = % Sr_{yeso}/% $Sr_{solución}$. El valor de k es mayor que la unidad, por lo que el Sr queda enriquecido en la fase sólida respecto a la solución. Los datos de Usdowski (1973), recogidos en la figura 15.28, indican que en la evaporación del agua marina el primer yeso precipitado contiene 1095 ppm Sr y el del yeso paragenético con la halita contiene 2.110 ppm. Así, se mantiene un valor de k casi constante y próximo a 45 a lo largo del intervalo de precipitación del yeso. Otros autores refieren k como el «coeficiente de reparto del Sr respecto al Ca», tanto en la fase sólida como en la solución: $k_{Sr} = (Sr/Ca)_{yeso}/(Sr/Ca)_{solución}$ y dan valores ampliamente variables del mismo a 25 °C, en general entre 0,20 y 0,60, según los diferentes trabajos.

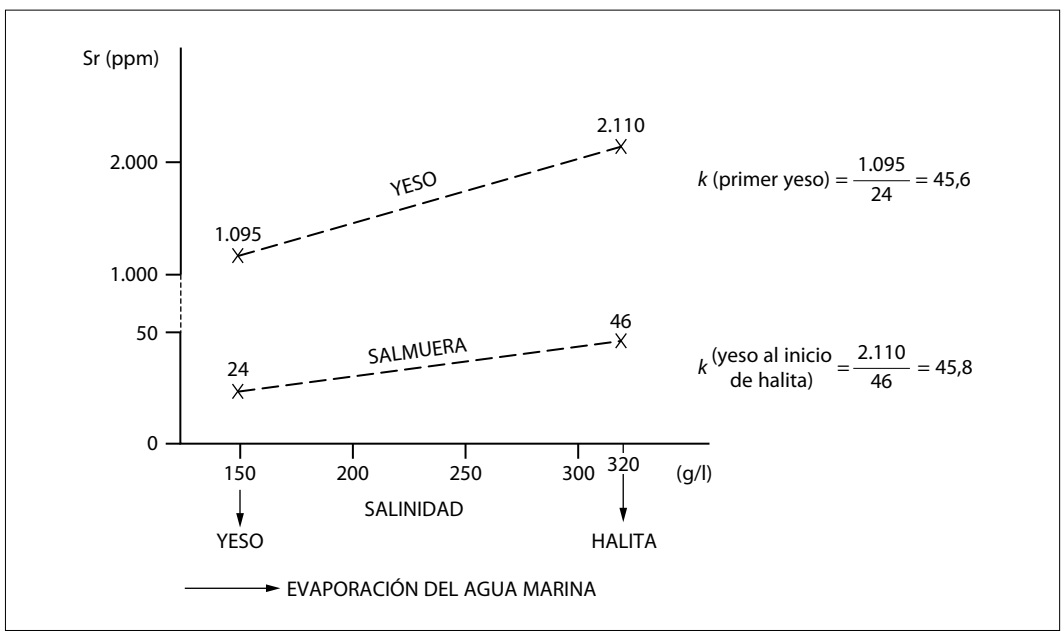


Figura 15.28 Evolución del coeficiente de reparto (k) del Sr en el yeso durante la concentración de la salmuera marina (basado en Usdowski, 1973; adaptado de Geisler-Cussey, 1985, figura 10).

Kushnir (1980) mostró que la coprecipitación del Sr (y otros cationes) con el Ca en el yeso es función principalmente de la concentración de la solución (salinidad), la velocidad de crecimiento cristalino (factor cinético), y la temperatura. Los dos primeros factores son directamente proporcionales a la cantidad de Sr incorporada, mientras que el tercero lo es inversamente. En los estudios realizados en los medios sedimentarios actuales los factores más fácilmente controlables son la salinidad y la temperatura, y en mucha menor medida el factor cinético. A este último se le suele relacionar con el tamaño cristalino. La figura 15.29 presen-

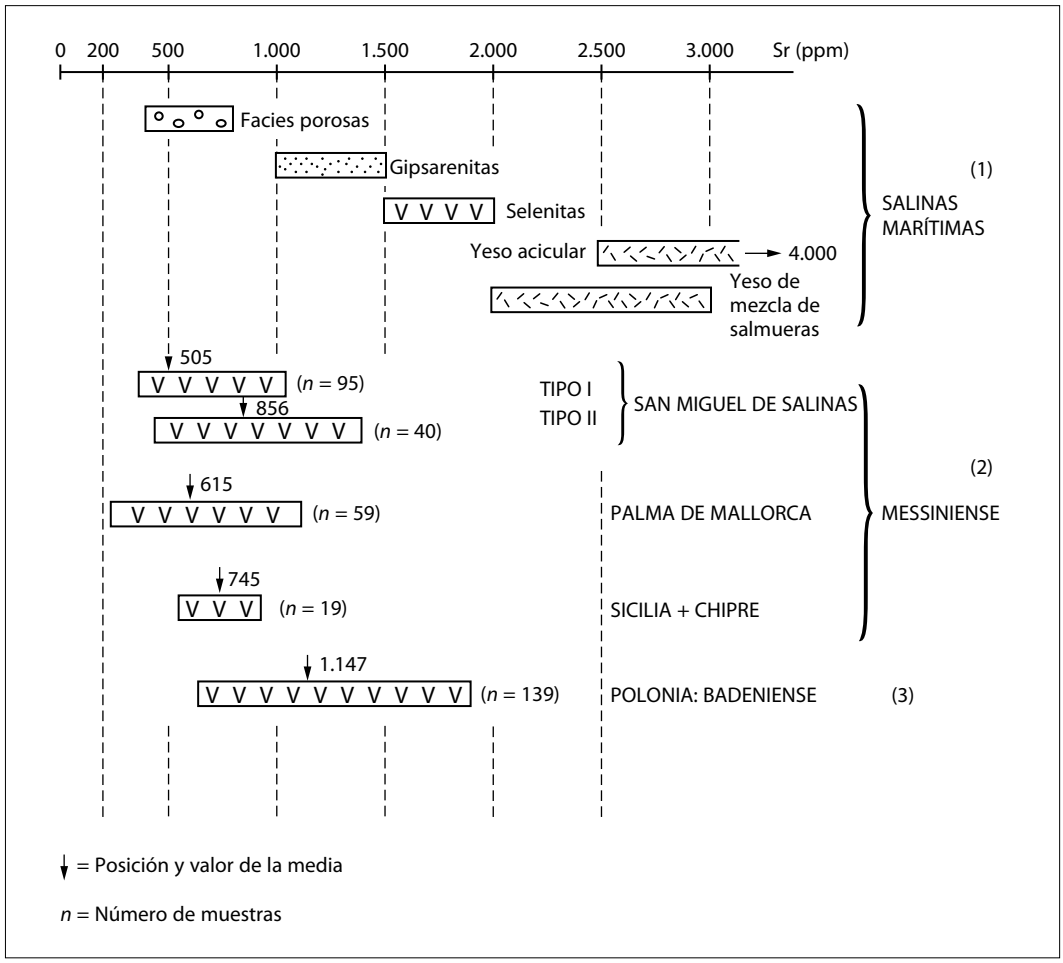


Figura 15.29. Contenidos en Sr (ppm) de facies primarias de yesos: 1) salinas marítimas mediterráneas (tomado de Ortí *et al.*, 1984); 2) facies seleníticas del Messiniense (tomado de Rosell *et al.*, 1998, para las cuencas béticas, y de Geisler-Cussey, 1985, para Sicilia y Chipre); 3) facies seleníticas del Badeniense de Polonia (basado en Rosell *et al.*, 1998).

ta tres ejemplos concretos de contenidos en Sr de los sulfatos, uno actual (salinas marítimas de evaporación) y dos antiguos (yesos marinos del Messiniense y del Badeniense). Como caso actual se indica el contenido en Sr de los yesos primarios de las salinas marítimas de evaporación, en las que el factor dominante para la incorporación del Sr es la salinidad creciente. En las formaciones marinas con yesos primarios, los contenidos en Sr más homogéneos y significativos se obtienen en las facies seleníticas. Éstas, con sus grandes potencias sedimentarias, pueden detectan las variaciones temporales de salinidad en las cuencas.

En relación con las variedades de yeso secundario que proceden de la rehidratación de la anhidrita, suele observarse en este tipo de yeso una pérdida de Sr próxima al 40% respecto a aquélla (Ortí *et al.*, 1988). Otros elementos minoritarios coprecipitados en los sulfatos que han sido investigados son, principalmente, el Na, Mg, K y, más raramente, el Li y Fe. Kushnir (1980) realizó un importante esfuerzo experimental para conocer los coeficientes de reparto de los mismos en su coprecipitación con el yeso.

Debido a la frecuencia con que se presentan pequeñas cantidades de celestina en las rocas de sulfato cálcico, es conveniente, siempre que se pueda, eliminar estos cristales previamente a las determinaciones de estroncio. Una discusión al respecto puede encontrarse en Playà y Rosell (2005).

Indicadores isotópicos en sulfatos

En el estudio isotópico de los sulfatos evaporíticos (Pierre, 1988) cabe distinguir entre la fase sólida (S, O) y el agua de composición (H, O), quedando involucradas las razones isotópicas siguientes: $^{34}S/^{32}S$, $^{18}O/^{16}O$ y $^{2}H/H(D/H)$. La determinación de estas razones para una muestra determinada se hace mediante la comparación con las relaciones isotópicas de un patrón (estándar), previamente conocidas. Los patrones utilizados de interés para los sulfatos son el mineral troilita (FeS) del meteorito de *Canyon Diablo* (CDT) para el S, y el promedio del agua oceánica actual (SMOW) para el O (tanto del ión sulfato como del agua de composición) y el H (agua de composición). De este modo, se expresan las diferentes «composiciones isotópicas» (δ) en los sulfatos a investigar, en partes por mil (‰), como las relaciones siguientes:

$$\delta^{34}S_{CDT} = [(^{34}S/^{32}S_{muestra}/^{34}S/^{32}S_{patrón}) - 1] \times 1.000$$

$$\delta^{18}O_{SMOW} = [(^{18}O/^{16}O_{muestra}/^{18}O/^{16}O_{patrón}) - 1] \times 1.000$$

$$\delta D_{SMOW} = [(D/H_{muestra}/D/H_{patrón}) - 1] \times 1.000$$

(por convenio, las δ de los propios estándars presentan valores de cero por mil).

En las anteriores relaciones, los valores de δ nos indican lo siguiente: $\delta = 0$: identidad isotópica entre la muestra y el patrón; $\delta > 0$: enriquecimiento en el isótopo pesado (^{34}S, ^{18}O, ^{2}H) en la muestra respecto al patrón; $\delta < 0$: enriquecimiento en el isótopo ligero (^{32}S, ^{16}O, H) en la muestra respecto al patrón. El agua oceánica tiene valores cero (‰) de $\delta^{18}O$ y δD, y los iones sulfato disueltos en ella presentan valores muy homogéneos:

$$\delta^{18}O_{smow} = 9{,}5 \pm 0{,}5 \text{ ‰} \qquad \text{y} \qquad \delta^{34}S_{CDT} = 20 \pm 0{,}5 \text{ ‰}$$

En la precipitación en equilibrio del yeso (o la anhidrita) a partir de una solución se produce un fraccionamiento (α: factor de fraccionamieno isotópico, de valor muy próximo a la unidad), de modo que la fase sólida queda enriquecida en los isótopos pesados, con valores de δ positivos. Ello es debido al efecto mineralógico sobre el intercambio isotópico. En consecuencia, el «enriquecimiento isotópico» (€, de sólo algunas unidades o decenas de ‰, en general) que se produce en el yeso precipitado es de 3,5 ‰ para el oxígeno y de sólo 1,65 ‰ para el azufre. Con ello, el yeso marino actual presenta composiciones isotópicas de:

$$\delta^{18}O = 9{,}5 \pm 3{,}5 \pm 0{,}5 = 13 \pm 0{,}5 \text{ ‰} \qquad \text{y} \qquad \delta^{34}S = 20 \pm 1{,}65 \pm 0{,}5 = 21{,}65 \pm 0{,}5 \text{ ‰}$$

El estudio de la composición isotópica de numerosas muestras de anhidrita y yeso de formaciones evaporíticas antiguas de origen marino presenta claras variaciones a lo lago del tiempo geológico. Estas variaciones quedan reflejadas en las curvas de Claypool *et al.* (1980), que muestran oscilaciones para $\delta^{18}O$ entre +10 y +20 ‰ y para $\delta^{34}S$ entre +10 y +35 ‰ (figura 15.30). La causa de estos cambios reside en la existencia de intensivos períodos de precipitación de sulfato, así como de situaciones generalizadas de sulfato-reducción en los fondos marinos, que han modificado el ciclo general del azufre oceánico a lo largo del tiempo geológico. Trabajos más recientes proponen algunas modificaciones en las curvas de Claypool *et al.* (1980) basadas, entre otras razones, en la constatación de que algunas de las formaciones antiguas que fueron tomadas como representativas de los valores estrictamente marinos se muestran en la actualidad como derivadas de mezclas de aguas marinas con aguas de otros orígenes (Cendón *et al.*, 2004).

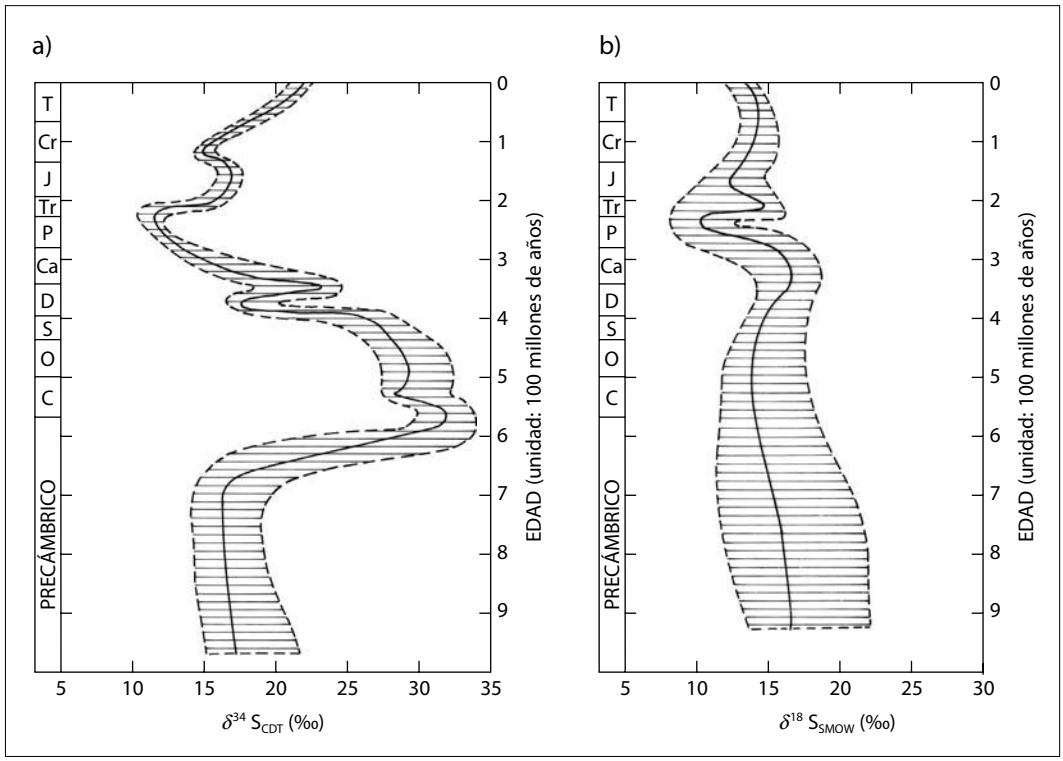


Figura 15.30. Curvas isotópicas del azufre (a) y del oxígeno (b) del ión sulfato marino durante el tiempo geológico. La línea continua corresponde a los valores de $\delta^{34}S$ y $\delta^{18}O$ de los minerales sulfatados en equilibrio con el sulfato de la superficie oceánica mundial. Las áreas sombreadas corresponden a las estimaciones de la incertidumbre de estas curvas (adaptado y simplificado de Claypool *et al.*, 1980).

En las cuencas evaporíticas pueden intervenir diversos factores determinantes de la progresiva modificación de la composición isotópica de la salmuera y, asociadamente, de los sulfatos precipitados. Algunos de estos factores son los siguientes:

a) *Efecto reservorio*. En las pequeñas cuencas cerradas o semicerradas con sulfato disuelto, sometidas a alimentaciones nulas o discontínuas, la restricción creciente suele llevar a una progresiva disminución de los valores $\delta^{18}O$ y $\delta^{34}S$ de los sulfatos precipitados. Ello es debido al agotamiento progresivo del ión sulfato, ya que su masa es finita (comportamiento Rayleigh; Holser y Kaplan, 1966). Por el contrario, el mantenimiento de valores de δ homogéneos en la vertical de un perfil estratigráfico potente de sulfatos indica que se ha alcanzado en la cuenca un estado de equilibrio isotópico estacionario, en el que las entradas compensan las pérdidas.

b) *Reequilibrio isotópico del oxígeno*. En los perfiles estratigráficos de algunas cuencas marinas semicerradas, pero con un balance de solutos compensado (equilibrio entre entradas y pérdidas), se observa una tendencia en la vertical al enriquecimiento progresivo en $\delta^{18}O$ de los sulfatos. Ello sugiere una inhibición de la actividad redox bioquímica, lo que permitiría una marcha lenta hacia el reequilibrio entre el agua y el ión sulfato disuelto. La figura 15.31a muestra un ejemplo del Messiniense en el que esta situación parece haberse producido. En este ejemplo, el cese de la referida actividad bacterial, mantenido durante el largo período de sedimentación evaporítica (estimado en unos 40.000 años), se atribuye a la alta salinidad del cuerpo marino (Ricchiuto y McKenzie, 1978).

c) *Oxidación-reducción bacterial*. La utilización preferente de los isótopos ligeros (^{16}O, ^{32}S, ^{1}H, ^{12}C) en los metabolismos bacteriales lleva, por un lado, al enriquecimiento en estos isótopos de las fases precipitadas y, por otro, al enriquecimiento relativo en pesados de

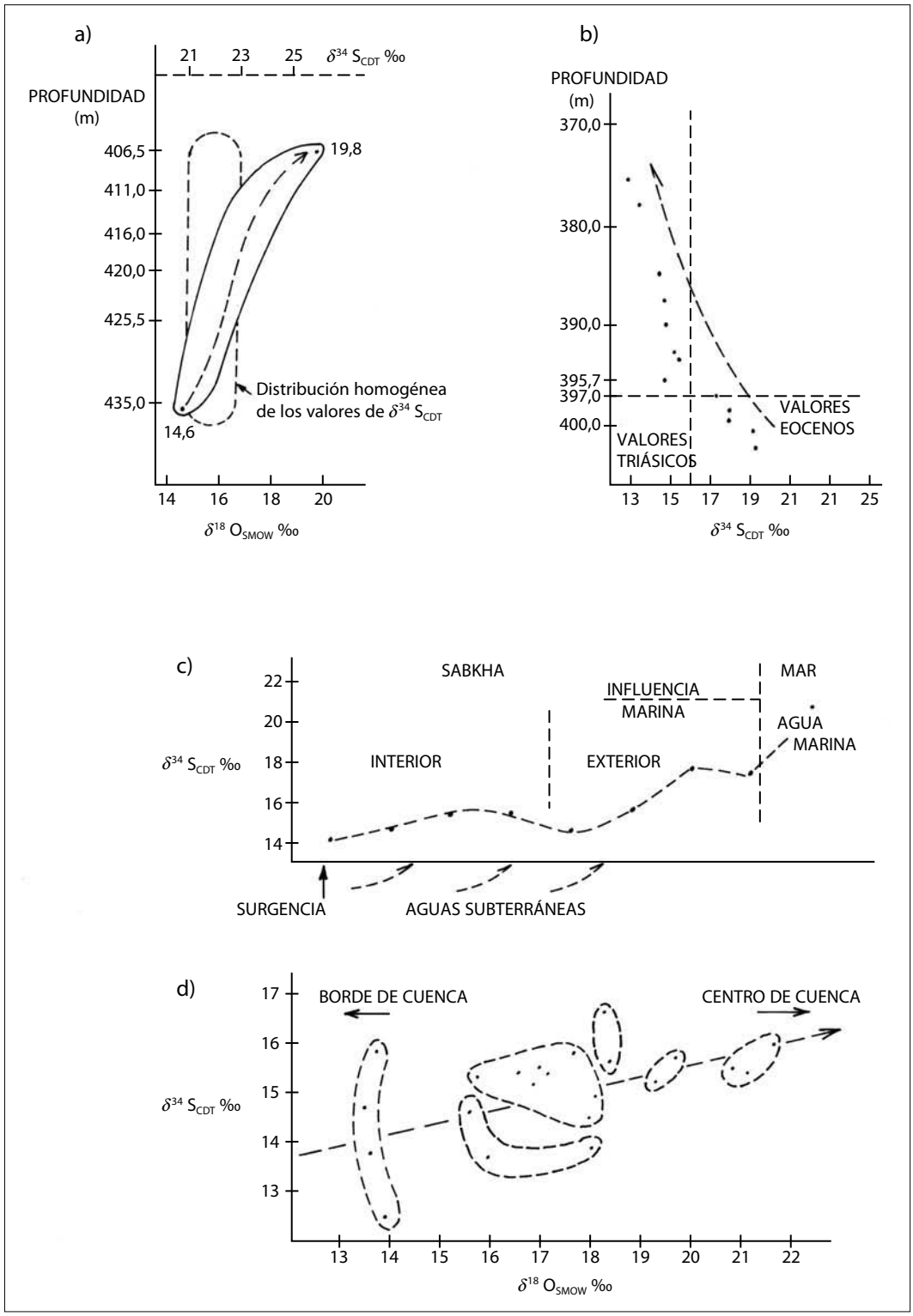


Figura 15.31. Ejemplos de evolución en las composiciones isotópicas de formaciones sulfatadas: a) Messiniense, cuenca jónica, *site* 374 (basado en Ricchiuto y McKenzie, 1978, tabla 1 y figura 1), aumento progresivo de los valores δ^{18}O de los sulfatos; b) Eoceno superior, cuenca potásica Surpirenaica (basado en Ayora *et al.*, 1995, tabla 1), disminución progresiva de los valores δ^{34}S de los sulfatos eocenos por reciclaje de los triásicos; c) *Sabkha* costera actual del golfo de Sirta (Libia), composiciones isotópicas del ión sulfato de las aguas subterráneas (basado en Rouse y Sherif, 1980, figura 2); d) Mioceno de la cuenca de Calatayud (basado en Ortí y Rosell, 2000). Los grupos de valores corresponden a sucesivos perfiles a lo largo de un corte desde el borde al centro de la formación evaporítica.

las soluciones remanentes. El proceso de reducción bacterial de sulfato a sulfuro se produce en muchas cuencas, ya sea de un modo parcial o generalizado, y procede en varios estadios, con fraccionamientos propios en cada uno de ellos. Aunque los efectos cinéticos pueden modificar ampliamente los resultados finales del proceso, suele derivarse un enriquecimiento neto de hasta –25 ‰ para δ^{34}S y de valores mucho menores, aunque algo más variables, para δ^{18}O. De ello resulta una razón final de enriquecimiento entre el S y el O próxima a 4. En cualquier caso, los efectos de la reducción bacterial observables pueden ser muy variables, en función de la obtención de precipitados con ión sulfato procedentes de la actividad bacterial directa (empobrecidos en pesados) o, por el contrario, del remanente de la misma (enriquecidos en pesados). La figura 15.32b presenta el ejemplo de los sulfatos lacustres del Terciario ibérico en la parte central de la cuenca del Ebro, que están empobrecidos en δ^{34}S respecto de los sulfatos marginales. Ello se ha atribuido a la intervención de sulfato-reducción bacterial intensa en las formaciones evaporíticas centrales (Utrilla *et al.*, 1992).

d) *Oxidación de sulfuros a sulfatos*. La oxidación (ya sea orgánica o inorgánica) a sulfato del azufre nativo, o de los sulfuros metálicos, también se realiza en estadios sucesivos. Pero en ellos no suele producirse fraccionamiento isotópico, en general, manteniéndose los valores iniciales de δ^{34}S.

e) *Hidratación-deshidratación de sulfatos*. En este tipo de transformaciones entre sulfatos evaporíticos, en las que hay cambio mineralógico total asociadamente a la pérdida o ganancia de agua, no se aprecia un fraccionamiento isotópico significativo. Tal es el caso del paso del yeso primario o anhidrita, o de ésta a yeso secundario. Ello permite realizar investigaciones en las formaciones antiguas, o en las parcialmente afectadas por estos cambios diagenéticos, sin que varíen sustancialmente los resultados e interpretaciones.

Isotopía del agua de composición de los yesos y de las inclusiones fluidas de la halita. Este tipo de estudios isotópicos permite distinguir el carácter, ya sea marino, meteórico o bien de mezcla, del agua de composición de los sulfatos hidratados, en particular del yeso, así como del agua de las inclusions fluidas de la halita. Las aguas meteóricas presentan valores negativos de δD y δ^{18}O, ya que derivan de la evaporación del agua oceánica (de valores δ igual a cero), y en este cambio de fase se produce un acusado enriquecimiento en ligeros de la fase vapor. Las diferentes composiciones isotópicas mostradas por el conjunto de estas aguas en la superficie terrestre definen la recta (figura 15.33):

$$\delta D = s\delta^{18}O + d$$

en la que la pendiente «*s*» y la ordenada en el origen «*d*» («exceso de deuterio») son parámetros con las siguientes dependencias: *s* incrementa con la humedad relativa (*h*) y la temperatura de la superficie oceánica; y *d* varía con *h* (es cero para una humedad relativa del 100% y adquiere valores positivos para humedades inferiores). Para muchas áreas geográficas se cumple la ecuación:

$$\delta D = 8\,\delta^{18}O + 10$$

conocida como «recta de las aguas meteóricas». El empobrecimiento en D y ^{18}O de las aguas meteóricas a lo largo de esta recta está relacionado con aumentos de latitud y altitud, y con descensos en la T media anual.

En los lagos y otros cuerpos de agua cerrados que sufren evaporación intensa se produce cierta desviación de los valores de la anterior recta: 1) en general, la pendiente (δD/δ^{18}O) resulta ser inferior a 8, y 2) el enriquecimiento progresivo del agua en isótopos pesado (D, ^{18}O)

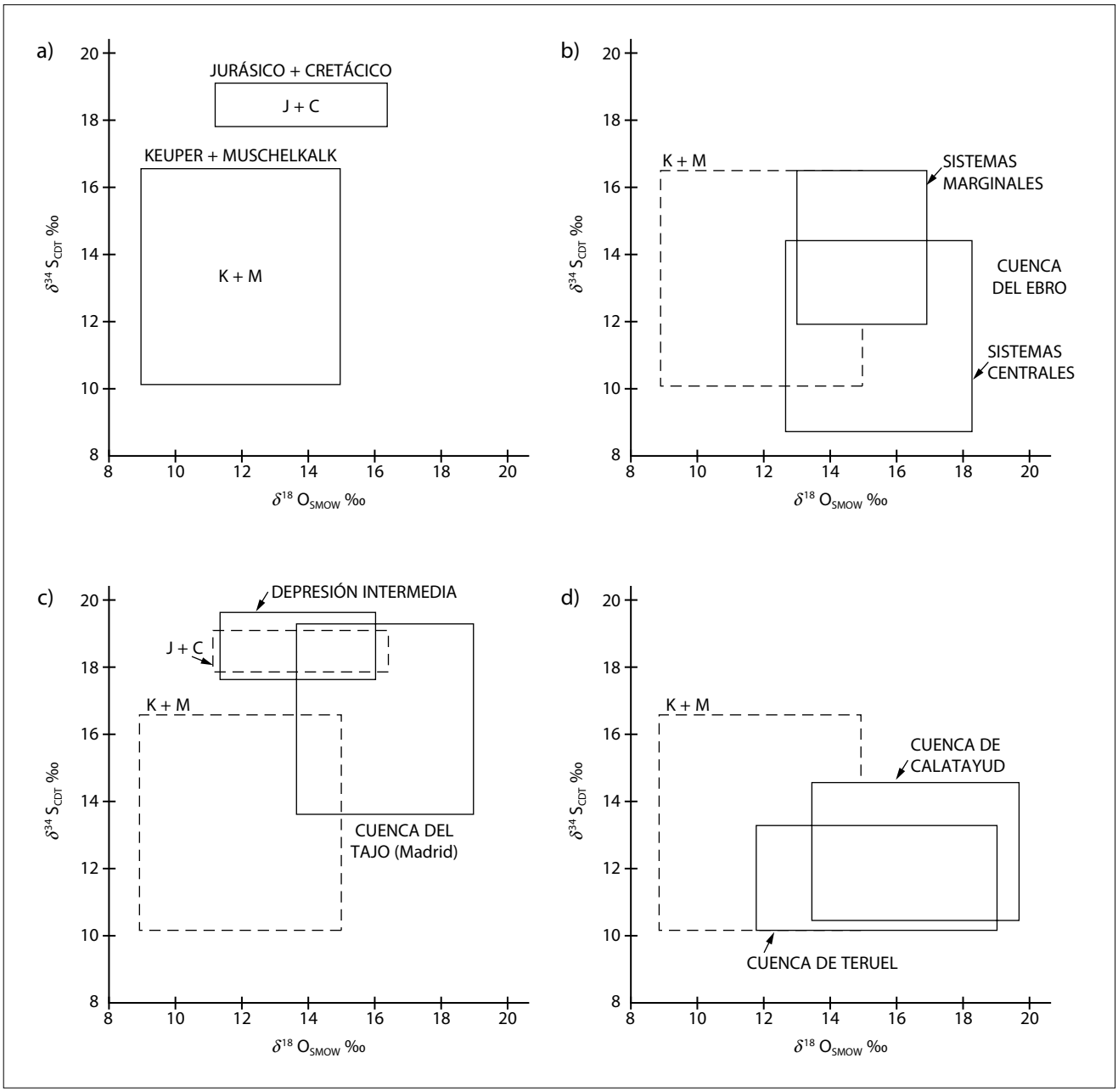


Figura 15.32 Valores isotópicos del O y S (en partes por mil) de sulfatos cálcicos de formaciones evaporíticas de la Península Ibérica, tanto marinas mesozoicas como del Terciario lacustre: a) marinas (Muschelkalk, Keuper, Jurásico, Cretácico); b) cuenca terciaria del Ebro: sistemas marginales y centrales; c) cuenca terciaria del Tajo: Depresión Intermedia y cuenca del Tajo (Madrid); d) cuencas terciarias de Calatayud y Teruel. Para las formaciones lacustres (b, c y d) se indica la distribución de los valores de algunas de las formaciones marinas de a) (basado en Utrilla *et al.*, 1991 y 1992).

queda limitado, llegándose a un punto máximo en que se produce un empobrecimiento (la recta describe un retroceso, o «arco» en sentido opuesto). Un comportamiento similar con la evaporación lo experimenta el agua marina, aunque sus valores isotópicos se mantienen, en general, más positivos que para las aguas evaporadas continentales o de mezcla marino-continental (figura 15.33) (Sofer y Gat, 1975; Fontes, 1976; Gonfiantini, 1986). De acuerdo con lo anterior, varios autores han ofrecido estudios muy completos sobre la composición isotópica del agua de las inclusiones de la halita (Knauth y Beunas, 1986; Chipley y Kurtis-Kyser,

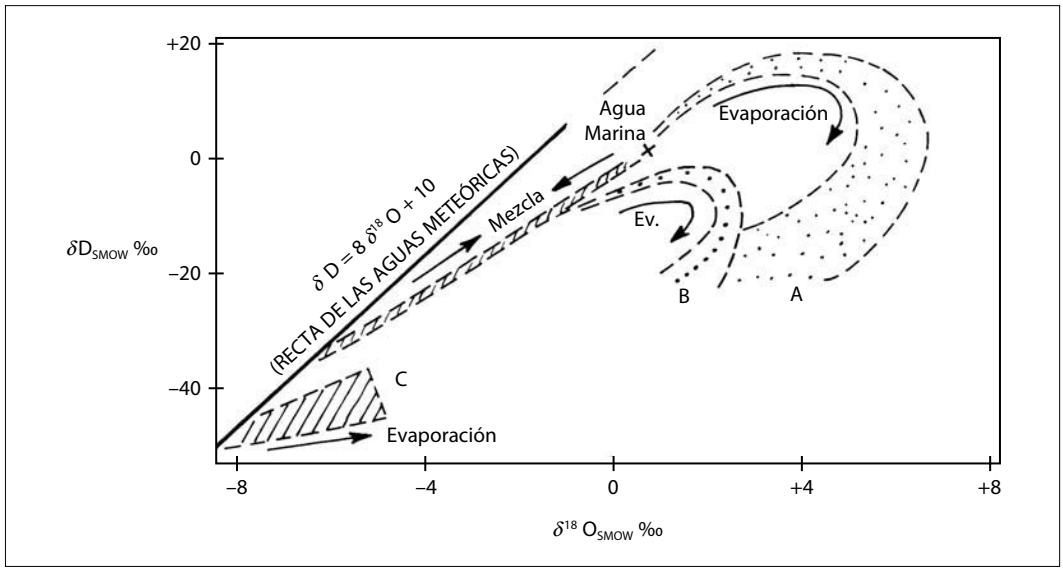


Figura 15.33. Ejemplos de evolución en la composición isotópica del agua con la evaporación. Se indica la composición del agua marina actual. A: abanico de composiciones del agua marina que evoluciona hasta la saturación en halita. B: abanico de composiciones de un agua marina mezclada con agua meteórica. C: agua meteórica evaporada (adaptado de Hovorka *et al*., 1993, figura 9).

1989; Horita, 1990; Horita *et al.*, 1991; Hovorka *et al.*, 1993), que informan sobre los diferentes grados de evaporación alcanzados por las salmueras madre, así como de la posible mezcla de aguas continentales con las marinas.

Algunas aplicaciones del estudio isotópico de sulfatos evaporíticos

Sobre la base de todo lo anterior, puede destacarse algunas de las aplicaciones de mayor interés del estudio isotópico de los sulfatos evaporíticos:

a) *Discriminación entre origen marino y continental*. Tal discriminación puede hacerse cuando se conoce la edad del depósito. Inversamente, es posible tener una idea aproximada de esta última si el origen marino está fijado mediante otros criterios (sedimentológicos, paleontológicos). Este último caso se basa en las curvas de Claypool *et al.* (1980).

b) *Reciclaje de unas formaciones en otras*. Como ejemplo puede referirse la contribución generalizada de los sulfatos triásicos, y en menor medida de los jurásico-cretácicos (figura 15.32a), en las formaciones yesíferas del Terciario lacustre ibérico (Utrilla *et al.*, 1992) (figura 15.32b, c, d).

c) *Fraccionamiento desde el borde al centro de cuenca*. En algunas cuencas evaporíticas puede observarse la presencia de valores isotópicos diferenciados entre las facies o formaciones de sulfatos de las zonas de borde y las de centro (figura 15.32b, c). Ello puede interpretarse, según los valores respectivos, como efecto de sucesivas disoluciones-reprecipitaciones con marcha progresiva hacia el centro, o como una intervención del efecto reservorio. Otras veces sólo se observa un aumento gradual y bien definido en $\delta^{18}O$ hacia el centro, lo que sugiere la existencia de un gradiente lateral de salinidad, con aguas centrales más evaporadas (caso de la cuenca de Calatayud; Ortí y Rosell, 2000) (figura 15.31d). En estos casos, no obstante, es necesario considerar que se produce la rotura del ión sulfato disuelto por intervención bacterial, y la posterior regeneración del mismo con cambio isotópico significativo (con oxígeno más pesado) en los ambientes centrales más fuertemente evaporíticos.

d) *Mezcla de salmueras o cambio hidrológico progresivo en la alimentación*. En algunas cuencas se ha observado estas situaciones: 1) evoluciones laterales de $\delta^{34}S$ en un mismo horizonte estratigráfico, que implica cambio de alimentación marina a continental. Ello ha sido puesto de manifiesto en algunas formaciones de ambientes de transición marino-continental, tanto actuales (Rouse y Sherif, 1980) (figura 15.31c) como antiguas (Playà *et al.*, 2000); 2) evoluciones en la vertical desde valores marinos a otros que marcan un claro reciclaje de sulfatos de formaciones antiguas por aguas meteóricas. Ejemplos de ello son los Yesos de Lorca (Playà *et al.*, 2000) y los sulfatos de techo de la cuenca potásica del Eoceno Surpirenaico (Ayora *et al.*, 1995) (figura 15.31b), y 3) influencias más o menos esporádicas de aguas continentales en yesos marinos primarios. Ello ya fue puesto de manifiesto en los yesos seleníticos del Messiniense de las cordilleras Béticas por Pierre (1982) mediante el estudio del agua de composición.

Los isótopos de Sr en los sulfatos

Una curva similar a la de Claypool *et al.* (1980) es conocida para la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ oceánica (Burke *et al.*, 1982), pudiéndose aplicar para los sulfatos marinos que contienen Sr (yeso y anhidrita, además de celestina). Esta relación muestra un valor superior a 0,7085 en el océano actual, mientras que la influencia de aguas meteóricas tiende a rebajar este valor. Así pues, esta relación puede ser utilizada como un indicador de la influencia de aguas continentales, o de otros orígenes, en las formaciones marinas antiguas. Un ejemplo de esta ulitización para el Messiniense del Mediterráneo puede encontrarse en Müller y Mueller (1991) (figura 15.34).

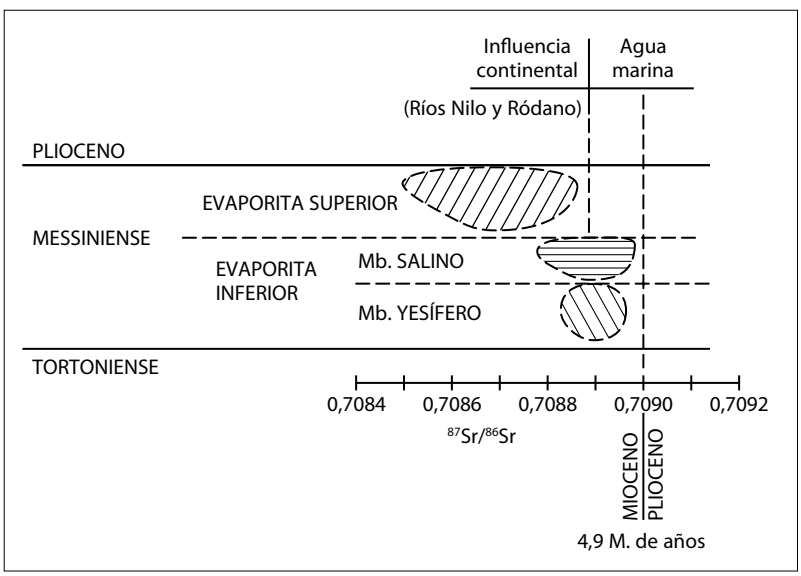


Figura 15.34. Grupos de valores de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en sulfatos de varias localidades del Messininese del Mediterráneo oriental. La unidad Evaporita superior muestra influencias de aguas continentales (simplificado de Müller y Mueller, 1991, figura 3).

Inclusiones fluidas en la halita

El estudio de las inclusiones fluidas primarias (de texturas *hopper* y *chevron*) contenidas en los cristales de halita constituye una herramienta de trabajo fundamental para el conocimiento de las condiciones genéticas de las formaciones evaporíticas. Al realizar el estudio de una serie salina mediante la evolución en la vertical del quimismo de sus inclusiones fluidas, es útil la comparación con la evolución del quimismo experimentado por las salmueras marinas actuales a lo largo de un proceso de evaporación. En este sentido, un caso bien estudiado es el de las salinas costeras de evaporación Morton, en Great Inagua (Bahamas), descrito en detalle por McCaffrey *et al.* (1987). La figura 15.35 presenta la evolución de los iones Cl^-, $SO_4^=$, Na^+ y K^+, referidos todos ellos al Mg^{++}, que permanece prácticamente invariable en todo el proceso de concentración. Los principales cambios de pendiente de las curvas vienen determinados por los momentos de precipitación del yeso, la halita y las sales de K-Mg.

Uno de los métodos más precisos para el estudio de las inclusiones fluidas es el de la congelación y análisis mediante microscopía electrónica de barrido (método Cryo-SEM-EDS; Ayora y Fontarnau, 1990; García-Veigas, 1993), realizado sobre una lámina de exfoliación de cris-

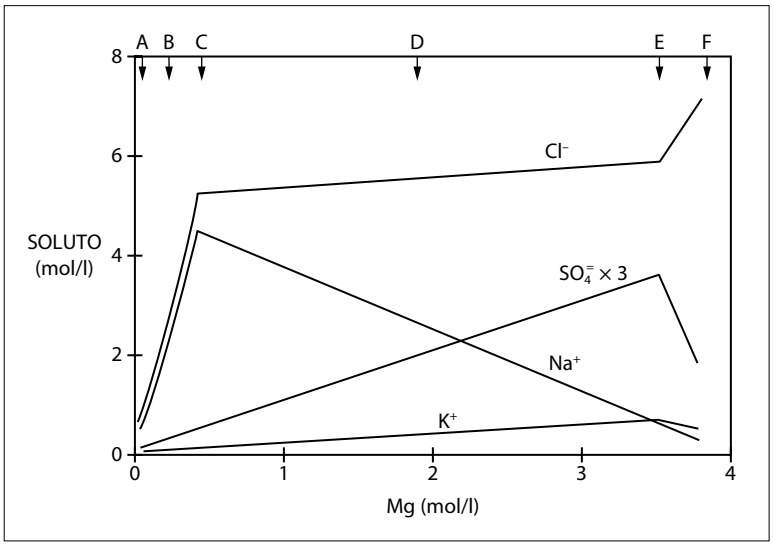


Figura 15.35. Evolución de los componentes químicos mayoritarios durante la evaporación del agua marina en las salinas Morton (Great Inagua, Bahamas) referidos al magnesio, el cual aumenta constantemente a lo largo del proceso de evaporación (tomado de McCaffrey *et al*., 1987). Estadios del proceso (parte superior del diagrama): A: agua del mar; B: inicio de la precipitación de yeso; C: inicio de la precipitación de halita; D: primera salmuera de evaporación en laboratorio; E: precipitación de sales potásicas (sin especificar); F: salmuera final (adaptado de García-Veigas, 1993, figura 3.16; basado en datos originales de McCaffrey *et al*., 1987).

tal de halita que contenga inclusiones de tamaño > 10 µm. Las determinaciones de mayoritarios permiten calcular los índices de saturación para cada mineral salino y conocer la paragénesis en equilibrio con la salmuera madre. A su vez, estas determinaciones informan sobre el origen (marino, continental, híbrido) de la salmuera. Igualmente es posible plantear hipótesis de influjo/reflujo en las cuencas salinas mediante algún modelo como el de Sanford y Wood (1991) y dilucidar así sus condiciones evolutivas. Esta metodología ha permitido precisar la paleohidrología de algunas cuencas del Neógeno mediterráneo, como las de Lorca (Ayora *et al.*, 1994a; García-Veigas *et al.*, 1994a) y Sicilia central (García-Veigas *et al.*, 1995), y del Eoceno Surpirenaico, como la cuenca potásica de Navarra (Ayora *et al.*, 1994b; García-Veigas *et al.*, 1994b).

Un interés adicional para las interpretaciones genéticas ha surgido de la comparación entre el quimismo global de las salmueras-madre ofrecido por las inclusiones fluidas y los contenidos en Br de la propia halita. Se ha puesto de manifiesto que, en algunos casos, las tendencias evolutivas son paralelas, mientras que en otros los contenidos en Br inducen a una interpretación errónea del origen de la salmuera. Ello es particularmente válido para las salmueras residuales (post-halíticas) y también, en algunos casos, para las primeras halitas de un proceso evaporítico, de contenidos en Br muy bajos (Holser, 1966a). En consecuencia, siempre que ello sea posible los datos de elementos minoritarios (Br, K, etc.) de la halita deben ser contrastados con los más fiables de sus propias inclusiones fluidas (Na, Mg, K, Cl, SO_4).

El estudio microtermométrico de las condiciones de aparición de minerales «hijo» (en particular, sus temperaturas de fusión) en las inclusiones fluidas de los cloruros, principalmente halita y silvita, se ha aplicado para obtener una información térmica sobre la formación del cristal. En el caso de la halita, la presencia de tales minerales parece estar ligada únicamente a yacimientos potásicos. El método, a aplicar en platina de calentamiento al microscopio mediante ensayos de calentamiento y congelación, presenta diferentes tipos de indeterminaciones y, en cualquier caso, suministra una información de tipo genético limitada. El estudio de la fusión de minerales-hijo ha sido aplicado, entre otros autores, por Fabricius (1989) en inclusiones de halita en cristales de bischofita del Zechstein, por Lowenstein y Spencer (1990) en inclusiones de halita en cristales de silvita de varias formaciones, y por Davis *et al.* (1990). También fue aplicado a las inclusiones fluidas en cristales de yeso por Sabouraud-Rosset (1976). El estudio de las pequeñas cantidades de CO_2 y N_2 contenidas en la fase gaseosa de algunas inclusiones bifásicas o trifásicas de la halita ha sido utilizado con fines paleoclimáticos (Lowenstein *et al.*, 1994).

ASPECTOS ECOLÓGICOS DE LA SEDIMENTACIÓN EVAPORÍTICA

Las formaciones evaporíticas han sido consideradas tradicionalmente azoicas por su falta casi absoluta de fósiles. Para conocer mejor esta realidad, no obstante, conviene dirigir la atención hacia la zona litoral y sus subambientes, donde buena parte de las aguas son mezcla de

agua marina y continental (aguas «salobres», aguas «parálicas», aguas «epicontinentales»). Existe una gran diversidad morfológica, geoquímica y sedimentaria en los medios parálicos, aunque básicamente pueden referirse dos tipos: 1) estuarino (rías, *fjordos,* estuarios), y 2) «lagunas» en sentido amplio (zonas húmedas, lagunas litorales o deltaicas, lagos salados costeros, *lagoons* coralinos, *bahiras*, *sabkhas*, etc.). Un ejemplo de estas lagunas costeras lo constituye Bahiret el Biban (Túnez) (figura 15.36a). A su vez, las zonas más distales de estos medios muestran dos

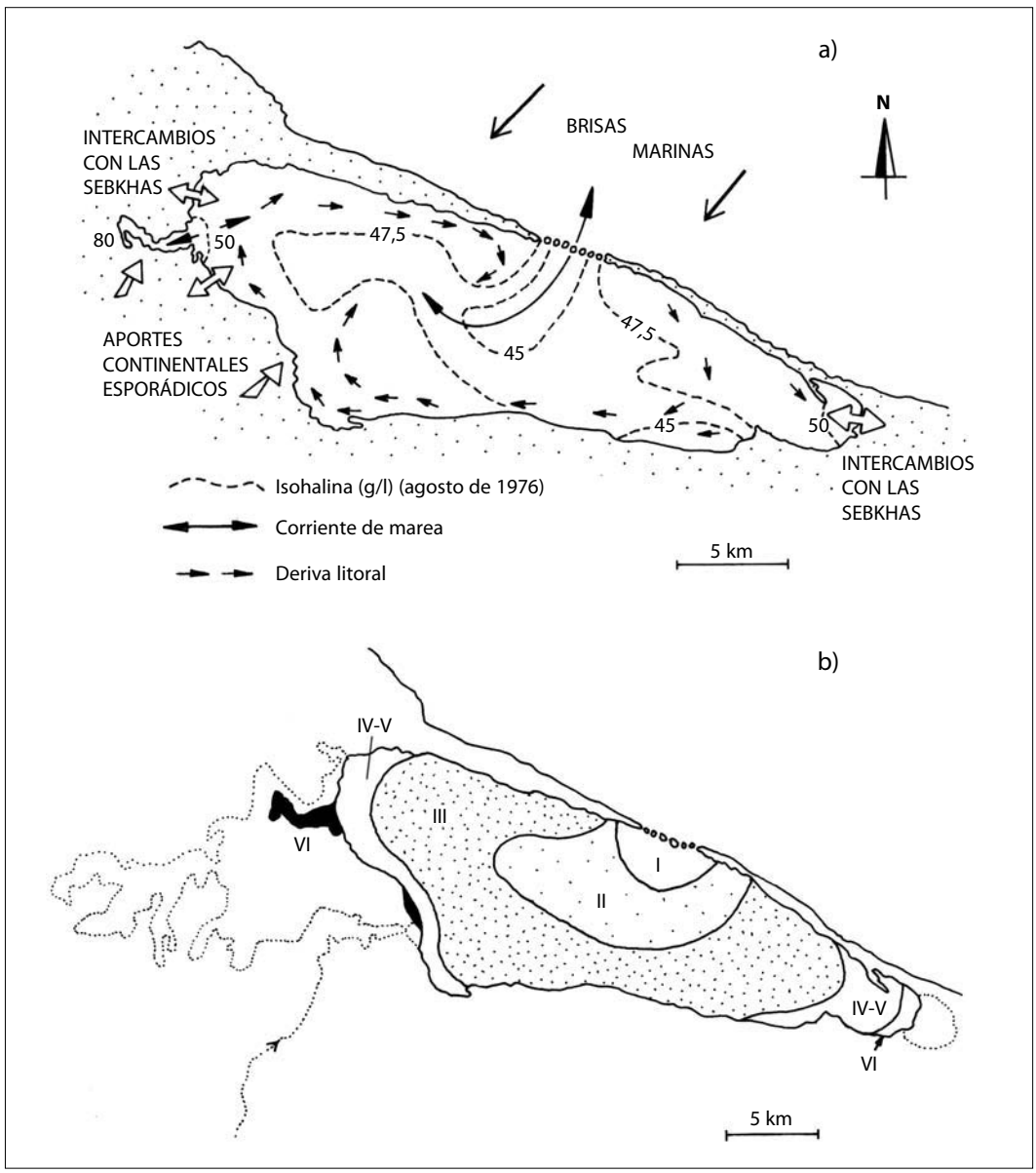


Figura 15.36. Depresión hipersalina de Bahiret el Biban (Túnez), de 230 km^2 y 6,5 m de profundidad máxima, de edad würmiense, que fue invadida por la transgresión flandriense. a) Isohalinas, en agosto de 1976 (en g/l); b) esquema de las zonas de confinamiento (I a VI); Zonas: I: continuación del dominio marino, con macrofauna compuesta por numerosas especies estrictamente thalássicas; II: macrofauna bentónica caracterizada por la pérdida de las especies sensibles estrictamente marinas (las más «stenohalinas»); macroflora marcada por la pérdida de *Posidonia oceanica*; III: macrofauna bentónica dominada por las especies «mixtas»; IV: macrofauna con especies estrictamente parálicas y con pérdida total de la fauna thalássica; macroflora caracterizada por *Ruppia spiralis*; V: máxima producción de phytoplancton; fauna dominada por crustaceos detritívoros, gasterópodos, poliquetos y larvas de *Chironomidae*; VI: dominio parálico distal, ya sea evaporítico o dulciacuícola, colonizado por tapices de cianobacterias o edificios de estromatolitos (adaptado de Guelorget y Perthuisot, 1983, figuras 3 y 20).

situaciones extremas: *a*) polo hiposalino o dulciacuícola, es decir, hacia una franca dilución de las aguas; y *b*) polo hipersalino o evaporítico, es decir, hacia una concentración iónica mayor que la del agua marina adyacente.

Los estudios biológicos realizados sobre estos medios detectan la existencia de unas especies típicamente parálicas, que sólo viven, se desarrollan y reproducen en ellos. Estas especies tienen una evolución en el tiempo muy lenta o casi nula y fue precisamente la presencia de fósiles de algunos de estos organismos parálicos lo que tradicionalmente indujo a asignar a sus sedimentos un «ambiente salobre», sin especificar su pertenencia a los polos hipo o hipersalino. Algunos autores (Guelorget y Perthuisot, 1983) consideran que el factor ecológico principal de estos medios es el «confinamiento» respecto al mar abierto, el cual reflejaría la deficiencia en las aguas de algunos elementos vitales de origen marino (sales minerales, oligoelementos, ciertas vitaminas, alcaloides, etc.) necesarios para la vida. De acuerdo con ello, en los medios parálicos se manifiestan zonaciones perfectas, tanto en la macroflora como en la macrofauna, lo que sugiere una asombrosa estabilidad de estos medios frente a los agentes externos (figura 15.36b). Otra de las características biológicas más destacables del tipo de ambiente parálico fuertemente evaporítico es que la macrofauna suele estar reducida a una o dos especies, siendo la vida principalmente de tipo microscópico, ya sea planctónico o bentónico: algas unicelulares, cianobacterias, bacterias halófilas (halobacterias), etc. Por otro lado, estas especies tienen un reparto mundial y pueblan también los medios evaporíticos continentales, por lo que no son indicativas de origen marino o continental.

Con el aumento progresivo de la salinidad, una serie de factores físico-químicos contribuyen a dificultar la vida en las salmueras: 1) la mayor presión osmótica, que requiere de organismos con gran capacidad de regulación de este factor; 2) la mayor alcalinidad de las aguas (valores de pH de hasta 9,0 en el agua marina cuando se dobla su salinidad normal); en tal situación la concentración de CO_2 en las salmueras es muy baja, pudiendo desaparecer la mayoría de algas fotosintéticas; 3) el calor específico de la salmueras disminuye, con lo que un agua hipersalina experimenta mayor calentamiento por insolación que otra más diluida; igualmente, la solubilidad del oxígeno decrece radicalmente al aumentar la concentración iónica y la temperatura; 4) la mayor radiación luminosa, que es muy fuerte en los medios hipersalinos de los cinturones intertropicales; en relación con ello, la coloración roja de las salmueras es debida a los pigmentos de los microorganismos (carotenoides, bacteria-ruberinas, bacteriarodopsinas), que protegen sus células de los efectos de la luz; el exceso de pigmentación también absorbe mucha radiación, lo que contribuye a elevar más la temperatura de las salmueras.

Los organismos que consiguen adaptarse a estas condiciones hipersalinas no tienen competidores, resultando estos medios con productividades de 20 a 30 veces más altas que en el medio marino normal. Puede citarse, como ejemplo, que *Artemia salina* alcanza densidades de 5.000 individuos por m^3 en Great Salt Lake (Utah, Estados Unidos). Así pues, la producción primaria de materia orgánica en los ambientes evaporíticos suele aumentar con la salinidad. A salinidades < 200‰ los contribuyentes principales a la biomasa son las algas verdes y las cianobacterias, mientras que a mayores salinidades lo son las halobacterias y el alga clorofícea *Dunaliella*. Por otro lado, a salinidades >200‰ la destrucción de la materia orgánica por parte de las bacterias sulfato-reductoras y metanogénicas está muy inhibida, siendo alta la cantidad de esta materia preservada.

Los tapices de cianobacterias, en particular, presentan alta productividad, aunque también se descomponen rápidamente en un material sapropélico en el que ya es difícil identificar los propios filamentos. Uno de los casos excepcionales es el de Solar Lake, donde los tapices microbianos de *Microcoleus* sp. alcanzan un espesor de 1,2 m, lo que equivale a un período de formación y preservación de unos 2.500 años. Las láminas superiores de estos tapices alcanzan productividades de 12.000 mgC/m^2/día; sin embargo, el carbono orgánico total (TOC) baja

rápidamente del 15% en las láminas superficiales (las únicas vivientes) a < 4% en las situadas a una profundidad de 10 cm.

Un ejemplo de la complejidad de estos tapices microbianos laminados es el de la Sebkha Gavish (golfo de Eliat, mar Rojo). La sucesión observada en ella comprende capas de cianobacterias bien individualizadas, dominadas por formas coccoides o filamentosas, así como diversas capas de bacterias fotosintéticas. Esta zonación biológica se refleja en otra zonación cromática: capa roja basal de bacterias fotosintéticas, capa verde intermedia, y capa superior anaranjada en la que hay una fuerte producción de carotenoides (figura 15.37a). La anterior organización es relativamente similar a la observada en las salinas marítimas de evaporación (figura 15.37b), aunque en este caso la zonación no está soportada por un tapiz microbiano sino que está fijada sobre los propios cristales de yeso selenítico.

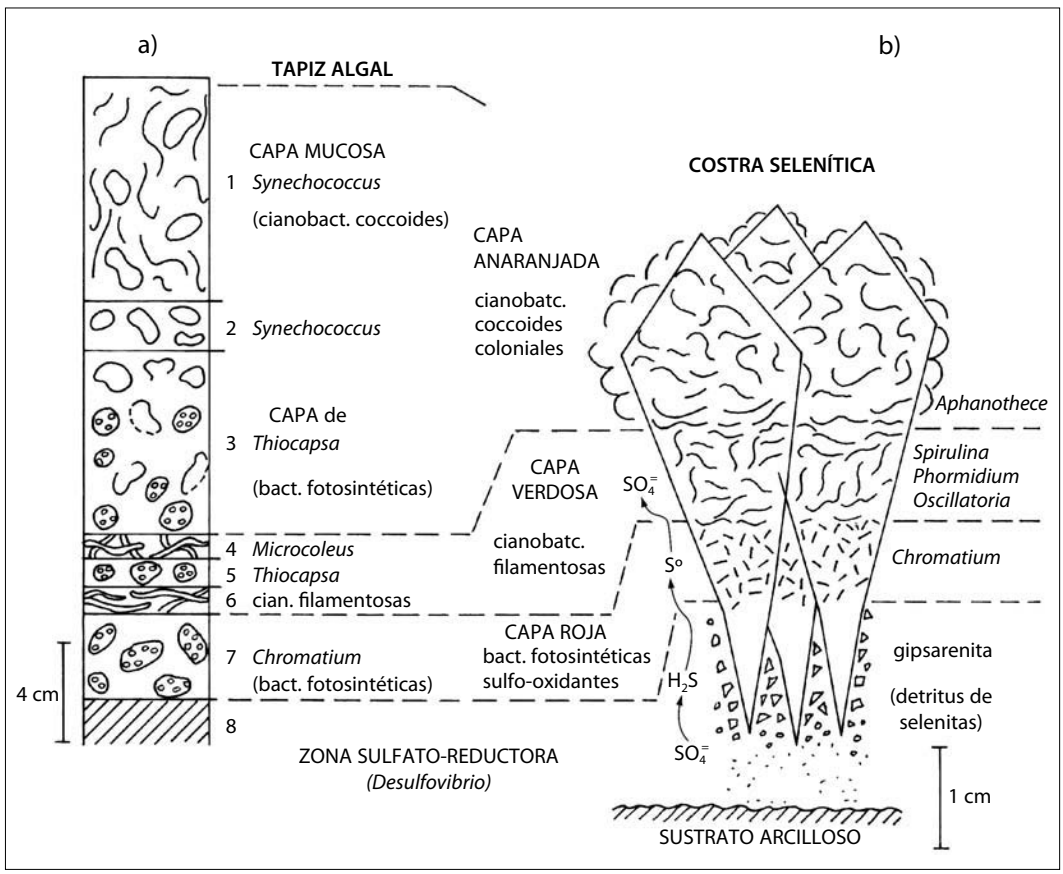


Figura 15.37. a) Corte esquemático de un tapiz microbiano laminado de la Sebkha Gavish, recubierto permanentemente por agua (salmueras de salinidad variable, entre 120 y 300 g/l) (adaptado de Cornée, 1988, figura 9 y Gerdes *et al.*, 1985). b) Zonación orgánica en las costras selenítica de los concentradores de yeso de las salinas marítimas de evaporación de Santa Pola (Alicante) (basado en Ortí *et al.*, 1984). Se indica la posible equivalencia entre las dos zonaciones biológicas.

AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN EVAPORÍTICA MARINA

Ambientes holocenos y actuales: salinas y sabkhas

No existen en la actualidad mares epicontinentales evaporíticos comparables a los del pasado geológico, de tal modo que a lo largo del Holoceno la sedimentación evaporítica marina se ha caracterizado por la ausencia de grandes formaciones. Las principales ocurrencias evapo-

ríticas se distribuyen por las zonas litorales de las amplias franjas árida y semiárida terrestres, pero son de poca importancia en volumen. Estas ocurrencias se sitúan predominantemente en la zona de transición marino-continental, en la que el carácter subacuático o subaéreo de la sedimentación nos diferencia dos grandes ambientes, la salina o lago salado costero, y la *sabkha* o llanura salada supramareal. Tanto las salinas como las *sabkhas* costeras holocenas han dado lugar a depósitos somerizantes *(shoaling-upward),* con frecuencia de tipo secuencial. Entre otros autores, Kinsman (1969), Perthuisot (1980), Friedman (1980) y Warren (1989, 1999, 2006) han revisado los diferentes ambientes costeros de precipitación evaporítica actual.

Las salinas costeras son cuerpos de agua relativamente estables y de pequeñas dimensiones (de km a decenas de km) y profundidad (de decenas de cm a pocos m), con salmueras a diferentes concentraciones, que en ningún caso alcanzan el estadio de sales de K-Mg. Estas salinas están distribuidas ampliamente en las costas del Mediterráneo, mar Negro y mar Rojo, así como en las costas del S y W de Australia, de la zona del Caribe, del golfo de California, etc. En las salinas actuales u holocenas las unidades evaporíticas son relativamente puras, a menudo con más del 70% de sulfato y más raramente con cloruros (Warren, 1991). Cada unidad deposicional alcanza potencias entre 1 y 30 m y sus facies pueden presentar modelos de distribución simétricos o asimétricos. Las litofacies suelen ser laminadas o bandeadas y los cristales suelen nuclear en el fondo. Los depósitos pueden ser también mecánicos y con gradación directa o inversa causada por el transporte. Asociadamente se presentan tapices microbianos laminados y estromatolitos domáticos. Hidrológicamente estas salinas están dominadas por los mecanismos de «depresión evaporítica» *(evaporative drawdown)* y de reflujo de salmueras, operando este último a cierta profundidad.

Los cuerpos de agua del tipo salina costera actual responden a lagos salados (laguna, *lagoon, salt pan, pond, pool, bahira,* etc.) y a estuarios hipersalinos. Los primeros suelen mostrar dispositivos de salinidad concéntricos y los segundos fuertemente asimétricos. De este último tipo existen pocos casos descritos, como la Bocana de Virrila en Perú (Morris y Dickey, 1957) y Khor el Aadid en el golfo Pérsico (Perthuisot y Jauzein, 1978). El primer tipo de dispositivo, el concéntrico, es mucho más numeroso. De gran importancia sedimentológica son los lagos yesíferos de las costas australianas, así como los depósitos de yeso de Shark Bay (Logan *et al.*, 1970). Casos conocidos en las costas del Mediterráneo y mar Rojo son, entre otros: el del N del Sinaí (Levi, 1980); algunos *ponds* del golfo de El Elat (Sinaí) como Solar Lake y Ras Muhammed Pol (Gavish, 1980; Kushnir, 1981); la *sabkha* El Melah de Zarzis (Perthuisot, 1975; Busson y Perthuisot, 1977), cubeta subfósil de relleno halítico; la laguna Bahiret El Biban de Túnez (Medhioub, 1979; Guelorget y Perthuisot, 1983) (figura 15.36); las salinas de Torrevieja (España) y Larnaca (Chipre). En Baja California ha sido descrita la Salina Ometepec (Thompson, 1968; Shearman, 1970) y el complejo de Laguna Mormona (Pierre, 1982).

Las *sabkhas* costeras ocupan una distribución similar a la de las salinas, aunque su hidrología suele estar peor conocida. Se encuentran restringidas por diversos elementos litorales como *lagoons,* bahías, estuarios, deltas, etc. Presentan salmueras en posición subterránea y precipitan evaporitas intersticiales en la parte alta de la zona freática y en las zonas capilar y vadosa. El caso más investigado es el de las *sabkhas* anhidríticas del golfo Pérsico. En general, en las *sabkhas* costeras domina la matriz sedimentaria no evaporítica y el sulfato suele representar menos del 60% (Warren, 1991). Cada unidad evaporítica (unidad supramareal) es delgada, en general de menos de 1-2 m de potencia. Las facies dominantes son nodulares y enterolíticas y los cristales evaporíticos crecen diagenéticamente en el seno de la matriz sedimentaria desplazándola mecánicamente y, en parte, reemplazándola. Asociadamente se presentan *tepees* y tapices microbianos laminados y poligonales. Estas unidades evaporíticas tienden a desarrollarse paralelamente a la línea de costa. Hidrológicamente están dominadas por recargas de tormentas y mareas excepcionales y por reflujos de salmueras densas. Por el crecimien-

to intrasedimentario y la intensa diagénesis temprana que implican, es interesante referir la naturaleza del sustrato, ya sea carbonatado como en Abu Dhabi o Qatar (golfo Pérsico; Shearman, 1966, 1978; Kendall y Warren, 1988), siliciclástico como en Laguna Ojo de Liebre (Holser, 1966; Phleger, 1969; Pierre *et al.*, 1984), o mixto. En las depresiones interdunares del delta del Nilo también se han citado formaciones evaporíticas intersticiales (West *et al.*, 1979).

Ambientes antiguos

Los depósitos evaporíticos antiguos de las zonas marginales de los continentes tienen potencias y extensiones de dos o tres órdenes de magnitud mayores que los de las evaporitas modernas de la zona de tansición. Las formaciones evaporíticas antiguas presentan tres configuraciones principales (Busson, 1988): margen de plataforma (margen de *shelf*), plataforma y cuenca. Las tres configuraciones pueden aparecer a lo largo de la historia de una misma área evaporítica en función de su evolución sedimentaria y estructural. Así, la figura 15.38 muestra para el caso del Pérmico superior de Texas-New Mexico (Estados Unidos) la siguiente sucesión: 1) evaporitas de margen de plataforma (Guadalupiense superior), con un sincronismo deposicional entre las laminitas de cuenca y las evaporitas de margen; 2) evaporitas de centro de cuenca (Fm. Castile), con un relleno rápido de la cuenca con sulfatos y la desaparición morfológica final de la propia cuenca, y 3) evaporitas de plataforma (Fm. Salado y Fm. Rustler), que consiste en un conjunto de evaporitas de plataforma sin una relación clara con la antigua cuenca. Ello no obstante, con frecuencia es difícil establecer una relación precisa entre las anteriores categorías de margen y plataforma, y muchos autores las agrupan bajo el término general de «evaporitas de plataforma».

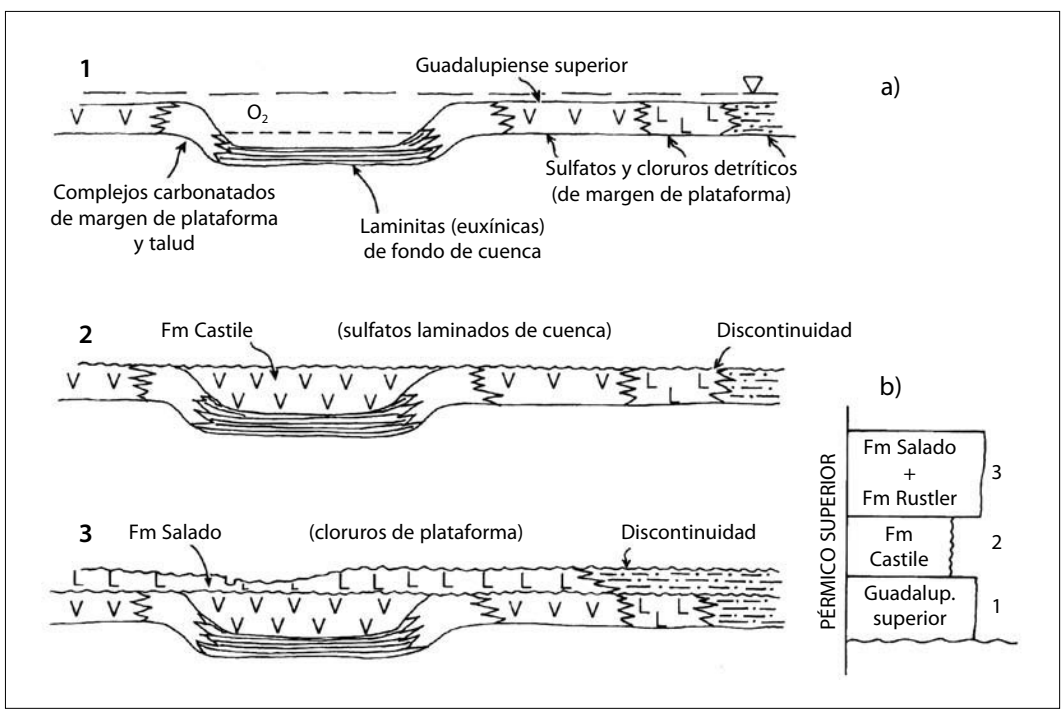


Figura 15.38. Sucesión de diferentes tipos de evaporitas (margen de plataforma, cuenca y plataforma) en la cuenca de Texas-New Mexico del Pérmico superior de Estados Unidos. a) Esquema evolutivo, de 1 a 3; b) Columna litoestratigráfica sintética de las unidades evaporíticas (simplificado de Busson, 1988, figura 10).

Evaporitas de plataforma

Las evaporitas marinas de plataforma pueden definirse (Warren, 1989, 1991) como unidades estratiformes someras, de potencia inferior a 50 m en general (a menudo inferior a 5-10 m), con raros intervalos de aguas más profundas. Estas unidades están depositadas en una plataforma continental y están con frecuencia interestratificadas con otros sedimentos no evaporíticos de plataforma de aguas someras *(shoals)*. Estas evaporitas pasan hacia el mar abierto a sedimentos coetáneos de agua profunda y ambiente no restringido (figura 15.39a).

Grandes zonas de estas plataformas áridas antiguas fueron extensas llanuras lutítico-evaporíticas, auténticos mosaicos deposicionales de salinas y *sabkhas*. Otras plataformas áridas

a)

EVAPORITAS MARINAS

CONTINENTAL	PLATAFORMA (*Shelf;* Rampa)		TALUD	CUENCA
SABKHAS, LAGOS SALADOS	LLANURA LUTÍTICA (*mudflat*) evaporítica	*SALTERN* (megasalina)	*SLUMPS,* turbiditas	LAMINITAS
	SALINAS + *SABKHAS* (amplio mosaico de gran extensión lateral)	extensos «PASOS MARINOS» evaporíticos, con llanuras lutíticas salinas en las áreas someras		

b)

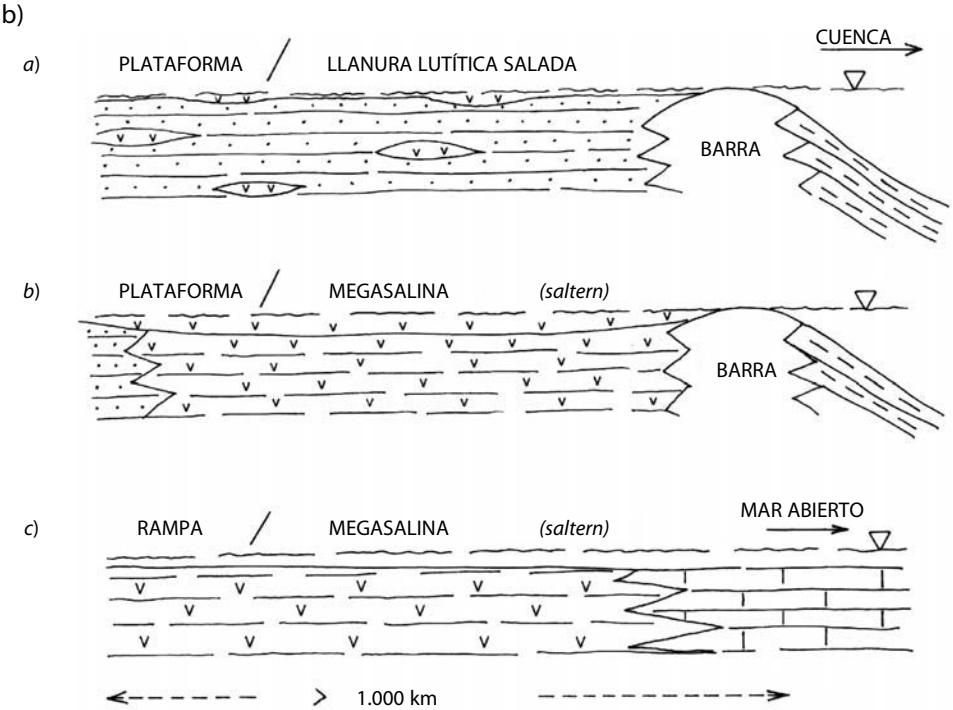


Figura 15.39. a) Tipos de evaporitas de plataforma (según Warren, 1991, figura 2.2); b) Relaciones posibles entre llanura-lutítica salina y megasalina *(saltern)* en las configuraciones de plataforma *(rimmed-shelf)* y rampa (adaptado de Warren, 1989, figuras 1.12 y 1.13).

(u otras partes de una misma plataforma) fueron inundadas por *salterns*: inmensos pasos marinos *(seaways)* con deposición somera dominada por unidades evaporíticas subacuáticas lateralmente extensivas. Los depósitos de *saltern* alcanzan hasta decenas de metros de potencia. Son muy puros y presentan perfilajes de pozo *(logs)* que pueden correlacionarse lateralmente a grandes distancias, de decenas a centenares de kilómetros. En muchos *salterns* cada ciclo se caracteriza por un episodio inicial de deposición transgresiva del tipo «desalimentado» *(starved basin),* seguido de carbonatos marinos que pasan hacia techo a evaporitas. En lo que sigue, utilizaremos el término «megasalina» como equivalente al de *saltern* de Warren (1989, 1991, 2006).

Basándose en la ausencia (gradiente < 1 : 50.000) o presencia de un talud continental acusado, las antiguas plataformas evaporíticas pueden catalogarse respectivamente de rampas y plataformas propiamente dichas *(shelf, rimmed-shelf)*, ambas de mares epicontinentales muy extensos hacia el interior del continente y con anchuras de hasta miles de kilómetros. La figura 15.39b muestra diversas asociaciones evaporíticas entre llanura lutítica salina y megasalina, según las configuraciones de plataforma *(rimmed-shelf)* y rampa. Así conceptuadas, las evaporitas de plataforma han sido referidas en muchos trabajos antiguos como evaporitas de margen de cuenca, margen de *shelf,* de *lagoon,* o de *back-reef*. Las de rampa equivaldrían a algunas descripciones de vastas evaporitas de plataforma en el sentido de Busson (1978a, b), como por ejemplo la plataforma triásica sahariana (Busson, 1982), o en el sentido de la «plataforma de saturación» de Richter-Bernburg (1955). En algunas plataformas antiguas se desarrollan amplias depresiones del tipo cuenca interna *(intra-shelf),* con fondos anóxicos de entre 10-30 m enriquecidos en materia orgánica.

Evaporitas de cuenca

Este tipo de evaporitas consiste en unidades potentes, con frecuencia de más de 50 m, de aguas profundas o someras y que presentan evidencias texturales de deposición en ambientes marinos muy diferentes: *mudflats*, megasalinas, talud y cuenca profunda. Estas unidades suelen mostrar un perfil distintivo de «plataforma-talud-cuenca» durante la propia sedimentación evaporítica. Las condiciones tectónicas adecuadas para la formación de estos depósitos evaporíticos (a lo ancho de grandes cuencas bien definidas y con potencias que suelen exceder los 100 m, pudiendo alcanzar los pocos miles de metros) parecen darse en momentos de actividad tectónica (Warren, 1989).

Algunos ejemplos de grandes cuencas evaporíticas antiguas, o «gigantes salíferos», son: Delaware Basin del Pérmico de W de Texas, la cuenca del Zechstein centroeuropeo, la Sal Louann del Jurásico del golfo de Méjico, la Sal Hormuz del Precámbrico del golfo Pérsico y la sal del Messiniense del Mediterráneo. El relleno de estas grandes cuencas suele estar compuesto por ciclos *shoaling* de potencia individual de decenas a centenares de metros (ciclos de tercer orden). El relleno salino no suele corresponder a un episodio simple, sino a un apilamiento de ciclos. Cerca del margen de la plataforma los depósitos de cuenca profunda suelen caracterizarse por depósitos de talud (cuña de evaporitas redepositadas, con *slumps* y turbiditas), mientras que en el centro de cuenca dominan los depósitos laminados. En las investigaciones de subsuperficie las evaporitas de cuenca se distinguen fácilmente de las de plataforma por su mayor pureza y potencia, además de por su distribución.

Modalidades de relleno de cuencas evaporíticas

Basándose en numerosas observaciones de casos concretos, Busson (1979a) propuso como mecanismo más general un relleno multiestádico de cuenca salina, organizado en tres episodios principales (carbonatado, sulfatado y clorurado), con facies en disposición altimétrica y telescópica, y con tendencia a la somerización *(shoaling)* (figura 15.40).

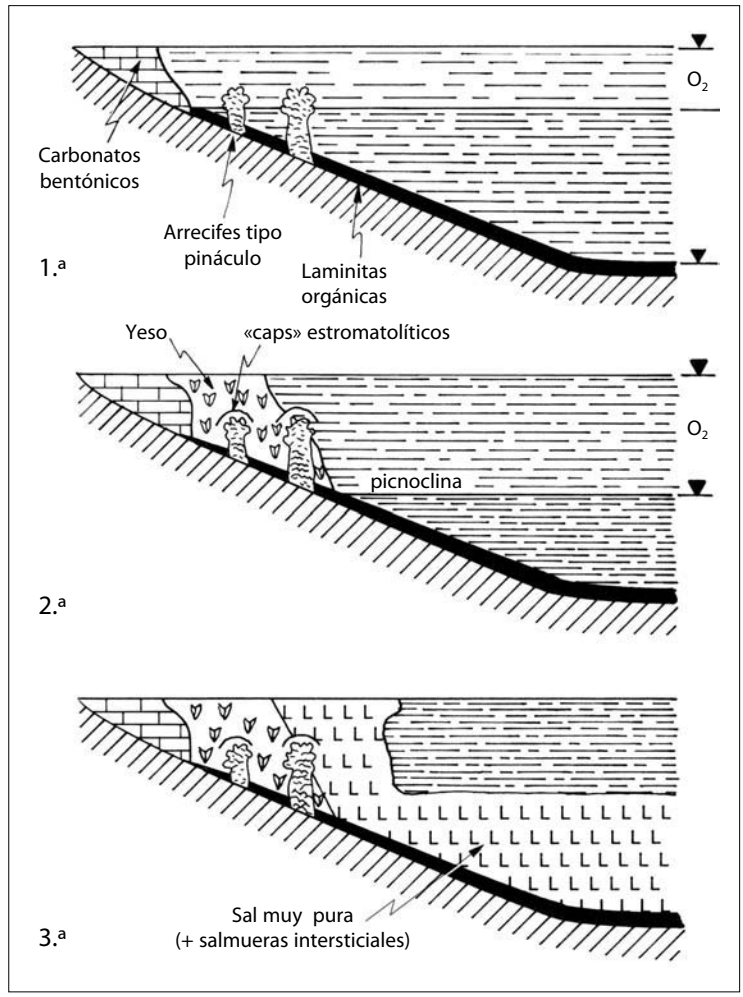


Figura 15.40. Esquema de relleno multiestádico de una cuenca evaporítica profunda, a nivel constante idealizado. Fases: 1.ª) Aumento de salinidad y estabilización de la picnoclina; acumulación de laminitas orgánicas de origen planctónico en el fondo euxínico de la cuenca y en posición interarrecifal. 2.ª) Aumento general de la salinidad con mantenimiento de la picnoclina; estromatolitos sobre los arrecifes; vida planctónica casi totalmente impedida; yeso estable en la masa de agua oxigenada superior e inestable en el fondo anóxico; eventual precipitación de carbonato en el fondo de cuenca procedente de la reducción bacterial del yeso. 3.ª) Destrucción de la picnoclina y homogeneización de la salmuera; relleno de la cuenca por deposición halítica en el fondo y por acreción lateral; sal muy pura, relleno rápido y abundante salmuera residual atrapada (adaptado de Busson, 1979, figura 1).

Para el relleno de las grandes cuencas profundas se ha propuesto en la literatura tres modalidades principales (Kendall, 1979, figura 17; Rouchy, 1980), resumidas en la figura 15.41: *a*) *Modelo de cuenca profunda*. En este modelo las evaporitas se sedimentan en una cuenca prácticamente rellena de salmueras, o al menos con una lámina de agua muy potente *(brine-filled basin model)*. Este modelo está inspirado principalmente en el de Schmalz (1969). *b*) *Modelo de cuenca somera*. En él las evaporitas se sedimentan en cuencas de decenas, máximo del orden del centenar de metros de potencia, con episodios de *sabkha*. Como ejemplo puede citarse las interpretaciones realizadas por Hardie y Eugster (1971) y Vai y Ricci-Lucchi (1977) sobre las formaciones de yeso selenítico de las cuencas del Messiniense. *c*) *Modelo de cuenca profunda y aguas someras*. Es quizá el elemento más original, propuesto como *desiccated deep basin* por Hsü (1972), y teniendo como precursor el mecanismo *basinal drawdown* de Maiklen (1971). En este modelo la precipitación ocurre en una cuenca profunda topográficamente, pero prácticamente desecada, y con la instalación de *sabkhas* y lagos-playa en su fondo durante la crisis de salinidad.

Relación plataforma-cuenca: estratigrafía secuencial en carbonatos-evaporitas

En el relleno multiepisódico de muchas cuencas evaporíticas marinas se observa una alternancia en la vertical de estadios de plataforma y de cuenca. Tucker (1991) utilizó la estratigrafía secuencial basada en las oscilaciones del nivel marino, principalmente las oscilaciones de

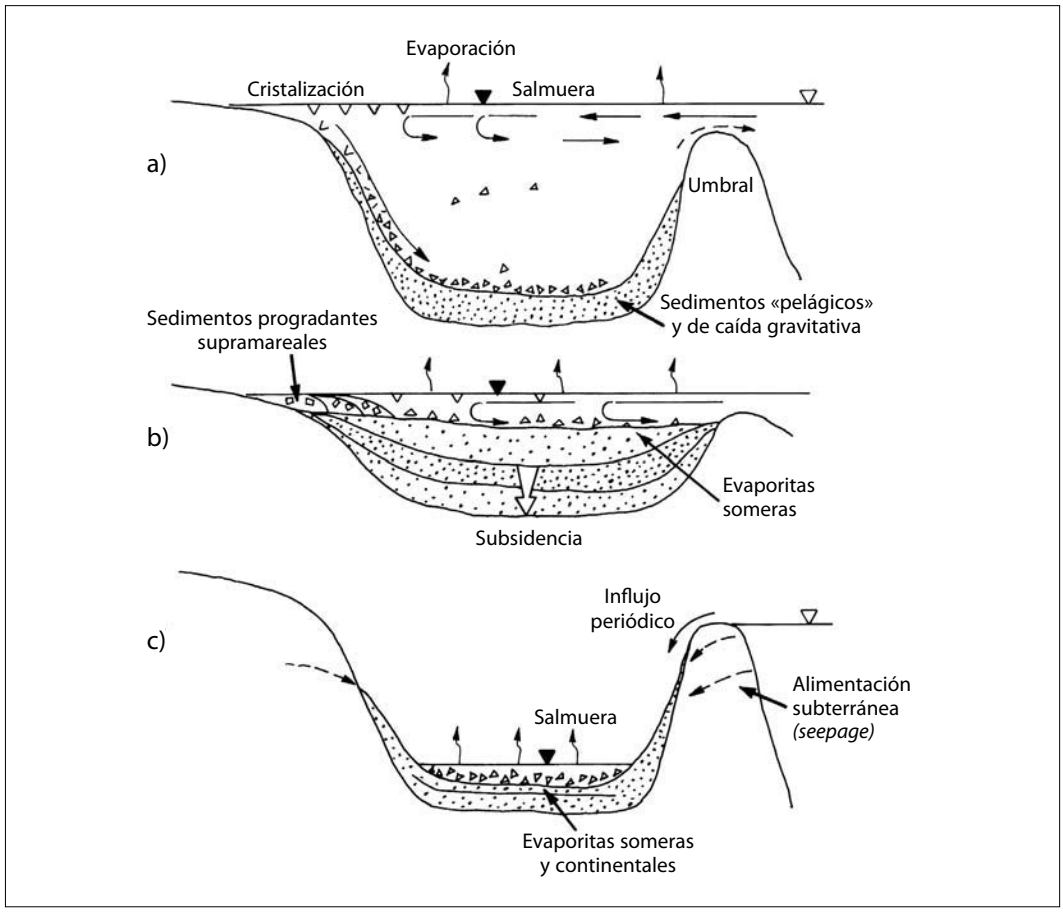


Figura 15.41. Modelos de relleno de evaporitas de centro de cuenca: a) cuenca profunda con agua profunda; b) cuenca somera; c) cuenca profunda con agua somera (adaptado de Kendall, 1979).

tercer orden (entre 1-10 M.a. de duración) para explicar el relleno de las cuencas evaporíticas marinas, en particular aquéllas de carácter carbonatado-evaporítico y de ambiente cratónico, aplicándola al caso del Zechstein centroeuropeo. Este análisis lleva a definir secuencias de «evaporitas (en base)-carbonatos (al techo)», en lugar del clásico ciclo de «carbonatos (en base)-evaporitas (al techo)», y también a reconocer la sedimentación evaporítica en cualquier posición de la plataforma (interna, intermedia, externa), del talud y de la cuenca (depocentro).

De acuerdo con el relleno del centro de las cuencas, ya sea exclusivamente de sulfatos o de cloruros, Tucker (1991) considera dos casos principales (figura 15.42):

a) *Depresión incompleta de la lámina de agua*. Esta situación lleva al desarrollo de unos sistemas deposicionales evaporíticos con cuñas potentes de yeso marginal (yesos seleníticos y *sabkhas* anhidríticas) y de unidades delgadas de yeso laminado en el depocentro. Los estadios evolutivos son los siguientes: 1) se parte de un nivel oceánico alto *(highstand)* con sedimentación carbonatada, es decir, con carbonatos de nivel marino alto (HST) sobre carbonatos de sistema transgresivo (TST); 2) caída o depresión incompleta de lámina de agua en la cuenca y sedimentación de una cuña sulfatada (LSW) con *sabkhas* en la parte alta, facies seleníticas intermedias y, eventualmente, sulfatos resedimentados en la parte baja; en el centro de cuenca se sedimentan laminitas (de yeso, carbonato o materia orgánica) en situación de estratitificación de aguas y condiciones anóxicas. Excepcionalmente, si la lámina de agua en la cuenca queda muy baja pueden depositarse niveles de yeso selenítico en el depocentro; 3) en el inicio de la

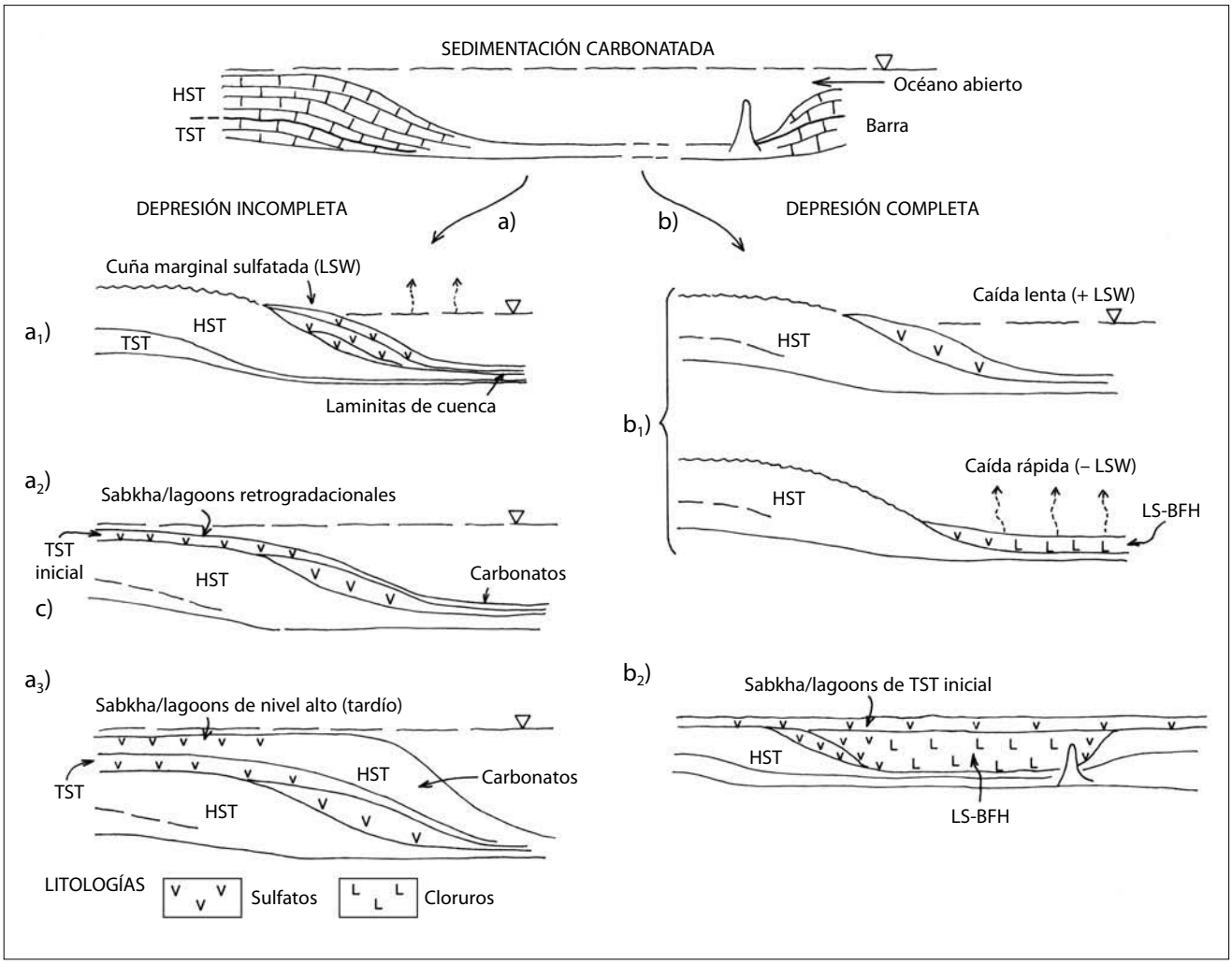


Figura 15.42. Principales momentos de sedimentación evaporítica en el modelo secuencial de carbonatos-evaporitas propuesto por Tucker (1991), ya sea con depresión incompleta (a) o completa (b) de la lámina de agua en la cuenca. LSW: cuña de yeso marginal de nivel marino bajo; LS-BFH: halita de relleno de cuenca en nivel marino bajo; TST: cortejo sedimentario transgresivo; HST: cortejo sedimentario de nivel marino alto (simplificado de Tucker, 1991, figuras 2 y 3).

transgresión se forman sulfatos retrogradacionales (*lagoons* y *sabkhas* de TST) y en el centro de cuenca laminitas carbonatadas; en estadio avanzado de la subida del nivel marino se depositan carbonatos de TST; 4) posteriormente, aún pueden producirse precipitados evaporíticos de HST hacia el interior de la plataforma, y 5) la depresión de la lámina de agua puede repetir la secuencia, tras la formación de una discontinuidad que la limita al techo.

b) *Depresión completa de la lámina de agua*. Esta situación lleva al desarrollo de unos sistemas deposicionales evaporíticos con relleno halítico del centro de cubeta. Partiendo de la misma situación carbonatada que en el caso anterior, los estadios evolutivos son los siguientes: 1) si la caída (depresión) no es muy rápida puede formarse una cuña marginal sulfatada (LSW-G) y laminitas en el centro, pero si lo es, el yeso puede prácticamente faltar. En este último caso (y si se da el suficiente influjo de agua marina a través de las rocas permeables del umbral) puede precipitar suficiente halita como para llenar la cuenca (LS-BFH), así como potasas en su desecación extrema; 2) en el inicio de la transgresión (TST) la situación hipersalina puede mantenerse (disolución parcial de los cloruros anteriores) y precipitar evaporitas de *sabkha* y *lagoon* en todo el conjunto de plataforma-cuenca, y 3) los carbonatos de TST y

HST pueden completar el ciclo, hasta una nueva secuencia causada por una profundización de la cuenca por subsidencia diferencial.

Aparte de otros aspectos de interés, esta concepción se ajusta a la evidencia de muchas evoluciones evaporíticas de cuenca, que se muestran como prácticamente instantáneas y con la máxima salinidad (cloruros) en la base, y en ocasiones sin cuñas sulfatadas marginales. La necesidad del influjo de agua oceánica a través de la barra permeable no es un obstáculo esencial, pues este tipo de recarga se conoce en la actualidad (Depresión Danakil, Etiopía), además de que la cuenca podría ser realimentada con pulsaciones menores. Esta interpretación ordena secuencial y lógicamente las evaporitas de los diversos ambientes marinos (cuenca profunda, talud, margen de plataforma, *back-reef*, *sabkha* externa, etc.) de acuerdo con las oscilaciones del nivel marino, con caídas bruscas y crecidas dominantemente paulatinas.

No obstante, Warren (1999) ha presentado objeciones a algunas de las concepciones de Tucker (1991). Dichas objeciones se basan principalmente en la consideración de que durante los episodios evaporíticos de las grandes cuencas, el nivel de agua es francamente inferior al oceánico, quedando estas cuencas desconectadas de aquél y no afectadas por las osiclaciones eustáticas de orden decamétrico. En este sentido, las cuñas de sulfatos marginales podrían no tener relación con niveles bajos en las cuencas *(lowstand)* y, en resumen, las ideas de la estratigrafia secuencial basadas en las oscilaciones oceánicas no serían aplicables a estas cuencas en estos estadios. Por el contrario, Warren (1999) concibe las oscilaciones en las grandes cuencas evaporíticas como de carácter autocíclico, con controles tectónicos y climáticos.

Ambientes geotectónicos de sedimentación evaporítica marina

Las formaciones evaporíticas marinas del pasado geológico son muy numerosas, aunque su principal ocurrencia parece limitada al Fanerozoico y en menor grado al Proterozoico. Estas formaciones han registrado episodios de distribución mundial generalizada (Silúrico superior, Pérmico superior, Triásico superior) y pueden ocupar enormes extensiones en las cuencas sedimentarias. Entre otros autores, Krumbein (1951), Lotze (1964), Kozay *et al.* (1968) y Zharkov (1981) han revisado su distribución geográfica y temporal. La catalogación de todas estas formaciones antiguas es compleja y el seleccionar un sólo criterio clasificador presenta importantes limitaciones. Aún así, los criterios estructurales permiten, mejor que otros, una visión amplia de las evaporitas marinas del Fanerozoico (aunque no por ello son diferentes las paragénesis minerales):

a) *Evaporitas de cuenca cratónica*. Como tal puede definirse a la mayoría de las formaciones paleozoicas de Estados Unidos-Canadá (entre otras, las cuencas de Michigan, en Estados Unidos y Elk Point, en Canadá) y Rusia-Siberia, así como las extensas del Zechstein centroeuropeo, muchas de las cuales están bien estudiadas con sondeos. Se trata de los «gigantes salíferos paleozoicos», cuencas muy estables afectadas sólo por movimientos verticales que permitieron el apilamiento repetitivo de importantes formaciones salinas a lo largo de períodos de tiempo muy largos.

b) *Evaporitas de plataforma circum-marina*. El mejor ejemplo es el del Triásico superior-Lías basal europeo y nord-africano, caracterizado por cuencas muy someras y fuertemente expansivas, precursoras de la transgresión oceánica del Liásico. Estas evaporitas, que suelen formar secuencias deposicionales con episodios de carbonatos someros, alcanzan una gran distribución geográfica, pero se desarrollan en períodos de tiempo relativamente cortos y bien definidos para cada sector. Responden a la dinámica distensiva que involucra la ruptura del Pangea y el avance del Tethys (y subsiguiente apertura del Atlántico Norte). Las áreas afectadas por la sedimentación evaporítica son también cratónicas, en gran parte.

c) *Evaporitas de rift.* Estas formaciones rellenan fosas y semifosas subsidentes, en general de traza elongada y de origen distensivo, ya sea en relación o no con una apertura oceánica. Su importancia ha sido enfatizada por muchos autores, entre ellos Hardie (1984). Entre las evaporitas de margen continental pasivo cabe citar las de ambos lados del Atlántico: los *grabens* del Triásico superior y los liásico-jurásicos del Atlántico Norte, los jurásicos del golfo de Méjico, y las cuencas potásicas del Cretácico inferior del Congo-Brasil. Entre las evaporitas intracontinentales, hay que mencionar la cuenca potásica de Alsacia-Lorena (Alto Rhin) del Paleógeno, así como las fosas halíticas (Bresse, Valence, Manosque) del Paleógeno del SE de Francia (cuyos orígenes marinos, al menos en parte, parecen probados; Moretto, 1987; Busson *et al.*, 1992) y las formaciones del Mioceno medio del mar Rojo (Rouchy y Pierre, 1995).

d) *Evaporitas de cadena orogénica* (de convergencia de placas). Estas formaciones están bien desarrolladas en el sector centroeuropeo y área mediterránea, aunque tienen particularidades muy variables. De todas ellas podría hacerse estas distinciones: 1) Evaporitas de surco de flexura *(foredeep)* en fase compresiva: están representadas por las dos formaciones surpirenaicas conocidas del Eoceno (Luteciense y Priaboniense), así como por las fases de la cuenca precarpática del Mioceno medio (Badeniense) de Polonia-Ucrania, y las del Messiniense de los Apeninos. Por la dinámica general de compresión, estas evaporitas de cuenca de antepais han podido quedar implicadas en las unidades alóctonas generadas posteriormente a su acumulación. 2) Evaporitas de fosas de intracadena *(intermontane):* están representadas por las evaporitas de las cuencas neógenas (Tortoniense-Messiniense) de la Cadena Bética, que se han generado tanto en distensión como en compresión (Montenat *et al.*, 1987). 3) Evaporitas de cuencas emplazadas en el centro de las zonas de convergencia de placas: aunque su catalogación es más discutible, algunos autores incluyen en este tipo a las grandes cuencas salinas del Messiniense localizadas bajo las actuales llanuras abisales del Mediterráneo, y a las evaporitas miocenas de la Cadena Zagros (Irán).

MOVIMIENTOS DE MASAS SALINAS. DIAPIRISMO

El término *halocinesis* se refiere al movimiento espontáneo de una masa salina (de cloruro sódico, en general), el cual suele estar inducido por la inestabilidad gravitativa de la propia masa cuando soporta una potente cobertera de sedimentos más densos. *Tectónica salina* hace referencia a movimientos de masas salinas impulsados por causas estructurales; en general, se trata de esfuerzos tangenciales, aunque también pueden ser tensionales. *Diapirismo* salino (del griego *diapeirein,* perforar) se reserva para el fenómeno de penetración y rotura de la cobertera sedimentaria por parte de masas salinas ascendentes (intrusión salina y eventual extrusión). En las extrusiones se pasa de una fase inicial meramente halocinética a otra propiamente diapírica (perforante). *Estructura salina* se refiere, en general, a cualquier geometría salina de deformación, ya sea perforante o no. En todas las estructuras, en general, la sal suele estar muy recristalizada, presenta un tamaño cristalino grueso y ha perdido las inclusiones fluidas primarias.

El comportamiento halocinético/diapírico de la sal se basa en su baja densidad y en su facilidad de fluencia (comportamiento plástico). Otras propiedades de la sal, como la conductividad térmica, el contenido en agua, la deformabilidad de la red cristalina del cloruro sódico, la presencia de sales K-Mg acompañando a la halita, etc., facilitan este comportamiento en diferentes grados.

a) *Densidad*. La densidad del mineral halita es relativamente baja, de 2,165 g/cm^3 a temperatura ambiente. Contrariamente al resto de materiales geológicos, la roca salina pierde densidad en profundidad al ir aumentando la temperatura, calculándose una pérdida del 6%

entre 0 y 801 °C, temperatura esta última a la cual la densidad ha bajado hasta 1,904 g/cm^3. Este comportamiento anómalo es debido a la práctica ausencia de porosidad en esta roca y a la dilatación del mineral por el aumento de temperatura, la cual resulta ser superior a la contracción (compactación) debida a la presión de confinamiento. Este comportamiento de la sal facilita su ascensión por «flotabilidad» a medida que, con el enterramiento progresivo, va siendo mayor el contraste de densidades.

b) *Conductividad térmica*. La sal presenta, junto con la anhidrita, la conductividad térmica más alta de las rocas sedimentarias (17×10^{-3} unidades c.g.s.). Este hecho lleva a que las masas salinas: 1) se comporten como conductores térmicos muy efectivos (captores de calor en profundidad y transmisores hacia la superficie); 2) deformen los gradientes térmicos regionales; 3) faciliten la aparición de células convectivas, y 4) influyan significativamente en las reacciones diagenéticas de los sedimentos encajantes, en particular, en la maduración de la materia orgánica.

c) *Contenido en agua*. Muchos estudios experimentales de deformación salina se han realizado sobre muestras en seco. Sin embargo, en las condiciones naturales siempre están presentes pequeñas cantidades de agua (inclusiones fluidas, agua intercristalina) y ello aumenta considerablemente la capacidad de fluencia de la sal. Aún en las masas salinas muy recristalizadas por diapirismo o tectónica, los contenidos en H_2O están próximos al 0,1% en peso.

De acuerdo con todo lo anterior, las posibilidades de comportamiento plástico de la sal son muy superiores a lo que antiguamente se creyó, y en determinadas circunstancias la sal puede fluir bajo el peso de una cobertera sedimentaria relativamente delgada o de un gradiente térmico regional no necesariamente muy alto.

Morfologías y mecanismos de la halocinesis

Una vez iniciada la deformación de las masas salinas, ya sea por simple halocinesis o por ser inducida tectónicamente, las formas que pueden adquirir son muy variadas. De menor a mayor grado de evolución, las principales geometrías son las siguientes (figura 15.43): *a*) formas concordantes con las rocas encajantes: anticlinales*, salt rollers* y almohadillas *(pillows);* y *b*) formas intrusivas: paredes diapíricas, diapiros bulbosos, diapiros con cabeza extrusiva *(overhang, namakier),* diapiros desenraizados (Jenyon, 1986; Jackson y Talbot, 1986).

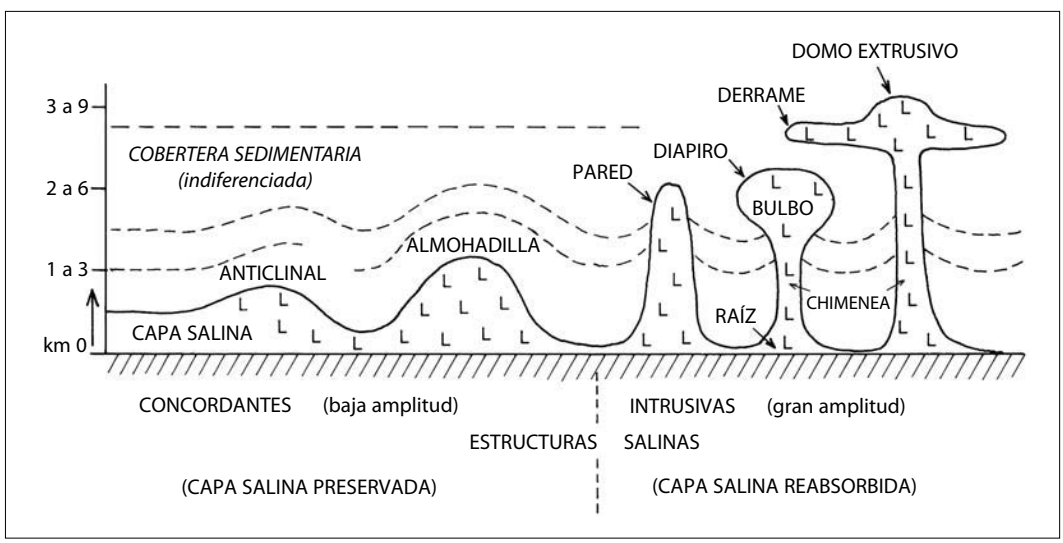


Figura 15.43. Morfologías de masas salinas, con distinción entre estructuras concordantes y discordantes (intrusivas) con la cobertera sedimentaria (simplificado de Jackson y Talbot, 1986).

A pesar de la gran deformabilidad de la sal y de su capacidad de fluencia, existen formaciones salinas enterradas a varios miles de metros que se preservan totalmente como estratiformes. En general, suele requerirse algún elemento o evento inicial para la «activación» halocinética de las masas salinas. Este elemento puede ser un hecho sísmico, estructural, sedimentológico, o gravitacional. Así, puede tratarse de alguna irregularidad localizada ya sea en su zócalo (una fractura), en la propia masa salina (heterogeneidad litológica) o en su cobertera sedimentaria (cambio lateral de potencia, densidad, facies, viscosidad o gradiente térmico).

Independientemente del anterior requerimiento, las principales causas físicas y mecanismos propuestos para la movilización de las masas salinas son varios: *a*) flotabilidad *(bouyancy),* debido al contraste de densidades; *b*) peso diferencial: zonas de la cobertera sedimentaria que ejercen diferente carga litostática sobre la capa salina; *c*) derrame gravitativo: ocurrido tras la extrusión, ya sea subacuática o subaérea, de la sal; este movimiento es similar al de las masas de hielo en los glaciares y es facilitado por la presencia de agua impregnando la masa extruida; *d*) convección térmica operada en profundidad, en relación con los gradientes geotérmicos regionales (suele ocurrir a profundidades mayores de 900-1.000 m, en general); *e*) contracción tectónica (compresión); *f*) extensión tectónica (distensión), y *g*) descompresión por erosión rápida de la cobertera.

Evolución diapírica

Trusheim (1960), y posteriormente otros muchos autores, han reconocido tres estadios ideales en la evolución de un diapiro que se genera a partir de una capa salina localizada en la base de una sucesión sedimentaria aún en formación (figura 15.44):

a) *Estadio pre-diapírico*. Implica la formación de una ondulación o elevación en la capa de sal original y la aparición asociada de una «depresión periférica» al techo de la misma, rodeando la elevación. Simultáneamente se desarrolla en el techo de la cobertera sedimentaria un «sinclinal periférico primario» (SPP), el cual registra sedimentación, de tal modo que sus capas se adelgazan hacia la elevación salina. Puede haber erosión al techo de la cobertera sobre la elevación salina, con resedimentación en el SPP.

b) *Estadio diapírico* (perforante inicial). Cuando la elevación salina perfora la cobertera, ésta subside rápidamente alrededor de la masa salina, generándose un «sinclinal periférico secundario» (SPS), en el que las capas se engrosan hacia la masa salina y se adelgazan en sentido opuesto. Este tránsito brusco de elevación a perforación puede venir marcado por cambios de facies en los sedimentos depositados en los sinclinales periféricos, y suele comportarse como un buen reflector sísmico. Se trata, en realidad, de una ruptura sedimentaria que lleva asociada una superficie de emersión o transgresión. Cuando el diapiro llega cerca de la superficie deposicional puede mantenerse en esa posición, creciendo «hacia abajo» *(downbuilding),* mientras se producen la subsidencia y el hundimiento continuados de su SPS.

c) *Estadio post-diapírico* (perforante evolucionado). Cuando la extrusión y la sedimentación asociada en el SPS ya han ocurrido en su mayor parte, aún puede haber una etapa final menor relacionada con una sedimentación posterior. Durante esta última salida de sal se produce un nuevo hundimiento compensatorio que desarrolla un «sinclinal periférico terciario» (SPT), el cual no siempre se observa en los diapiros debido a los efectos altamente destructivos que aparecen en su techo (fracturación, fomación de *grabens,* disoluciones, etc.). Estos últimos fenómenos suelen ser tratados en la literatura como efectos auxiliares post-diapíricos. Otros fenómenos asociados (aunque no exclusivos) a esta fase póstuma son los derrames *(overhangs),* las extrusiones salinas en superficie, y los *cap-rocks*. Es de destacar que en este estadio final muchos diapiros mantienen su crecimiento del tipo *downbuilding*.

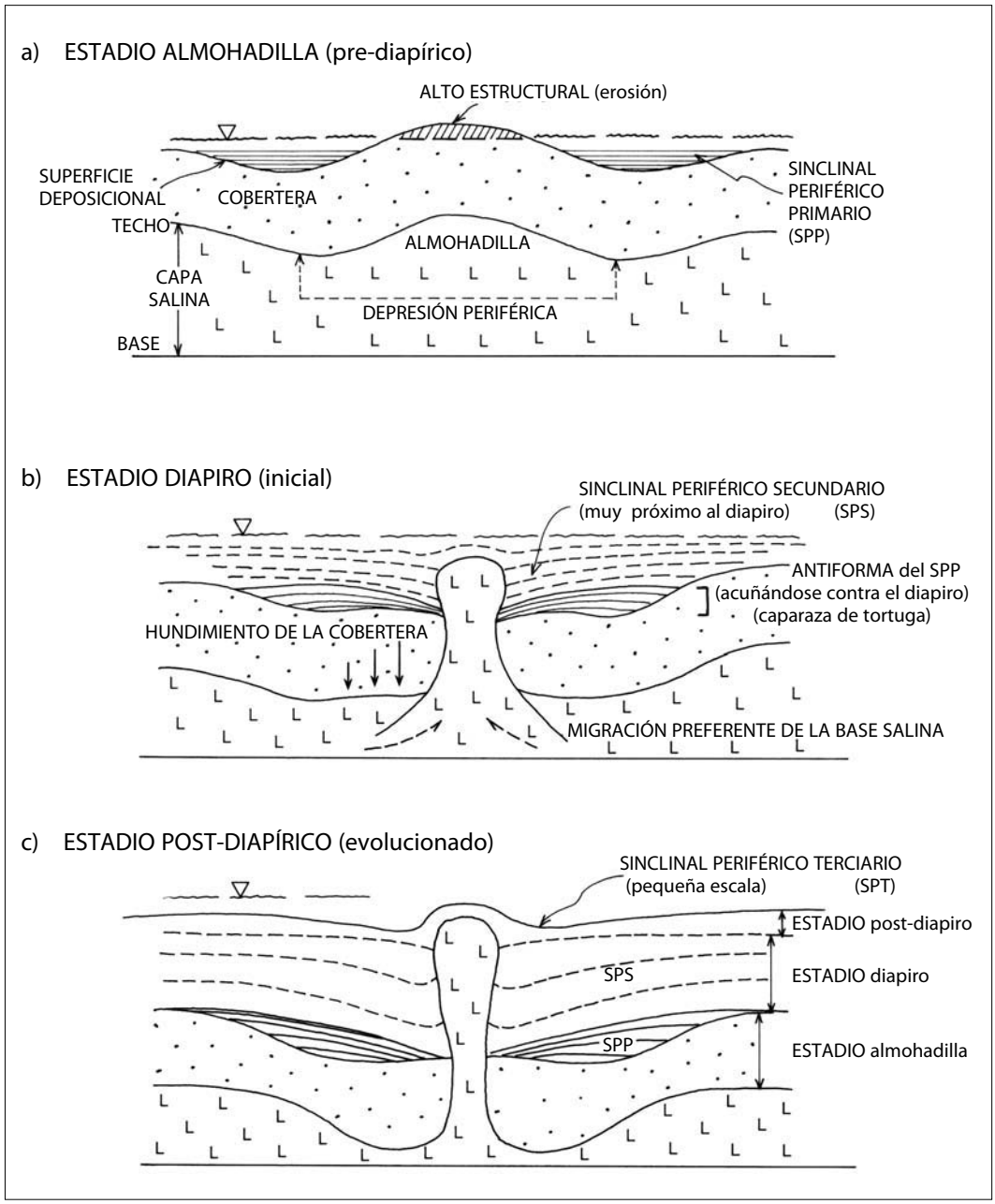


Figura 15.44. Estadios evolutivos de un diapiro. El esquema contempla la sedimentación de la cobertera como ocurrida anteriormente al estadio almohadilla de deformación salina; SPP: sinclinal periférico primario; SPS: sinclinal periférico secundario; SPT: sinclinal periférico terciario (adaptado de Jenyon, 1986, figuras 7.17 y 7.18).

La anterior secuencia evolutiva es ideal, y puede sufrir numerosas alteraciones. Una de ellas es la existencia de algún hiato sedimentario generalizado durante el desarrollo diapírico, que pueda erosionar el SPP. También, en ocasiones, la fuerte subsidencia asociada al estadio perforante confiere al SPP una forma de semi-anticlinal. Esta «semi-antiforma» puede acompañarse de fallas normales gravitativas, afectando a la secuencia sedimentaria. Cuando un grupo de dos o más diapiros evoluciona al unísono, durante la subsidencia de los SPS pueden organizarse anti-formas en los SPP situados entre los diapiros (morfologías sísmicas en «caparazas de tortuga»).

Modelos de cuenca diapírica

Diversos experimentos de laboratorio, así como el estudio geológico de numerosas provincias diapíricas, han permitido establecer algunas tendencias en el comportamiento halocinético de las cuencas que presentan en sus horizontes basales una formación salina importante. Puede así hablarse de «modelos de cuenca diapírica». Entre los principales podemos citar los siguientes (figura 15.45):

a) *Modelo de migración radial*. Este tipo sencillo lo muestran algunas cuencas en las que la sal migra desde el centro a los bordes debido al peso sedimentario diferencial. Ello produce un flujo centrífugo que desde el depocentro subsidente remonta los taludes hacia las áreas de plataforma, donde la presión litostática es menor. La presencia de fallas de zócalo en los bordes de cuenca puede controlar la fijación de la sal y la eventual construcción de diapiros en esas posiciones.

b) *Modelo de Trusheim (1960*). Este tipo corresponde a una cuenca con una formación salina basal muy desigual, en la que el aumento progresivo de potencia salina desde el borde hacia el centro de cuenca condiciona una halocinesis diferenciada. Tal comportamiento sería independiente de la sedimentación de la cobertera. En las zonas de borde se generarían estructuras halocinéticas suaves y concordantes, las cuales se harían más marcadamente diapíricas hacia el centro. En muchas cuencas salinas se generan propiamente «familias diapíricas» que se organizan en forma de bandas paralelas o bien en forma de anillos concéntricos. El dispositivo puede iniciarse en el depocentro y se va expandiendo, condicionando así la posición de las siguientes estructuras diapíricas y de los sinclinales periféricos sucesivos.

c) *Modelo de subsidencia diferencial*. Este tipo se desarrolla en aquellas cuencas en las que el relleno sedimentario va condicionando progresivamente la deformación salina, la cual progresa desde el borde hacia el centro de la cuenca por el avance de grandes cuñas sedimentarias progradantes (como complejos deltaicos, etc.). Este tipo de sedimentación produce marcados pesos diferenciales sobre la capa de sal subyacente, lo que facilita migraciones locales de ésta desde la plataforma hacia el frente de progradación. A lo largo de dichos frentes se generan ondulaciones y paredes salinas que suelen mostrar apéndices o espinas, y que son progresivamente más modernos. El ejemplo mejor conocido de este funcionamiento es el de la cuenca de la costa del golfo de Méjico, en cuya base se presenta la potente sal jurásica de la Fm. Louann.

d) *Modelo de deslizamiento gravitativo*. Este tipo puede ser un modelo frecuente en los primeros estadios de deformación salina de algunas formaciones. El principal requerimiento es la existencia de una inclinación suficiente en la capa salina hacia el centro de cuenca que facilite su fluencia en sentido lateral, a favor de la pendiente.

Cap-rocks

Muchos diapiros presentan techos planos, aparentemente estratificados y de hasta varios cientos de metros de potencia, llamados *cap-rocks*. Éstos son propiamente zonados y se componen de un conjunto de productos residuales de disolución de la sal por el agua meteórica, así como de minerales diagenéticos precipitados *in situ*. Los diapiros profundos suelen tener *cap-rocks* menos desarrollados que los someros, por su mayor protección contra la disolución de las aguas meteóricas. En muchas áreas, no obstante, los *cap-rocks* faltan ya sea porque no se han formado o porque han sido disueltos o destruidos por la propia acción extrusiva.

Los *cap-rocks* mejor estudiados son los de la cuenca de la costa del golfo de Méjico, de los que afloran más de 20 diapiros. Las potencias de estos *cap-rocks* promedian entre 100 y

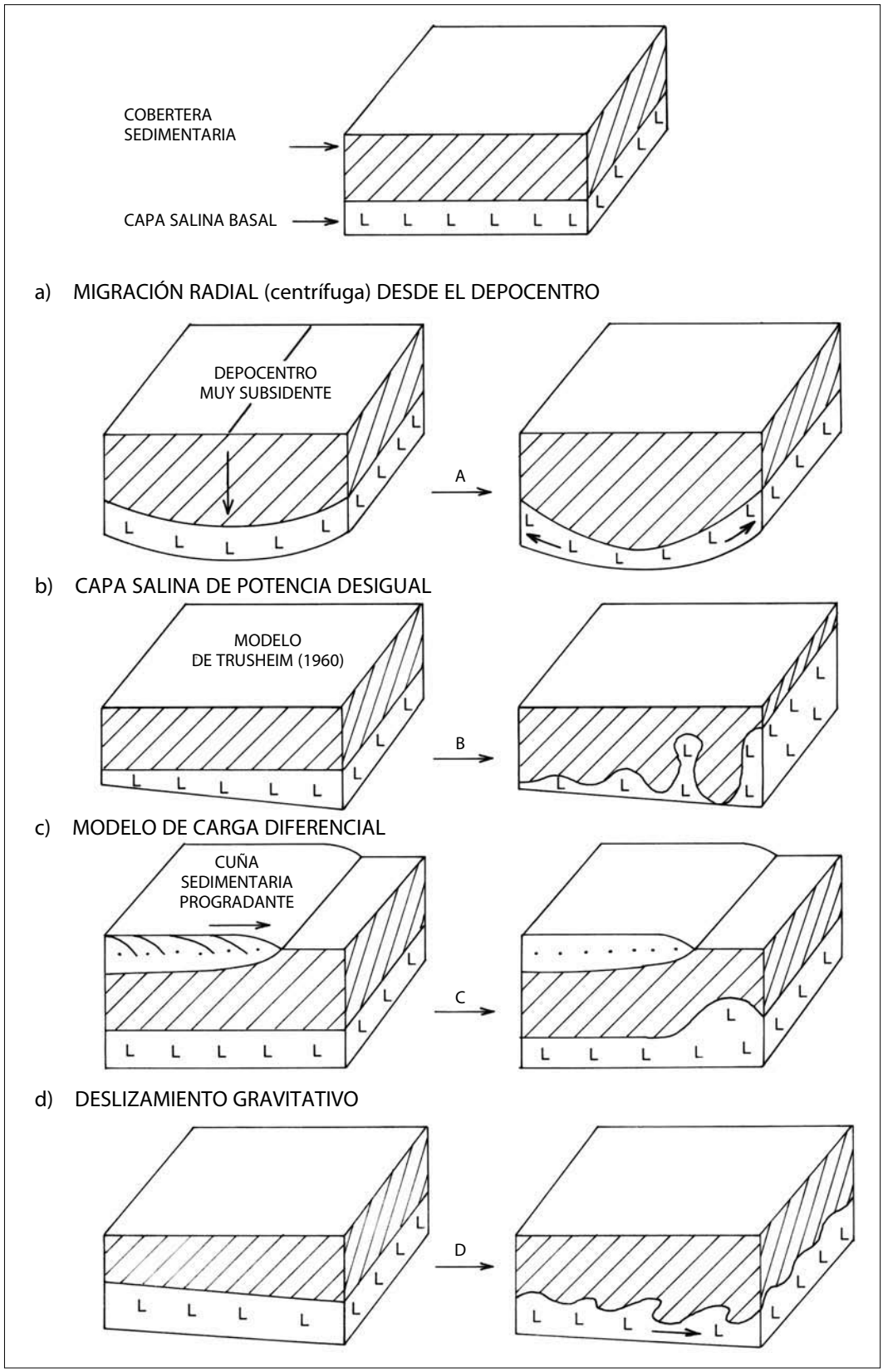


Figura 15.45. Modelos de cuenca diapírica: a) con migración radial desde el depocentro; b) modelo de Trusheim (1960); c) modelo de subsidencia diferencial, por cuñas sedimentarias progradantes; d) modelo con deslizamiento gravitativo (basado en Jenyon, 1986, y en Warren, 1989).

140 m, llegando en algunos a más de 300 m. Los diapiros en posición *onshore* de esta provincia salina presentan un *cap-rock* zonado que consiste en (figura 15.46): 1) una zona basal de anhidrita recubriendo directamente a la sal; 2) una zona irregular de tránsito que contiene yeso, y en la cual también puede concentrarse azufre nativo; 3) una zona superior compleja de calcita, que se produce como transformación ligada a la reducción bacterial de la anhidrita. Para ello el metabolismo bacterial consume el hidrocarburo ligado al diapiro (que actúa como trampa estructural de petróleo), reduce el sulfato cálcico (la propia anhidrita o el yeso), y precipita el Ca así liberado en forma de calcita:

$$3\ CaSO_4 \cdot 2\ H_2O + C_6H_{12}O_6 \rightarrow 3\ CaCO_3 + 3\ H_2S + 3\ CO_2 + 5\ H_2O$$

A su vez, el H_2S producido puede ser oxidado y pasar a acumularse en forma de azufre nativo, o puede precipitar directamente como sulfuros metálicos cuando existen las soluciones intersticiales adecuadas. El proceso genético, no obstante, puede ser muy complejo. Tanto el azufre como los sulfuros llegan a explotarse en algunos diapiros.

Del mecanismo expuesto se deduce que el *cap-rock* crece por su base, de tal modo que a cada empuje salino ascendente corresponde un conjunto de los siguientes procesos sucesivos: disolución de la sal, acumulación del horizonte anhidrítico residual, intervención bacterial, precipitación de calcita y, eventualmente, también de azufre y/o sulfuros metálicos. De este modo, las «zonas» litológica del *cap-rock* son más modernas hacia su base y más antiguas hacia su techo.

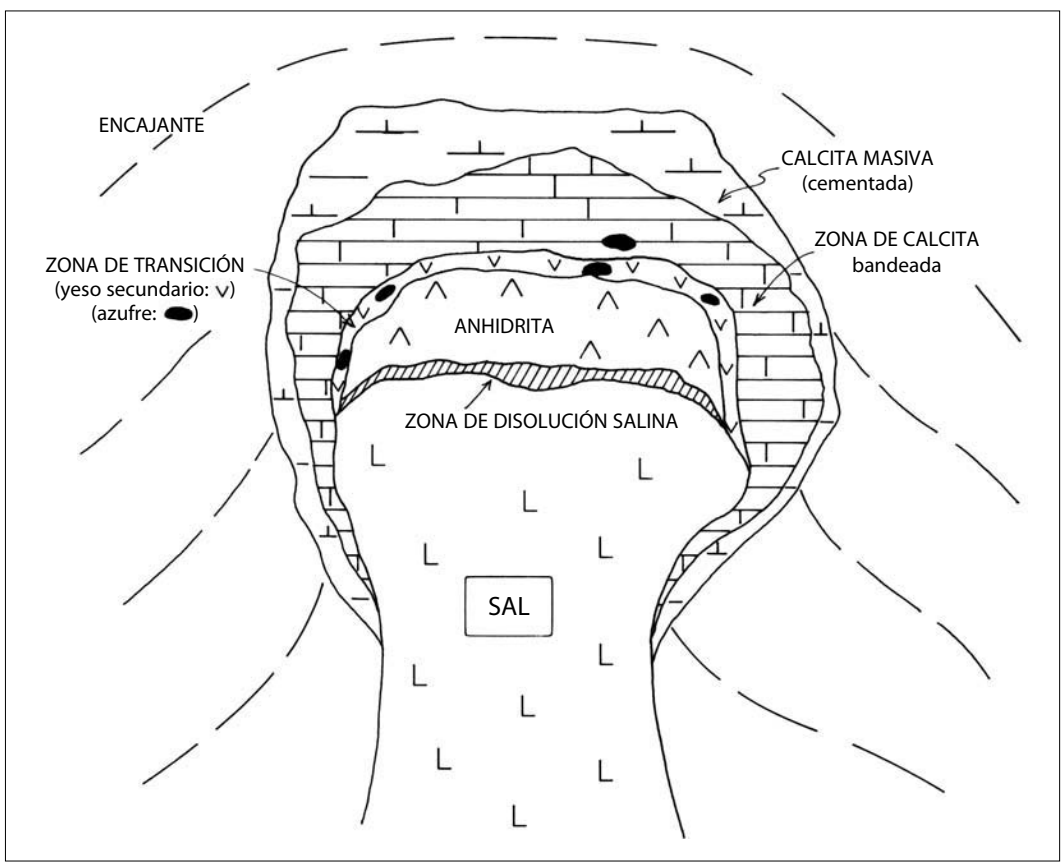


Figura 15.46. Zonación típica de un *cap-rock* diapírico; esquema sin escala (adaptado y simplificado de Posey y Kyle, 1988).

Desde el punto de vista económico, los diapiros tienen numerosos puntos de interés: *a*) los aflorantes o localizados en la cercana subsuperficie suministran materias primas de primera necesidad para la industria y la agricultura (sal, potasas, sulfato cálcico); *b*) todos ellos constituyen, en general, trampas de hidrocaburos muy efectivas ya sean estructurales o sedimentarias; *c*) presentan yacimientos explotables de sulfuros metálicos y azufre nativo; *d*) constituyen elementos que controlan la hidrogeología regional o local, condicionando surgencias de caudales muy considerables; *e*) constituyen cuerpos de interés como lugar potencial de almacenamiento de diversas sustancias sólidas o fluidas (gas, residuos industriales, residuos radiactivos, etc.); *f*) son lugares idóneos para el estudio del comportamiento mecánico y térmico de la sal; *g*) son lugares de interés en medicina por el ambiente extraordinariamente seco (carácter higroscópico de la sal) de sus cavidades internas (sanatorios para el tratamiento de enfermedades respiratorias).

EVAPORITAS CONTINENTALES: TIPOS HIDROQUÍMICOS Y MINERALOGÍA

Una gran cantidad de cuerpos de agua continental tienen altas concentraciones en solutos, no pudiéndose calificar de aguas dulces. En muchos casos la salinidad supera el límite de tolerancia biológica de los organismos dulciacuícolas (de 3 a 5 g/l, según los autores) y, con frecuencia, las aguas son hipersalinas alcanzándose los productos de solubilidad de diversas sales. Síntesis fundamentales sobre la sedimentación evaporítica continental fueron ofrecidas, entre otros, por Strakhov (1970), Eugster y Hardie (1978), Reeves (1978) y Smoot y Lowenstein (1991).

Como en el caso de las evaporitas marinas, la sedimentación evaporítica continental requiere un balance hídrico deficitario en el que la evaporación supere los aportes totales de agua a la cuenca. En los continentes esta situación puede darse en varios ambientes fisiográficos, pero en particular se produce en las cuencas interiores o endorreicas, ya estén totalmente cerradas o bien tengan algún drenaje limitado hacia el exterior, superficial o subterráneo. En general, estas cuencas registran sedimentación evaporítica estable sólo en los episodios de acusado déficit hidrológico.

En las cuencas cerradas los cambios en el volumen de agua pueden ser considerables. En la actualidad muchas zonas endorreicas evaporíticas derivan, o son residuales, de extensos desarrollos lacustres ocurridos durante los períodos pluviales del Pleistoceno superior, relacionados con la última glaciación. Las oscilaciones del nivel de agua en los lagos de esas zonas pudieron superar los 100 m (provincia de Basin and Range, del W de Estados Unidos, región de Great Plains, del W del Canadá; etc.).

En las cuencas endorreicas, gran parte del flujo se produce subterráneamente, siendo poco importantes las masas de agua aflorantes y estables (lacustres). Por el contrario, una multitud de pequeños lagos efímeros (cientos, incluso miles), con frecuencia sin alimentación superficial apreciable alguna, dan prueba de una eficaz recarga subterránea y generan evaporitas. Un ejemplo de este funcionamiento lo constituyen las playas de la Zona de Descarga Centro-Australiana (Arakel *et al.*, 1990).

Los ambientes evaporíticos continentales están distribuidos en relación con las zonas áridas y semiáridas actuales del globo. Estas zonas se desarrollan en: *a*) los cinturones de altas presiones de las latitudes subtropicales y de los polos; *b*) las zonas interiores de latitudes medias de Asia y Norteamérica, y *c*) los desiertos orográficos producidos por efecto de sombra, a cualquier latitud. En tales zonas los ambientes salinos van desde los estrictamente lacustres, que son los principales, hasta otros más particulares y menos frecuentes, como son los relacionados con un régimen eólico determinado, o con puntos concretos de abanicos aluviales, o con la actividad edáfica (del tipo costra yesífera), etc.

Especie iónica	Abundancia (ppm)	Fuente próxima
HCO_3^-; CO_3^{2-}	58,8	Rocas carbonatadas Gases de los suelos
Ca^{2+}	15,0	Rocas carbonatadas
H_4SiO_4	13,1	Minerales silicatados
SO_4^{2-}	11,2	Agua de lluvia Sedimentos yesíferos Materia orgánica
Cl^-	7,8	Agua de lluvia Agua de poro de las rocas detríticas
Na^+	6,3	Agua de lluvia Agua de poro de las rocas detríticas
Mg^{2+}	4,1	Dolomita Minerales ferromagnésicos
K^+	2,3	Illitas
Fe^{2+}, Fe^{3+}	0,67	Hematites Minerales ferromagnésicos
Otros	2,2	
TOTAL	120,8	

Tabla 15.6. Solutos del promedio de aguas de los ríos (simplificado de Blatt *et al.*, 1980, tabla 10.4; basado en Livingstone, 1963).

Los solutos son aportados a los ambientes evaporíticos por las aguas de ríos, corrientes efímeras, surgencias, lluvias directas y aerosoles. Aunque la mineralización del promedio de los ríos es baja (unas 59 ppm, según Livingstone, 1963) (tabla 15.6), el promedio de solutos de muchos lagos es francamente mayor. Bajo la influencia de la meteorización, los sustratos rocosos suministran importantes cantidades de estos solutos. Blatt *et al.* (1980) ofrecieron un ejemplo de la gran dependencia del quimismo promedio de las aguas de los ríos para el caso de varias cuencas hidrográficas con diferentes sustratos rocosos: *a*) granítico, con 43 ppm; *b*) carbonatado, con 158 ppm; *c*) yesífero, con 727 ppm, y *d*) arcilloso, con 2.021 ppm. Puede observarse la baja mineralización de los macizos cristalinos frente a la riqueza en solutos de las aguas procedentes de terrenos sedimentarios predominantemente arcillosos.

La química más frecuente de la aguas dulces continentales responde al carácter carbonatado/bicarbonatado cálcico, con cantidades menores de otras sustancias iónicas. Bajo el efecto de la evaporación, la concentración iónica de las aguas aumenta y puede llegar a producir los primeros precipitados, los cuales influirán decisivamente en la posterior evolución química de las soluciones. Los precipitados iniciales de carbonato, y posteriormente los de sulfato, marcan las pautas principales de esta evolución, que estará permanentemente controlada por el balance entre cationes y aniones. La tabla 15.7 muestra los principales minerales evaporíticos presentes en los ambientes continentales.

Strakhov (1970) clasifica los lagos salados por su carácter químico en tres tipos principales: carbonatados, sulfatados y clorurados, distinguiendo entre varios subtipos carbonatados (alcalinos) y sulfatados. Este autor admite que, con la evaporación progresiva, se produce en los lagos una evolución general desde los tipos de quimismos más diluidos a los más concentrados. Asociadamente, varía el pH desde marcadamente alcalino (ciertos lagos carbonatados sódicos) a progresivamente neutro (lagos clorurados). Similares concepciones son seguidas por Valyashko (1972a, b) y por las escuelas rusas y chinas. La abundancia de las especies químicas en solución en función de los tipos hidroquímicos se presenta en la figura 15.47.

Eugster y Hardie (1978) ofrecieron un detallado estudio de la evolución y diversificación hidroquímica de los lagos, en función de la composición inicial y de la relación molar entre el Ca y los carbonatos. Una síntesis de la concepción de estos autores queda reflejada en la figura 15.48. En dicha figura se marcan las pautas iniciales de precipitación, primero de carbonatos y luego de sulfatos de Ca y Na. Tras estos precipitados se diversifican, hasta 8, los tipos principales de salmueras (algunos de ellos con subtipos), de los cuales los más representativos se han destacado con números, del 1 al 5. Son principalmente del tipo *alcalino* los tipos 4 (con halita, nahcolita, natron, thermonatrita, y trona) y 5 (con burkeíta, halita, mirabilita, nahcolita, natron, thenardita y thermonatrita), del tipo *sulfatado-clorurado* los tipos 3 (con bischofita, blödita, epsomita, glauberita, yeso, halita, hexahidrita, kieserita, mirabilita y thenardita) y 2 (con yeso, glauberita, halita, mirabilita y thenardita), y del tipo *clorurado* el 1 (con antarcticita, bischofita, carnalita, halita, silvita y taquihidrita).

Carbonatos	
Aragonito	$CaCO_3$
Burkeíta	$Na_2CO_3 \cdot 2Na_2SO_4$
Calcita	$CaCO_3$
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$
Gaylussita	$Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$
Magnesita	$MgCO_3$
Nahcolita	$NaHCO_3$
Natron	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
Northupita	$Na_3MgCl(CO_3)$
Pirssonita	$Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$
Shortita	$2CaCO_3 \cdot Na_2CO_3$
Thermonatrita	$Na_2CO_3 \cdot H_2O$
Trona	$NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$
Sulfatos	
Alunita	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$
Anhidrita	$CaSO_4$
Baritina	$BaSO_4$
Bassanita	$CaSO_4 \cdot 1/2H_2O$
Blödita	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
Celestina	$SrSO_4$
Epsomita	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$
Glauberita	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$
Kieserita	$MgSO_4 \cdot H_2O$
Hexahidrita	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$
Jarosita	$KFe_3(OH)_6(SO_4)_2$
Kainita	$MgSO_4 \cdot KCl \cdot 11/4H_2O$
Leonita	$MgSO_4 \cdot Ka_2SO_4 \cdot 4H_2O$
Loewita	$2MgSO_4 \cdot 2Na_2SO_4 \cdot 5H_2O$
Mirabilita	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
Pentahidrita	$MgSO_4 \cdot 5H_2O$
Polihalita	$K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$
Schönita	$MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$
Thenardita	Na_2SO_4
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$

Cloruros	
Antarcticita	$CaCl_2 \cdot 6H_2O$
Bischofita	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
Carnalita	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$
Halita	$NaCl$
Silvita	KCl
Taquihidrita	$CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$
Boratos	
Bórax	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$
Colemanita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$
Hidroboracita	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$
Inderita	$Mg_2B_6O_{10} \cdot 15H_2O$
Inyoita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$
Kernita	$Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$
Kurnakovita	$MgB_6O_{19} \cdot 15H_2O$
Meyerhofferita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 7H_2O$
Priceita	$Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$
Probertita	$NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$
Tincalconita	$Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$
Ulexita	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$
Silicatos	
Magadiita	$NaSi_7O_{13} \cdot 3H_2O$
Searlesita	$NaBSi_2O_6 \cdot H_2O$

Tabla 15.7. Minerales evaporíticos más comunes de las formaciones continentales.

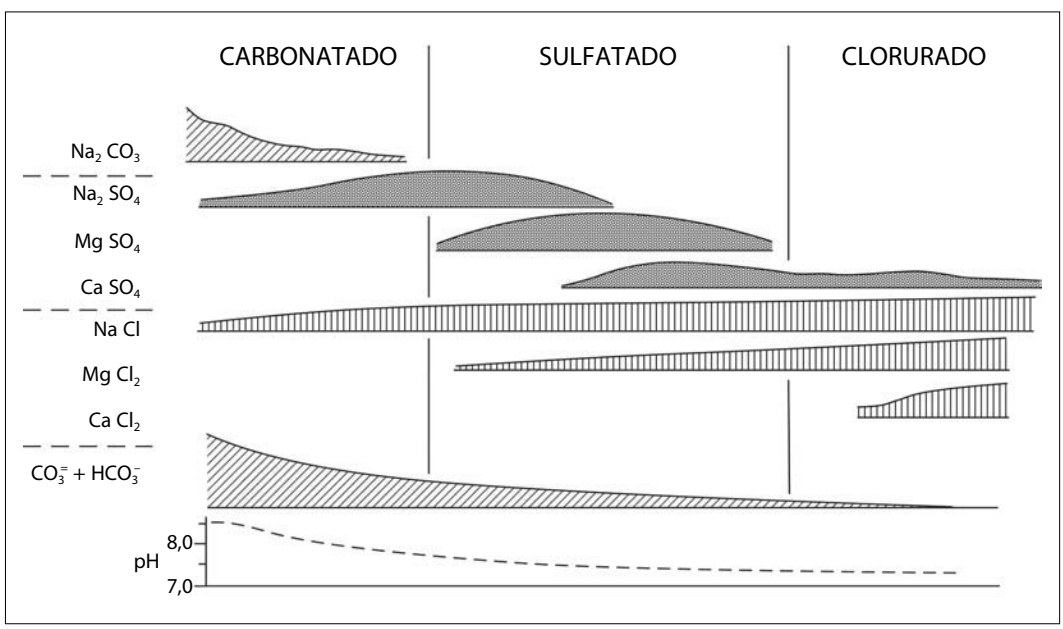


Figura 15.47. Distribución de los componentes salinos en los principales tipos hidroquímicos de las cuencas evaporíticas continentales (modificado de Strakhov, 1970, figura 98).

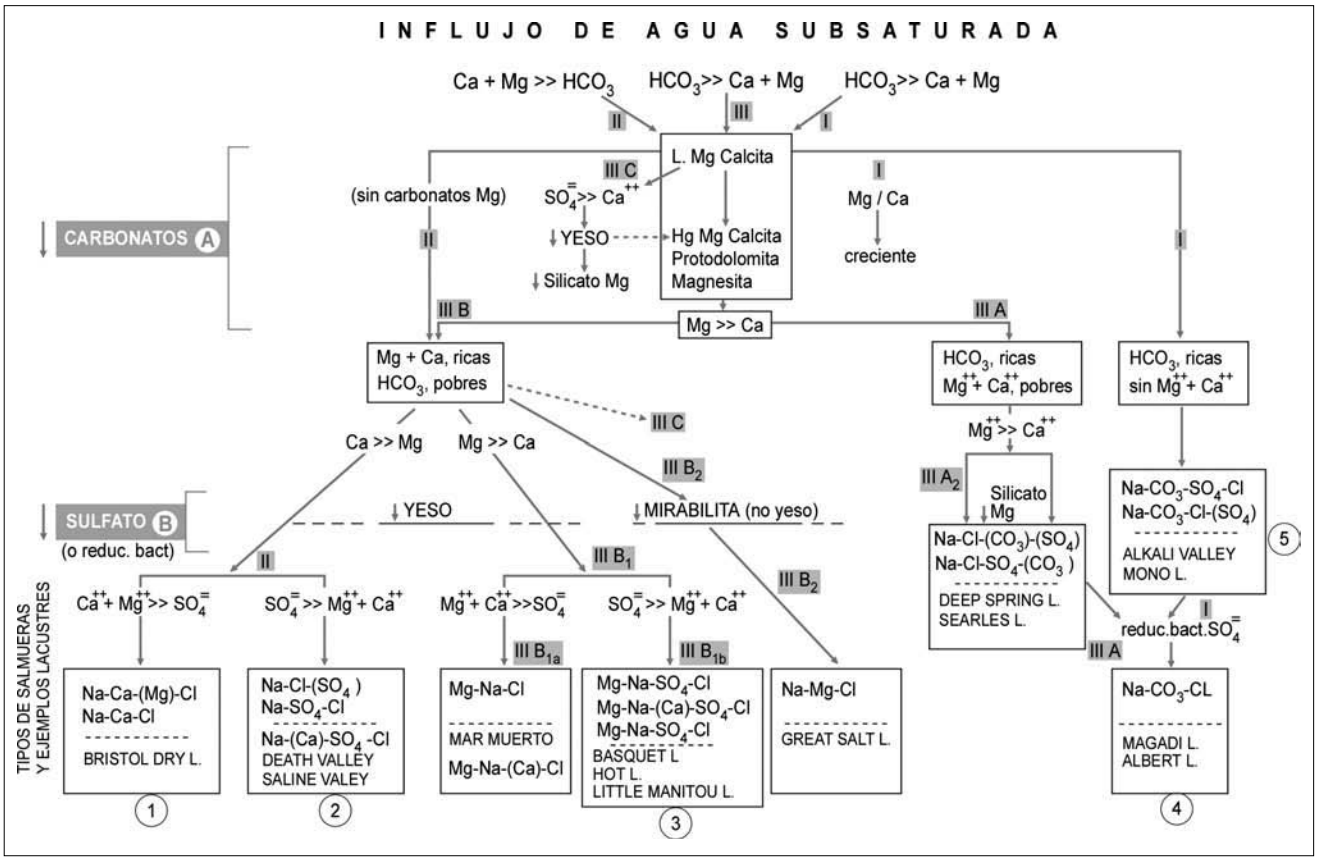


Figura 15.48. Diagrama de flujo de la evolución de las aguas meteóricas hacia diferentes tipos de salmueras. Se indica los principales precipitados, los subtipos de salmueras, las relaciones de equivalentes entre cationes-aniones y de los cationes entre sí. En los recuadros de tipo final de salmuera se incluye algún ejemplo de lago representativo (adaptado de Eugster y Hardie, 1978, figura 5; modificado de Orti, 1987, Cuadro I).

Con posterioridad, Smoot y Lowenstein (1991) han sintetizado en tres tipos químicos finales la compleja transformación que sufren las aguas continentales en su evolución hacia salmueras (figura 15.49). De acuerdo con estos autores, en los cuerpos de agua en que la relación molar inicial entre el Ca y el conjunto de aniones carbonato+bicarbonato está a favor de estos últimos, el agotamiento del Ca por la precipitación de calcita/aragonito lleva a un grupo hidroquímico dominado por las salmueras alcalinas: Na-K-HCO_3/CO_3-SO_4-Cl. De este grupo precipitan principalmente carbonatos alcalinos, sulfatos sódicos y cloruro sódico. Los representantes lacustres actuales son muy numerosos (lagos Mono, Deep Spring y Owen en California; Magadii y Chad en África). Los principales minerales de estas paragénesis son: trona, nahcolita, mirabilita/thenardita y halita.

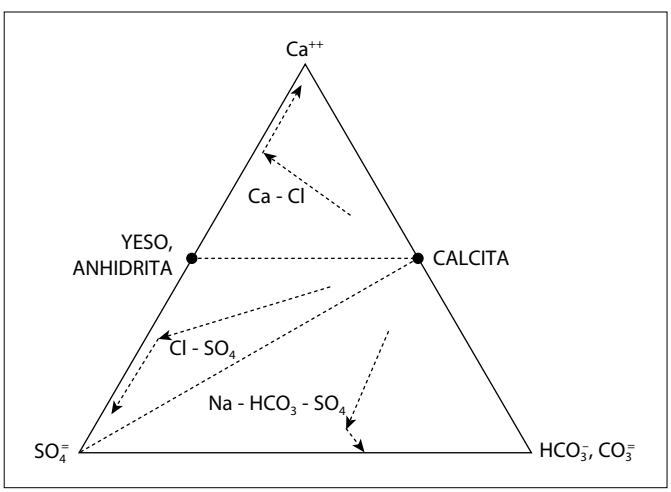


Figura 15.49. Evolución de las aguas lacustres hacia salmueras con la evaporación progresiva. Las divisorias están basadas en los equivalentes de Ca frente a los de SO_4 y HCO_3 de las aguas. Las flechas marcan la evolución hacia los tres tipos principales de salmueras (adaptado de Smoot y Lowenstein, 1991, figura 3.4).

Si por el contrario, después de la precipitación de los carbonatos se mantiene un exceso de Ca sobre el conjunto carbonato+bicarbonato, se desarrolla un importante grupo de salmueras neutras, sulfatado-cloru-

radas, dominado por Na-K-Mg-Cl-SO_4. Ejemplos de lagos actuales de este grupo hidroquímico lo constituyen Saline Valley y Death Valley (California). Los minerales principales de estas paragénesis son: yeso, halita, mirabilita/thenardita, glauberita, polihalita, epsomita y blödita. En el caso de que se produzcan aportes significativos de fluidos hidrotermales a los cuerpos lacustres, suele observarse una evolución hacia salmueras cloruradas, del tipo: Na-Ca-K-Mg-Cl, particularmente ricas en Na, Ca y Cl. Ejemplos de lagos actuales son: Bristol (California), mar Muerto (Israel) y los lagos de la cuenca Qaidam (W de China). Este tipo hidroquímico se caracteriza por la pobreza en sulfatos (salmueras «deficitarias en sulfato magnésico»). Debido a que en sus salmueras el Ca > HCO_3 + SO_4, éstas han sido designadas «clorurado-cálcicas». Muchas aguas diagenéticas profundas son de este tipo.

Algunas salmueras lacustres se caracterizan por la presencia de cantidades relativamente elevadas de ciertos elementos como el Li, Br, B, Sr y Cs. En general, estos elementos proceden de aportes endógenos o bien del reciclaje de antiguas formaciones evaporíticas. En numerosos casos es posible la explotación industrial directa de estas salmueras de composiciones particulares.

Muchos de los minerales evaporíticos más comunes de los medios lacustres son de precipitación directa, pudiéndose generar a partir de masas de agua tanto libres como intersticiales. En el caso de los minerales más solubles, éstos también precipitan en relación con procesos de capilaridad, dando lugar a costras de eflorescencias; algunos de estos minerales son: calcita, aragonito, yeso, halita, thenardita, mirabilita, blödita, carnalita, bischofita y borax. Otros muchos minerales no precipitan de las salmueras libres, en general por razones cinéticas, y lo hacen lentamente y sólo a partir de salmueras intersticiales, ya sea directamente o por reacción de éstas con el sedimento o por su mezcla con soluciones diluidas que percolan en él. Ejemplos son: dolomita, magnesita, polihalita, anhidrita, gaylussita, pirssonita y colemanita.

Un grupo bien conocido de minerales autigénicos es el de las zeolitas, generadas principalmente por la reacción del vidrio volcánico con las soluciones de los lagos salados alcalinos. Es frecuente encontrar en estos depósitos zonaciones que responden a gradientes laterales de concentración de las salmueras intersticiales, y que suelen implicar, del borde al centro lacustre: vidrio inalterado – zeolitas – analcima – feldespato K.

Otro tipo de silicato autigénico es el sílex *(chert),* que ha sido frecuentemente utilizado como indicador de condiciones salinas en algunos depósitos lacustres. Así, los nódulos de sílex han sido atribuidos a reemplazamiento del yeso o anhidrita, o bien a precipitados primarios del tipo gel. Igualmente, muchos de los sílex estratificados de ambientes lacustres pueden proceder del silicato sódico magadiita y otros minerales asociados. Estos silicatos sódicos se han encontrado en lagos del E de África y de América, tanto del Norte como del Sur (Eugster 1967; Surdam *et al.*, 1972). Muchas arcillas esmectíticas (trioctaédricas) ricas en Mg (y K), así como la sepiolita y la paligorskita, se han generado en relación con las soluciones ricas en cationes y sílice de los lagos salados (Jones, 1986).

Otros minerales evaporíticos de las paragénesis continentales precipitan preferentemente en el ambiente de enterramiento y diagénesis tardía, a favor de temperaturas ligeramente elevadas: anhidrita, searlesita, shortita, northupita, dawsonita, kernita, flourita, etc. Debido al carácter somero e incluso intersticial que suelen presentar muchas soluciones salinas, las transformaciones diagenéticas de sus precipitados son muy importantes y pueden dominar la acumulación evaporítica final. Así, procesos de disolución-reprecipitación, cementación, reemplazamiento, secreción de costras de eflorescencias, reciclaje de minerales desde los bordes al centro de lago, aparición de encostramientos edáficos, etc., constituyen procesos normales de la dinámica evaporítica de los medios continentales.

COMPLEJOS DE LAGOS SALADOS

Ambientes sedimentarios

La tipología de lagos salados fue resumida, entre otros muchos trabajos, en el de Smoot y Lowenstein (1991). Según estos autores, en los complejos lacustres salinos cabe distinguir entre: lago salado perenne (o permanente), lago salado efímero *(salt pan),* llanura lutítica salina, y llanura lutítica seca (figura 15.50). En relación con la terminología de posible uso en castellano, Igarzábal (1991) hizo algunas puntualizaciones respecto a las voces más comunes, como «playa», «salar», «salina», etc.

a) *Lago salado permanente (perennial saline lake)*. Son cuerpos de agua aflorante y estable, que perduran durante amplios períodos de tiempo, desde decenas a miles de años. Las profundidades son muy variables, desde algunos metros a varios cientos de metros, aunque no

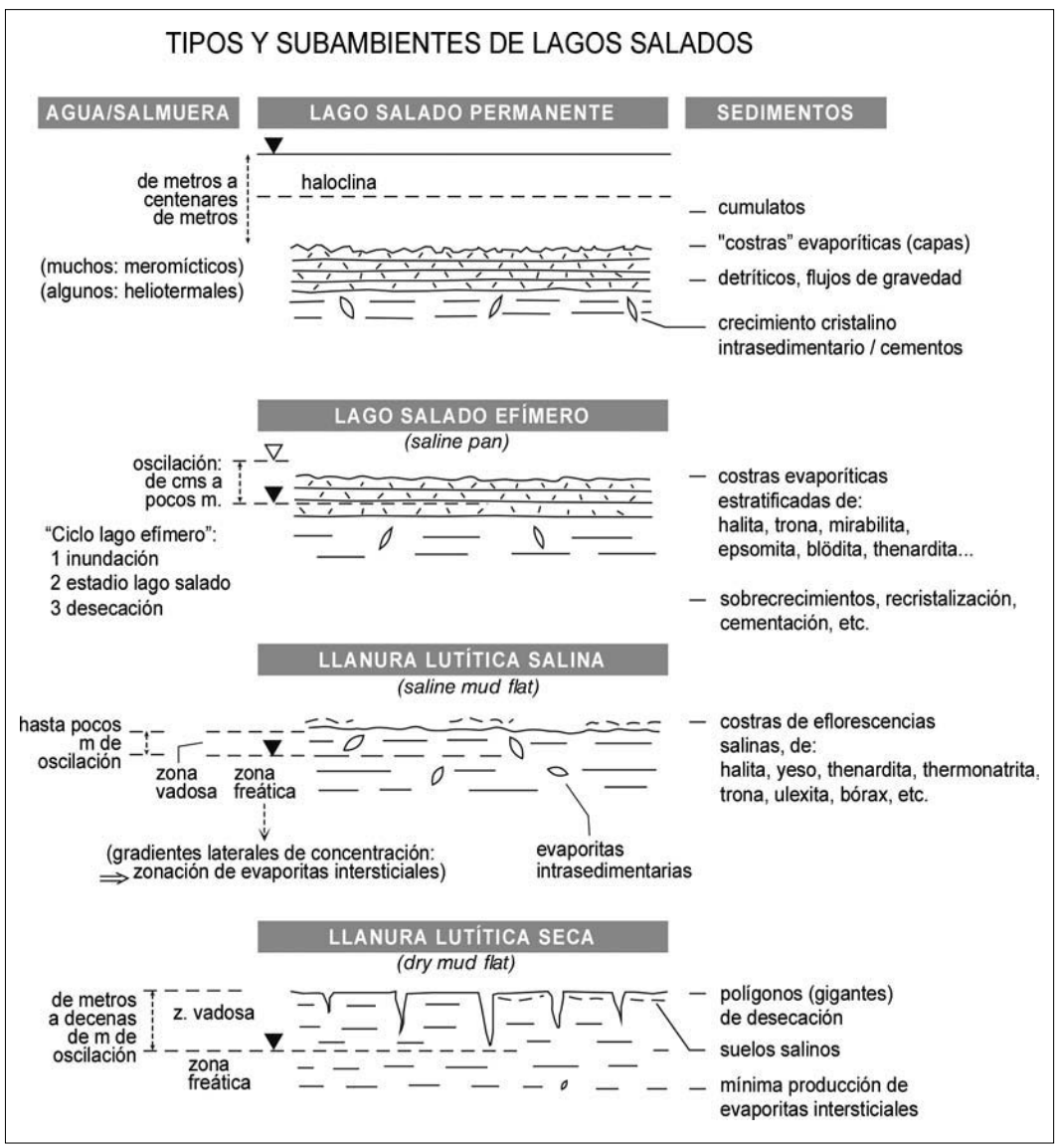


Figura 15.50. Características de los principales subambientes lacustres evaporíticos (basado en Smoot y Lowenstein, 1991).

superan los pocos metros, en general (como mucho, la decena). Muchos de ellos, en particular los más profundos, tienen aguas estratificadas (lagos meromícticos) y en ocasiones anóxicas, siendo algunos lagos también heliotermales, es decir, con el agua del fondo más densa y de temperatura distintivamente más elevada que la de superficie. Entre los principales lagos permanentes de la actualidad con carácter salino o débilmente salino se encuentran: mar Muerto (Israel), Gran Lago Salado (Utah), Chad (África), Balkash (Asia), golfo Karabogaz (mar Caspio), Kivu (E de África), Tuz Gülü (Turquía) y algunos de Great Plains (W Canadá).

Los precipitados evaporíticos de estos lagos son de los siguientes tipos: *a*) acúmulos (*cumulates*): capas de cristales sueltos, depositados por hundimiento desde la superficie o desde el propio seno de la masa de agua libre; los cristales suelen ser delgados, aplastados, euhedrales y a veces con granoclasificación química, ya sea directa o inversa; *b*) capas o «costras»: se trata de cristales crecidos en el fondo, en general de un modo competitivo y dirigidos hacia arriba, constituyendo capas con fábricas rígidas y bien trabadas; *c*) depósitos detríticos: de transporte de corrientes o incluso de flujos gravitativos; estos últimos se encuentran preferentemente en los lagos de mayores profundidades; *d*) crecimientos intrasedimentarios y cementantes: se trata de cristales crecidos en el sedimento del fondo a partir de las salmueras intersticiales.

b) *Lago salado efímero* (*saline pan, ephemeral saline-lake salt pan,* salar, salina, lago-playa salado). Se trata de áreas normalmente secas que recubren un depósito de sales estratificadas. Ocupan los fondos de las zonas de drenaje cerradas y están rodeadas por llanuras lutíticas salinas. Los depósitos estratificados típicos de estos lagos consisten en costras (capas) evaporíticas separadas por superficies de disolución o niveles arcillosos que contienen cristales de crecimiento intrasedimentario. Estas costras salinas pueden ser mono o poliminerálicas, y están formadas por minerales de precipitación anual en general, que pueden ser metastables: halita, trona, mirabilita/thenardita, epsomita, blödita, yeso. La mayoría de lagos salados pertenecen a esta categoría, aunque se presentan enormes variaciones de tamaño: desde el lago Eyre (Australia) con 8.000 km^2 y el Salar de Uyuni (Bolivia) con 900 km^2, hasta muchos cuerpos de menos de un km^2.

Lowenstein y Hardie (1985) describieron el típico ciclo salino *(saline pan cycle)* como integrado por estos estadios: 1) inundación (esporádica o estacional): representa la fase de expansión lacustre, con aguas sólo débilmente salinas; 2) concentración evaporítica: con la progresiva evaporación se produce la reducción del cuerpo lacustre hacia un lago menor (efímero), con precipitación de una costra o capa salina; asociadamente, suele desarrollarse en el lago una zonación mineralógica, tanto lateral como vertical; 3) desecación: el agua cae a posiciones subterráneas, produciendo cristalización y cementación intersticiales.

c) *Llanura lutítica salina (saline mudflat; salt-encrusted playa)*. Son superficies de sedimento fino, en general, que se sitúan marginalmente a los lagos salados. Sus depósitos van desde la arcilla húmeda y plástica hasta el fango arenoso rígido. Corresponden a muchas de las playas descritas en Australia. Estas superficies pueden también desarrollarse directamente sobre lagos salados en estadios de desecación prolongada. En las llanuras lutíticas salinas se generan evaporitas en relación con las salmueras subterráneas, pudiéndose distinguir entre: 1) *evaporitas intrasedimentarias*: muestran frecuentemente una distribución zonada en relación con la existencia de gradientes laterales de salinidad en la salmuera intersticial. Cabe distinguir entre precipitados de la zona vadosa (cristales finos, crecidos en zonas porosas) y de la zona freática (cristales grandes de crecimiento desplazante); 2) *costras salinas de eflorescencias*: son superficiales, aunque derivan del agua subterránea por evaporación (bombeo evaporítico). Estas costras son efímeras y difícilmente se conservan en el subsuelo. Están integradas por cristales finos de minerales como: halita, yeso, thenardita, thermonatrita, trona, ulexita y bórax. En estas costras se distinguen variedades delgadas, pulverulentas y altamente porosas y granulares, frente a otras variedades de costras duras y cristalinas. Estas últimas alcanzan hasta 1 m de potencia y pre-

sentan fuerte poligonización y relieve, con una superficie muy irregular de aspecto noduloso. Los estudios de Smoot y Castens-Seidell (1994) y de Arakel y Tien Hongsun (1994) han contribuido a entender mejor la génesis y preservación de estas costras salinas.

d) *Llanura lutítica seca (dry mudflat)*. Son llanuras de sedimento fino expuestas subaéreamente, con muchas evidencias de desecación y procesos de tipo edáfico. Su superficie está persistentemente agrietada con polígonos de desecación que suelen ser gigantes y alcanzar varios metros de profundidad. Estos hechos son el resultado de humedecimientos y desecaciones repetitivas. Estas llanuras secas pueden ocupar el fondo de muchas cuencas endorreicas. Se las ha designado bajo varios términos: *playa flats*, *playa mudflats*, *clay pans*, playa (este último en Sudamérica). En estas llanuras el agua subterránea está demasiado profunda para la formación y preservación de cantidades importantes de evaporitas. Algunos lagos salados permanentes pasan a estos tipos de llanuras lutíticas secas cuando son expuestos subaéreamente.

Asociaciones de ambientes

Smoot y Lowenstein (1991) resumieron también las combinaciones más frecuentes de subambientes que determinan los principales complejos deposicionales y cinturones de facies en las cuencas endorreicas. Estas asociaciones son las siguientes:

a) *Abanico aluvial-lago salado*. El tipo más común corresponde al de «lago efímero y/o llanura lutítica seca», que se presenta en las cuencas de control tectónico y fuertemente subsidentes. Son los cuerpos evaporíticos de mayor potencia sedimentaria, que quedan protegidos contra la humedad por los relieves montañosos adyacentes. A esta categoría pertenecen muchas de las cuencas de la provincia fisiográfica Basin and Range (W de Estados Unidos), muchos salares de los Andes en Sudamérica, y muchas de las cuencas del E de África, del SW de Australia y del Plateau del Tibet.

Una variante del tipo anterior es la asociación de «Abanico aluvial, río y lago permanente», que deriva de la presencia de uno o varios ríos permanentes en la cuenca, dando lugar a un lago salado perenne. Tal es el caso de algunos de los grandes lagos salados actuales: Great Salt Lake (Utah), mar Muerto (Israel) y lago Urmia (Irán).

b) *Río-lago salado*. El caso más frecuente corresponde a la asociación «río efímero, lago salado efímero (y/o llanura lutítica seca) y campos interdunares». Se presenta principalmente en áreas intracratónicas, con bajo relieve, y da lugar a depósitos poco potentes. La sedimentación ocurre en depresiones de origen diverso, en las que el factor eólico suele ser importante. Un ejemplo es la cuenca del lago Eyre (Australia). Otros cuerpos evaporíticos de esta asociación se presentan en varios desiertos: Kalahari (S África), Sahara (N África), Tarim y Gobi (Asia central) y depresión de Qattara (Egipto).

Una variante del tipo anterior es la asociación «río permanente, lago permanente y campos interdunares», que se genera cuando un río permanente da lugar a un lago permanente y somero. Un ejemplo es el lago Chad (N África), que presenta abundantes lagos salados y llanuras lutíticas salinas entre las dunas marginales.

c) *Surgencia-lago salado efímero-lago salado permanente*. Muchos lagos salados, tanto permanentes como efímeros, están alimentados por surgencias subaéreas o subterráneas en varias zonas endorreicas del mundo. Ejemplos son los *chotts* del N de África, algunos lagos de Great Plains (W Canadá) y varios salares de pequeñas dimensiones de Sudamérica.

Otros depósitos evaporíticos continentales

Ya sea de un modo relacionado con los complejos lacustres o independiente de ellos, pueden generarse otros tipos de depósitos evaporíticos continentales. Es el caso de algunos ambientes eólicos, edáficos y de algunas surgencias.

a) *Evaporitas de los campos de dunas*. Muchas zonas interdunares, a las que antes se ha hecho referencia, contienen cuerpos evaporíticos del tipo *sabkha* o lago efímero, en los que precipitan costras salinas o evaporitas intersticiales. Estos depósitos, en general pequeños, se presentan en la mayoría de ambientes desérticos actuales, como en Jaffura (N África; Ahlbrandt y Fryberger, 1981), Kalahari (S África; Shaw, 1988) y en las márgenes del lago Chad (Eugster y Maglione, 1979).

b) *Evaporitas de surgencias*. De los manantiales salinos precipitan diversos tipos de sustancias y minerales: geles de sílice, carbonatos (tobas calcáreas; carbonatos alcalinos), sulfatos (yeso, glauberita, thenardita; sulfatos de Fe/K como jarosita, alunita, etc.), cloruros (halita, silvita, carnalita, bischofita) y boratos (bórax, ulexita). Con frecuencia existe hidrotermalismo asociado a las surgencias. Cuando éstas son artesianas y descargan dentro de los lagos y playas, se producen conos de disolución-colapso que se rellenan con salmueras.

c) *Suelos evaporíticos*. En ambientes muy áridos son frecuentes los productos edáficos de carácter más o menos salino. Productos típicos son las calcretas y algunas silcretas, al igual que las gipcretas (Watson, 1983, 1985) y algunos nitratos (Ericksen, 1981; Chong, 1991). Los productos más solubles, particularmente los nitratos, han sido atribuidos, en general, a la acumulación de solutos por aerosoles en lugares de lluvia infrecuente (desérticos). En estas circunstancias se produce una secuencia vertical con las sales más solubles acumuladas en la base del perfil. Así pues, estos perfiles son opuestos a los producidos por la evaporación de una salmuera subterránea por bombeo evaporítico, que presenta los niveles más solubles en la zona superior vadoso-capilar y los más insolubles en la proximidad a la zona freática. Por el contrario, las costras edáfico-evaporíticas tapizan la topografía, son independientes de las aguas subterráneas y recubren cualquier sustrato rocoso.

Ambientes geotectónicos

Dentro de las regiones climáticas aptas para la formación de evaporitas continentales, puede hacerse una primera diferenciación por grandes ambientes geotectónicos, de un modo similar a lo que puede hacerse para las evaporitas marinas. Estos ambientes controlan algunos aspectos esenciales para la acumulación de evaporitas, como son: la subsidencia, el efecto sombra de lluvia, la existencia de fuertes depresiones topográficas o de *plateaux* elevados y el aporte de fluidos endógenos (volcanogénicos, hidrotermales).

a) *Cuencas intracratónicas*. Se depositan evaporitas continentales en fosas, depresiones erosivas o tectónicas, zonas de fracturación compleja, etc., del interior de cratones, de grandes plataformas estructurales y de escudos continentales. Ejemplos actuales son los *chotts* y *sebjas* de la plataforma sahariana (N África; Bryant *et al.*, 1994) y las playas de la extensa Zona de Descarga Endorreica Centro-Australiana (Jacobson *et al.*, 1988). Ejemplos antiguos, a menor escala, lo constituyen las cuencas terciaras de la Península Ibérica.

b) *Cadenas de lagos de Rifts continentales*. En estas cadenas los lagos presentan profundidades y condiciones de salinidad muy variables. Estos sistemas de *rift* pueden presentar volcanismo asociado en diferentes grados. Un ejemplo actual es el Rift del E de África, con varios lagos evaporíticos (Magadii, Kivu, Bogorai, Nakuru, Natron; Depresión Danakil) y la fosa del mar Muerto. Un ejemplo antiguo es el Rift paleógeno del E de Europa (fosas del Rhin y del Ródano; Busson *et al.*, 1992).

c) *Cuencas intramontañosas*. Son los ambientes más importantes en acumulaciones evaporíticas por su fuerte subsidencia y porque suelen presentar efecto sombra. Están asociados al interior de las grandes cadenas, originadas en relación con la colisión de placas continentales o zonas de subducción. Puede distinguirse varias configuraciones, en general con abundan-

te volcanismo, hidrotermalismo y magmatismo asociados: 1) fosas internas de cordilleras, de compresión/distensión. Ejemplos son los salares andinos (Chong, 1991; Alonso, 1991); 2) complejos de *strike-slip* extensionales. Un ejemplo es la provincia Basin and Range del W de Estados Unidos (Smith *et al.*, 1989); 3) *plateaux* elevados, adyacentes a las cadenas principales. Un ejemplo es el Plateau del Tibet y cadenas asociadas, situadas al N del Himalaya (Zhen Mianping, 1989).

d) *Cuencas de antepaís emergido*. Son sistemas evaporíticos ligados a cuencas frontales de los cinturones móviles. En ellas puede haber o no volcanismo asociado y pueden tener episodios precursores marinos, también evaporíticos. Un ejemplo de formaciones antiguas lo constituye la Cuenca Terciara del Ebro (Península Ibérica; Ortí y Salvany, 1990; Ortí, 1997).

BIBLIOGRAFÍA

Adams, J. E. y Rhodes, M. L. (1960): Dolomitization by seepage refluction. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 44 (12), 1912-1920.

Ahlbrandt, T. S. y Fryberger, S. G. (1981): Sedimentary features and significance of interdune deposits. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.,* 31, 93-314.

Alonso, R. (1991): Evaporitas neógenas de los Andes Centrales. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos*. Estudi General 2, Univ. Barcelona, 267-329.

Anderson, R. Y.; Dean, W. E.; Kirkland, D. W. y Snider, R. I. (1972): Permian Castile varved evaporite sequence, West Texas and New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 83, 59-86.

Arakel, A. V.; Jacobson, G. y Lyons, W. B. (1990): Sediment-water interaction as a control on geochemical evolution of playa lake systems in the Austalian arid interior. En F. Comín y T. G. Northcote (eds.), *Saline Lakes*. *Hydrobiologia,* 197, 1-12.

Arakel, A. V. y Tian Hongjun (1994): Seasonal evaporite sedimentation in desert playa lakes of the Karinga Creek drainage system, Central Australia. En R. W. Renaut y W. M. Last (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient saline Lakes*. *SEPM Spec. Publ.,* 50, 91-100.

Arbey, F. (1980): Silicification des évaporites. *Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine,* 4, 309-365.

Arthurton, R. S. (1973): Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. *Sedimentology,* 20, 145-160.

Ayora, C. y Fontarnau, R. (1990): X-ray microanalisys of frozen fluid inclusions at -140 °C. *Chem. Geol.,* 89, 135-148.

Ayora, C.; García Veigas, J. y Pueyo, J. J. (1994a): X-ray microanalysis of fluid inclusions and its application to the geochemical modeling of evaporite basins. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 58 (1), 43-55.

— (1994b): The chemical and hydrological evolution of an ancient potash-forming evaporite basin as constrained by mineral sequence, fluid inclusion composition and numerical simulation. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 58 (16), 3379-3394.

Ayora, C.; Taberner, C.; Pierre, C. y Pueyo, J. J. (1995): Modeling the sulfur oxygen isotopic composition of sulfates through a halite-potash sequence: Implications for the hydrological evolution of the Upper Eocene Southpyrenean Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 59 (9), 1799-1808.

Bąbel, M. (1985): Growth and sedimentary environment of large gypsum crystals of the Nida-Gypsum Plateau. En Z. Belka, B. A. Matyja y A. Radwanski (eds.), *Geol. Excur. Poland*. Field-guide 2. Warsaw Univ. Publ. House, 111-116

— (1987): Giant gypsum intergrowths from the Middle Miocene evaporites of southern Poland. *Acta Geol. Polonica,* 37 (1-2), 1-19.

Baker, P. A. y Kastner, M. (1981): Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science,* 213, 214-216.

Bebout, D. G. y Maiklem, W. R. (1973): Ancient anhydrite facies and environments, Middle Devonian Elk Point Basin, Alberta. *Bull. Can. Petrol. Geol.,* 21 (3), 287-343.

Blatt, H.; Middleton, G. y Murray, R. (1980): *Origin of Sedimentary Rocks,* Prentice-Hall, Inc.

Borchert, H. y Muir, R. O. (1964): *Salt deposits. Their origin, metamorphism and deformation of evaporites*. Univ. Ser. Geology. Van Nostrand, Co. Ltd., Londres.

Boyce, J.; Fallick, A. E.; Hamilton, P. J. y Elorza, J. (1990): Diagenesis of celestite in quartz geodes from the Basque Cantabric Basin, Northern Spain. *Chem. Geol.,* 84 (1-2), 354-365.

Braitsch, O. (1971): *Salt deposits. Their origin and composition*. Springer Verlag.

Braitsch, O. y Herrman, A. G. (1963): Zur Geochimie des Broms in Salinaren Sedimenten, Teil I: Experimentelle Bestimmung der Br-Verteilung in verschiedenen natïrlichen Salzsystem. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 27, 361-391.

Branson, E. B. (1915): Origin of thick gypsum and salt deposits. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 26, 231-242.

Briggs, L. (1957): Quantitative aspects of evaporite deposition. *Mich. Ac. Sci. Paper,* 42 (1956), 114-123.

Brinkman, R. y Lögters, H. (1968): Diapirs in Western Pyrenees and foreland, Spain. En J. Braunstein y G. D. O'Brien (eds.), Diapirism and Diapirs, *A.A.P.G. Mem.,* 8, Symposium, 1965, 275-292.

Brongersma-Sanders, M. y Groen, P. (1970): Wind and water depth and their bearing on the circulation in evaporite basins. *Third Symposium on Salt,* 1, 3-7.

Bryant, R. G.; Drake, N. A.; Millington, A. C. y Sellwood, B. W. (1994): The chemical evolution of the brines of Chott el Djerid, Southern Tunisia, after an exceptional rainfall event in January 1990. En R. W. Renaut y W. M. Last (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient saline lakes. SEPM Spec. Publ.,* 50, 3-12.

Burke, W. M.; Denison, R. E.; Hetherington, E. A.; Koeprick, R. B.; Nelson, M. F. y Otto, J. B. (1982): Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time. *Geology,* 10, 516-519.

Busquets, P.; Ortí, F.; Pueyo, J. J.; Riba, O.; Rosell-Ortiz, L.; Sáez, A.; Salas, R. y Taberner, C. (1985): Evaporite deposition and diagenesis in the saline (potash) Catalan Basin, Upper Eocene. En D. Milà y J. Rosell (eds.), *6th Eur. Reg. Meet.* I.A.S., Exc. Guidebook, 13-59.

Busson, G. (1978a): L'unité des faciés confinés en milieu de plate-forme. Livre jubilaire Jacques Flandrin. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (H. S.),* 4, 87-112.

— (1978b): Genèse des évaporites: les enseignements des milieux épicontinentaux apparaissent-ils transportables aux évaporites de marge océanique? *Bull. Soc. Géol. France,* 7 (20), 533-545.

— (1979): Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines: les enseignements d'un enchainement de faciès. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci Lyon,* 75, 5-18.

— (1982): Le Trias comme période sàlifere. *Geol. Rundschau,* 71, 857-880.

— (1988): Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). *Rev. Inst. Fran. Pétrole,* 43 (2), 181-215.

Busson, G. y Perthuisot, J. P. (1977): Intérêt de la Sebkha el Melah (Sud Tunisien) pour l'interprétation des séries évaporitiques anciennes. *Sed. Geol.,* 19, 139-164.

Busson, G.; Blanc-Valleron, M. M.; Cornée, A.; Curial, A.; Dromart, G.; Dumas, D.; Moretto, R.; Rouchy, J . M. y Schreiber, Ch. B. (1992): Bassins paléogenes salifères de l'Est de la France (Valence, Bresse et Haute-Alsace). *Géol. France,* 1, 15-64.

Castanier, S.; Perthuisot, J. P.; Rouchy, J. M.; Maurin, A. y Guelorget, O. (1992): Halite ooids in Lake Asal, Djibouti: biocrystalline buildups. *Geobios,* 25 (6), 811-821.

Cendón, D. I.; Peryt, T. M.; Ayora, C.; Pueyo, J. J. y Taberner, C. (2004): The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.,* 212, 141-158.

Chipley, D. B. L. y Kurtis-Kyser, T. (1989): Fluid inclusions evidence for the deposition and diagenesis of Patience Lake Member of the Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan. *Can. Sed. Geol.,* 64, 287-295.

Chong, G. (1991): Geología de los yacimientos de nitratos de Chile. Antecedentes para establecer una teoría sobre su génesis. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos. Estudi General,* 2, Univ. Barcelona, 379-417.

Clark, D. N. y Shearman, D. J. (1980): Replacement anhydrite in limestones and the recognition of moulds and pseudomorphs: a review. *Rev. Inst. Inv. Geol., Dip. Prov. Barcelona,* 34, 161-186.

Clark, D. N. y Tallbacka, L. (1980): The Zechstein deposits of southern Denmark. En H. Füchtbauer y T. Peryt (eds.), *The Zechstein Basin*. Springer, 205-232.

Claypool, G. E.; Holser, W. T.; Kaplan, J. R.; Sakai, H. y Zak, I. (1980): The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.,* 28, 199-260.

Cody, R. C. (1979): Lenticular gypsum: occurrences in nature and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. *J. Sed. Petrol.,* 49 (3), 1015-1028.

Cornée, A. (1988): Productivité microbienne, benthique et planctonique, dans les milieux hypersalés actuels: une revue. En G. Busson (coord.), *Évaporites et Hydrocarbures*. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris. *Science de la Terre,* 55, 9-41.

Czapowski, G. (1983): Zagadnienia sedymentacji soli kamiennej cyklotelu PZ1 na Wschdnim sklonie wyniesienia leby. *Przeglad Geologiczny,* 5 (361), 278-283.

— (1987): Sedimentary facies in the oldest rock Salt (Na1) of the Leba elevation (Northern Poland). *Lect. Not. Earth Sci.,* 10, 207-224.

Czapowski, G. y Gasiewicz, A. (eds.) (1994): Tertiary sulphur-bearing formation in the Carpathian Foredeep. *Geol. Quart., Spec. Iss.,* 38 (3), 337-608.

Davis, D. W.; Lowenstein, T. K. y Spencer, R. J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown crystals in the systems NaCl-H_20, NaCl-KCl-H_20, NaCl-$MgCl_2$-H_20, and NaCl-$CaCl_2$-H_20. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 54, 591-600.

Dean, W. E.; Davies, G. R. y Anderson, R. Y. (1975): Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. *Geology,* july, 367-372.

Deffeys, K. S.; Lucia, F. y Wyl, P. K. (1965): Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antillas. En Ll. C. Pray y R. C. Murray (eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis*. A Symposium. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.,* 13, 71-88.

Dellwing, L. (1955): Origin of the Saline Salt of Michigan. *J. Sed. Petrol.,* 25, 83-110.

Dronkert, H. (1977): A preliminary note on a recent sabkha deposit in S. Spain. *Rev. Inst. Inv. Geol., Dip. Prov. Barcelona,* 32, 153-165.

Dumas, D. (1988): *Le Paléogene salifère du bassin de Valence (Sud-Est de la France). Géometrie et sédimentologie des dépôts. Synthèse de bassin*. Thèse Univ. Claude-Bernard, Lyon.

Dunsmore, H. E. (1973): Diagenetic processes of lead-zinc emplacements in carbonates. *Tans. Inst. Min. Metall.,* Sect. B, 9-12.

Eardley, A. J. y Stringham, B. (1952): Selenite crystals in the clays of Great Salt Lake. *J. Sed. Petrol.,* 22 (4), 234-238.

Edinger, S. E. (1973): The growth of gypsum. An investigation of the factors which affect the size and growth rates of the habit faces of gypsum. *J. Crystal Growth,* 18, 217-224.

Elorza, J. y Rodríguez Lázaro, J. (1987): Quartz geodes with celestite after anhydrite from Langre (Santander). En R. Rodríguez-Clemente y Y. Tardy (eds.), *Int. Meet. Geochem. Earth Surf. and Proces. Min. Form*., Granada 1986. Proceedings, vol. 1. CSIC, Madrid, 837-847.

Ericksen, G. E. (1981): *Geology and origin of the Chilean nitrate deposits*. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1188.

Eugster, H. P. (1967): Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya. Precursors of bedded chert. *Science,* 157, 1177-1180.

— (1969): Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya. *Contr. Min. Petrol.,* 22, 1-31.

— (1985): Oil shales, evaporites and ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 49, 619-635.

Eugster, H. P. y Hardie, L. A. (1978): Saline lakes. En A. Lerman (ed.), *Lakes: chemistry, geology, physics*. Springer Verlag, 237-293.

Eugster, H. P. y Maglione, G. (1979): Brines and evaporites of the Lake Chad basin, Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 43, 973-981.

Eugster, H. P.; Harvie, C. E. y Weare, J. H. (1980): Mineral equilibria in a six-component seawater system, Na-K-Mg-Ca-SO_4-Cl-H_2O, at 25 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 44, 1335-1347.

Fabricius, J. (1989): Geochemical investigation of NaCl-KCl-$MgCl_2$-$CaCl_2$-$FeCl_2$ solutions in Zechstein 2 salt, Suldrup Dome, Denmark. Microthermometry on fluid inclusions in halite. *Danmarks Geologiske Under*. Serie A, 7.

Folk, R. L. y Pittman, J. S. (1971): Length-slow chalcedony; a new testament for vanished evaporites. *J. Sed. Petrology,* 41, 1045-1058.

Fontes, J. Ch. (1976): *Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles. Quelques aspects*. Thèse ès Sciences, Univ. Paris VI.

Friedman, G. M. (1972): Significance of Red Sea in problems of evaporites and basinal limestones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 56, 1072-1086.

— (1980): Review of depositional environments in evaporite deposits and the role of evaporites in hydrocarbon accumulation. *Bull. Cent. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine,* 4 (1), 589-608.

Friedman, G. M. y Sanders, J. E. (1978): *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons.

Fuchs, Y. (1980): Sur l'importance des eaux connées pour la formation des certains gisements en milieux évaporitique. *Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine,* 4 (1), 433-443.

García del Cura, M. A.; Ordóñez, S. y López Aguayo, F. (1979): Estudio petrológico de la Unidad Salina. *Estud. Geol.,* 35, 325-339.

García Veigas, J. (1993): *Geoquímica de inclusiones fluidas en formaciones salinas. Microanálisis Cryo-SEM-EDS*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

García Veigas, J.; Ortí, F.; Rosell, L. y Inglès, M. (1994a): Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5). *Geogaceta,* 15, 78-81.

García Veigas, J.; Ayora, C. y Pueyo, J. J. (1994b): Composición de las inclusiones fluidas en la halita del sondeo de Biurrún (cuenca Potásica de Navarra). *Geogaceta,* 15, 70-73.

García Veigas, J.; Ortí, F.; Rosell, L.; Ayora, C.; Rouchy, J. M. y Lugli, S. (1995): The Messinian salt of the Mediterranean: geochemical study of the salt from the Central Sicily Basin and comparison with the Lorca Basin (Spain). *Bull. Géol. Soc. France,* 166, 699-710.

Gavish, E. (1980): Recent sabkhas marginal to the southern coasts of Sinai, Red Sea. En A. Nissenbaum (ed.), *Hypersaline Brines and Evaporitic Environments*. *Developments in Sedimentology,* 28. Elsevier, 233-251.

Geisler-Cussey, D. (1985): *Approche sédimentologique et géochimique des mécanismes générateurs des formations évaporitiques actuelles et fossiles*. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Nancy I.

Gerdes, G.; Krumbein, W. E. y Holtkamp, E. (1985): Salinity and water activity related zonation of microbial communities and potential stromatolites of the Gavish Sabkha. En G. Friedman y W. E. Krumbein (eds.), *Hypersaline ecosystems*. The Gavish Sabka. *Ecol. Studies,* 53. Springer Verlag, Berlin, 238-266

Gibert, L.; Ortí, F. y Rosell, L. (2007): Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sed. Geol.,* 200, 89-116.

Gonfiantini, R. (1986): Environmental isotopes in lake studies. En P. Fritz y J. Ch. Fontes (eds.), *Handbook of Environmental isotope geochemistry,* vol. 2, The terrestrial Environment (B). Elsevier, Amsterdam, 113-168.

Grotzinger, J. P. y Kasting, J. F. (1993): New constraints on Precambrian ocean composition. *J. Geol.,* 101, 235-243.

Guelorget, O. y Perthuisot, J. P. (1983): Le domaine paralique: expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. *Trav. Lab. Géol.,* 16. Presses de l'École Normale Supérieur, Paris, 136.

Handford, C. R. (1982): Facies anatomy of a Holocene continental sabkha: Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology,* 29, 239-253.

— (1991): Marginal marine halite: sabkhas and salinas. En J. L. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. *Developments in Sedimentology,* 50. Elsevier, 1-66

Handford, C. R. y Moore, C. H. (1976): Diagenetic implications of calcite pseudomorphs after halite from the Joachin Dolomite (Middle Ordovician), Arkansas. *J. Sed. Petrol.,* 46 (2), 387-392.

Hardie, L. A. (1967): The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Am. Mineralogist,* 52, 171-200.

— (1984): Evaporites: marine or non-marine? *Am. J. Sci.,* 284, 193-240.

— (1990): The roles of rifting and hydrothermal $CaCl_2$ brines in the origin of potash evaporites: an hypothesis. *Am. J. Sci.,* 290, 43-106.

Hardie, L. A. y Eugster, H. P. (1971): The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow clastic accumulations. *Sedimentology,* 16, 187-220.

Harvie, C. E. y Weare, J. H. (1980): The prediction of mineral solubilities in natural waters: the Na-K-Mg-Ca-SO_4-H_20 system from zero to high concentration at 25°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 44, 981-997.

Harvie, C. E.; Weare, J. H.; Hardie, L. A. y Eugster, H. P. (1980): Evaporation of sea-water: calculated mineral sequences. *Science,* 208, 498-500.

Heaney, P. J. (1995): Moganite as an indicator for vanished evaporites: a testament reborn? *J. Sed. Res.,* A65, 633-638.

Holliday, D. W. (1970): The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *J. Sed. Petrol.,* 40, 734-744.

Holser, W. T. (1966): Bromine Geochemistry of Salt Rocks. En J. L. Rau (ed.), Second Symposium on Salt, *Northern Ohio Geol. Soc.,* 2, 248-275.

— (1970): Bromide geochemistry of some non-marine salt deposits in the southern Great Basin. *Min. Soc. Am., Spec. Paper,* 3, 307-319.

— (1979): Mineralogy of evaporites. En R. G. Burns (ed.), *Marine minerals. Min. Soc. Am.,* 6, 211-294.

Holser, W. T. y Kaplan, I. R. (1966): Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chem. Geol.,* 1, 93-135.

Horita, J. (1990): Stable isotope paleoclimatology of brine inclusions in halite: Modelling and application to Searles Lake, California. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 54, 2059-2073.

Horita, J.; Friedman, T. J.; Lazar, B. y Holland, H. D. (1991): The composition of Permian seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 55, 417-432.

Hovorka, S. D.; Knauth, L. P.; Fisher, R. S. y Guoqiu Gao (1993): Marine to nonmarine facies transition in Permian evaporites of the Palo Duro Basin, Texas: Geochemical response. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 105, 1119-1134.

Hsü, K. J. (1972): Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. *Earth Sci. Rev.,* 8, 371-396.

Hsü, K. J. y Schneider, J. (1973): Progress report on dolomitization of Abu Dhabi Sabkhas, Arabian Gulf. En B. H. Purser (ed.), *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*. Springer Verlag, 409-422.

Igarzábal, A. (1991): Evaporitas cuaternarias de la Puna Argentina. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos*. *Estudi General,* 2, Univ. Barcelona, 333-417.

Illing, L. F.; Wells, A. J. y Taylor, J. C. M. (1965): Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf. En L. C. Pray y R. C. Murray (eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis. SEPM. Spec. Publ.,* 13, 89-113.

Ivanof, M. V. (1968): *Microbiological processes in the formation of sulfur deposits*. Israel Program for Scientific Translation, cat. 1850. U. S. Dept. Commerce.

Jackson, M. P. A. y Talbot, C. J. (1986): External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 97, 305-323.

Jacobson, G.; Arakel, A. V. y Chen Yijian (1988): The central Australian groundwater discharge zone: Evolution of associated calcrete and gypcrete deposits. *Austral. J. Earth Sci.,* 35, 549-565.

Jauzein, A. (1974): Les données sur le système $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ et leurs implications géologiques. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* (2), vol. 16 (2), 157-160.

Jenyon, M. K. (1986): *Salt Tectonics*. Elsevier Applied Sciences, New York.

Jones, B. F. (1986): Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. En F. A. Mumpton (ed.), *Studies in Diagenesis. U. S. GeoI. Surv. Bull.,* 1578, 291-300.

Kasprzyk, A. y Bąbel, M. (1986): Gypsum ooids froml the Miocene deposits of the vicinity of Staszów. *Przeglad Geologiczy, Warszawa,* 34 (4), 208-210.

Kempe, S. y Degens, E. T. (1985): An early soda ocean? *Chem. Geol.,* 53, 95-108.

Kendall, A. C. (1979): Continental and supratidal (sabkha) evaporites (chapter 13). Subaqueous evaporites (chapter 14). En R. G. Walker (ed.), *Facies models*. Geoscience Canada, 145-157, 159-174.

Kendall, C. G. St. C. y Warren, J. K. (1988): Peritidal Evaporites and Their Sedimentary Assemblages. En B. C. Schreiber (ed.), *Evaporites and Hydrocarbons*. Columbia University Press, New York, 66-138.

King, R. H. (1947): Sedimentation in the Permian Castile Sea. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 31, 470-477.

Kinsman, D. J. J. (1969): Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* 53 (4), 830-840.

— (1976). Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies. *J. Sed. Petrol.,* 46 (2), 273-279.

Kirkland, D. W. y Evans, R. (1981): Source-rock potential of evaporitic environment. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 65, 181-190.

Knauth, L. P. y Beunas, M. A. (1986): Isotope geochemistry of fluid inclusions in Permian halite with implications for the isotopic history of ocean water and the origin of saline formation waters. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 50, 419-433.

Kocurko, M. J. (1979): Dolomitization by spray-zone brine seepage, San Andres, Colombia. *J. Sed. Petrol.,* 49, 209-214.

Kozary, M. T.; Dunlap, J. C. y Humphrey, W. E. (1968): Incidence of deposits in geologic time. En R. B. Mattox (ed.), *Saline Deposits. G.S.A. Spec. Paper,* 88, 43-57.

Krumbein, W. C. (1951): Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States. *J. Sed. Petrol.,* 21 (2), 63-81.

Krumbein, W. C. y Sloss, L. L. (1963): *Stratigraphy and Sedimentation*, 2.ª ed., Freeman, San Francisco.

Kushnir, J. (1980): The coprecipitation of strontium, magnesium, sodium, potassium and chloride ions with gypsum. An experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 44, 1471-1482.

— (1981): Formation and early diagenesis of varied evaporite sediments in a coastal hypersaline pool. *J. Sed. Petrol.,* 51, 1193-1203.

Kyle, J. R. (1991): Evaporites, evaporitic processes and mineral resources (Chapter 6). En J. L. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. *Developments in Sedimentology,* 50, 477-533.

Kyle, J. R. y Posey, H. H. (1991): Halokinesis, cap rock development, and salt dome mineral resources. En J. L. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. *Developments in Sedimentology,* 50, 413-474.

Lagny, P. (1980): Les gisements stratiformes associés aux évaporites: position dans le temps et place dans l'espace des bassins sédimentaires évaporitiques. *Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine,* 4 (1), 445-478.

Langbein, R. (1987): The Zechstein sulphates: the state of the art. *Lect. Not. Earth Sci.,* 10. Springer-Verlag, 143-188.

Levi, Y. (1980): Evaporitic environments in the Northern Sinai. En A. Nissenbaum (ed.), *Hypersaline brines and evaporitic environments*. Elsevier, 131-143.

Livingstone, D. A. (1963): Chemical composition of rivers and lakes. *U. S. Geol. Sury., Prof. Paper,* 440-G.

Logan, B. W.; Davies, G. R.; Read, J. F. y Cebulski, D. E. (eds.) (1970): *Carbonate Sedimentation and Environments*, Shark Bay, Western Australia.

Lotze, F. (1964): The distribution of evaporites in space and time. En A. E. M. Nairm (ed.), *Problems in Paleoclimatology*. NATO, 491-509.

Lowenstein, T. K. y Hardie, L. A. (1985): Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology,* 32, 627-644.

Lowenstein, T. K. y Spencer, R. (1990): Syndepositional origin of potash evaporites: petrographic and fluid inclusion evidence. *Am. J. Sci.,* 290, 1-42.

Lowenstein, T. K.; Spencer, R. J.; Yang, W.; Casas, E.; Zhang, P.; Zhang, B.; Fan, H. y Krouse, H. R. (1994): Major-element and stable-isotope geochemistry of fluid inclusions in halite, Qaidam Basin, Western China: implications for Late Pleistocene/Holocene brine evolution and paleoclimates. En M. R. Rosen (ed.), *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems. Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 289, 19-32.

Lucia, F. J. (1968): Recent sediments and diagenesis of the South Bonaire, Netherlands Antilles. *J. Sed. Petrol.,* 38, 845-858.

Llewellyn, P. G. (1968): Dendritic halite pseudomorphs from the Keuper marl of Leicestershire, England. *Sedimentology,* 11, 293-297.

Macfayden, W. A. (1950): Sandy gypsum crystals from Berbera, British Somaliland. *Geol. Magaz.,* 87 (6), 409-420.

Machel, H. G. (1993): Anhydrite nodules formed during deep burial. *J. Sed. Petrol.,* 63 (4), 659-662.

Maiklem, W. R. (1971): Evaporite drawdown: a mechanism for water-level lowering and diagenesis in the Elk Point Basin. *Bull. Can. Petrol. Geol.,* 19, 487-503.

Maiklem, W. R.; Bebout, R. P. y Glaister, R. P. (1969): Classification of anhydrite: a practical approach. *Bull. Can. Petrol. Geol.,* 17 (2), 194-233.

Maisonneuve, J. (1982): The composition of the Precambrian ocean waters. *Sed. Geol.,* 31, 1-11.

Markl, G. y Piazolo, S. (1998): Halogen-bearing minerals in syenites and high-grade marbles of Dronning Maud Land, Antarctica - Monitors of fluid compositional changes during late-magmatic fluid-rock interaction processes. *Contr. Min. Petrol.,* 132, 246-248.

Masson, P. H. (1955): An occurrence of gypsum in southwest Texas. *J. Sed. Petrol.,* 25 (1), 72-77.

McAllister, J. F. (1970): Geology of the Furnace Creek borate area, Death Valley, Inyo Country, California. *Calif. Div. Min. Geol. Map, sheet,* 14, 1:24. 000.

McCaffrey, M. A.; Lazar, B. y Holland, H. D. (1987): The evaporation path of seawater and coprecipitation of Br^- and K^+ with halite. *J. Sed. Petrol.,* 57, 928-937.

McKenzie, J. A.; Hsü, K. J. y Schneider, J. F. (1980): Movement of subsurface waters under the sabkha y U. A. E. Abu Dhabi, and its relationship to evaporative dolomite genesis. En D. H. Zenger, J. B. Dunhall y R. L. Ethington (eds.), *Concepts and models of dolomitization. S.E.P.M. Spec. Publ.,* 28, 11-30.

McKibben, M. A.; Williams, A. E. y Okubo, S. (1988): Metamorphosed Plio-Pleistocene evaporites and the origins of hypersaline brines in the Salton Sea geothermal system, California; fluid inclusion evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 52, 1047-1056.

Medhioub, K. (1979): La Bahiret el Biban. Étude géochimique et sédimentologique d'une lagune du Sud-Est tunisien. *Trav. Lab. Géol. École Norm. Sup., Paris,* 13.

Merritt, C. A. (1935): Gypsum crystals from Alfalfa Country, Oklahoma. *Am. Min.,* 20, 674.

Milliken, K. L. (1979): The silicified evaporite syndrome; two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *J. Sed. Petrol.,* 49, 245-256.

Moine, B.; Sauvan, P. y Jarousse, J. (1981): Geochemistry of evaporite-bearing series: a tentative guide for identification of metaevaporites. *Contr. Min. Petrol,* 76, 401-412.

Montenat, C.; Ott d'Estevou y Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine,* 11, 1-22.

Moretto, R. (1987): Étude sédimentologique et géodynamique des dépôts de la série paléogène du bassin de Bourg-en-Bresse (France). *Sciences de la Terre,* 50.

Morris, R. C. y Dickey, P. A. (1957): Modern evaporite deposition in Perú. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 41, 2467-2474.

Mossop, D. G. (1973): *Anhydrite-carbonate cycles of the Ordovician Baumann Fiord Formation, Ellesmere Island, Artic Canada: a geological history*. Ph. D. Thesis, Imperial College, London.

Mossop, D. G. y Shearman, D. J. (1973): Origin of secondary gypsum rocks. *Trans. Inst. Min. Metall.,* B 82, 147-154.

Müller, S. y Teitz, G. (1971): Dolomite replacing «cement A» in biocalcarenites from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. En D. P. Bricker (ed.), *Carbonate Cements*. John Hopkins Press, Baltimore.

Müller, D. W. y Meuller, P. A. (1991): Origin and age of the Mediterranean Messinian evaporites: implications from Sr isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 107, 1-12.

Muir, M. D. (1987): Facies models for Australian Precambrian evaporites. En T. M. Peryt (ed.), *Evaporite Basins. Lect. Not. Earth Sci.,* 13, Springer-Verlag, 5-21.

Murray, R. C. (1964): Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *J. Sed. Petrol.,* 34 (3), 512-523.

Neev, D. y Emery, K. (1967): The Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. *Bull. Geol. Surv. Israel,* 41.

Nurmi, H. D. y Friedman, G. M. (1977): Sedimentology and depositional environments of basin-center evaporites, Lower Saline Group. En J. H. Fisher (ed.), *Reefs and Evaporites. Concepts and depositional models. AAPG Studies in Geology,* 5, 23-52.

Ochsenius, C. (1877): *Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze*. C.E.M. Pfeffer Halle.
— (1893): Die Bedeutung des orographischen Elements-Barre in Hinsicht auf Bildungen und Veränderungen von Lagerstätten und Gesteinen. *Z. Prakt. Geol.,* 1, 189-201.
Orszag-Sperber, F.; Freytet, P.; Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph. (1986): Métasomatose sulfatée de dépôts carbonatés marins miocènes sur la marge occidentale de la Mer Rouge. *C. R. Acad. Sc., Paris,* 302 (11), 17, 1079-1084.
Ortí, F. (1977): Aproximación al estudio de las microestructuras de las rocas de yeso secundario y a su origen. *Rev. Inst. Inv. Geol., Dip. Prov. Barcelona,* 32, 87-152.
— (1987): La zona de Villel-Cascante-Javalambre. Introducción a las formaciones evaporíticas y al volcanismo jurásico. En M. Gutiérrez y A. Meléndez (eds.), *XXI curso de Geología Práctica de Teruel*. Univ. verano de Teruel, 56-95.
— (1988): *Sedimentación evaporítica continental durante el Terciario en la Península Ibérica: aspectos generales*. II Congr. Geol. España, S.G.E., Granada, vol. Simp., 509-518.
— (1992): Diagénesis en las evaporitas continentales del Terciario peninsular ibérico. III Congr. Geol. España, Salamanca, *Simp.,* 1, 118-127.
— (1997): Evaporite Sedimentation in the South Pyrenean Foredeeps and the Ebro Basin During the Tertiary: a General View. En G. Busson y B. C. Schreiber (eds.), *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene)*. New York, Columbia University Press, 319-334.
— (2000): Unidades glauberíticas del Terciario ibérico: Nuevas aportaciones. *Rev. Soc. Geol. España,* 13 (2), 227-249.
Ortí, F. y Bayó Dalmau, A. (1977): Características litoestratigráficas del Triásico medio y superior en el «Baix Ebre» (Tarragona-España). *Cuad. Geol. Ibér.,* 4, 223-238.
Ortí, F.; García-Veigas, J.; Rosell, L.; Jurado, M. J. y Utrilla, R. (1996): Formaciones salinas de las cuencas triásicas en la Península Ibérica: caracterización petrológica y geoquímica. *Cuad. Geol. Ibér.,* 20, 13-35.
Ortí, F.; Gündogan, I. y Helvaci, C. (2002): Sodium sulphate deposits of Neogene age: the Kirmir Formation, Beypazari Basin, Turkey. *Sed. Geol.,* 146, 305-333.
Ortí, F. y Pueyo, J. J. (1977): Asociación halita bandeada-anhidrita nodular del yacimiento de Remolinos, Zaragoza (sector central de la Cuenca del Ebro). Nota petrogenética. *Rev. Inst. Inv. Geol., Dip. Prov. Barcelona,* 32, 167-202.
Ortí, F.; Pueyo, J. J. y San Miguel, A. (1979): Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago, Toledo (Terciario continental de la cuenca del Tajo). *Bol. Geol. Min.,* 94, 19-45.
Ortí, F.; Pueyo, J. J.; Geisler-Cussey, D. y Dulau, N. (1984): Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Rev. Inv. Geològ., Dip. Prov. Barcelona,* 38-39, 169-220.
Ortí, F. y Rosell Ortiz, L. (1981): Fábricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta Geol. Hisp.,* 16 (4), 235-255.
— (1991): Prácticas de petrografía de rocas sulfatadas evaporíticas. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos*. *Estudi General,* 2. Univ. Barcelona, 87-118.
— (1997): Sulfatos evaporíticos de interés petrológico. En J. C. Melgarejo (ed.), *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Edicions Univ. Barcelona, 211-235.
— (2000): Evaporite systems and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology,* 47, 665-685.
Ortí, F.; Rosell, L. y Anadón, P. (2003): Deep to shallow lacustrine evaporites in the Libros Gypsum (southern Teruel Basin, Miocene, NE Spain): an occurrence of pelletal gysum rhythmites. *Sedimentology,* 50, 361-386.
Ortí, F.; Rosell, L. y Lascorz, A. (1995): Fábricas cristalinas del yeso secundario de reemplazamiento de glauberita: aplicación en prospección de sulfato sódico. *Geogaceta,* 17, 49-52.
Ortí. F.; Rosell, L.; Salvany, J. M. e Inglés, M. (1997): Chert in continental evaporites of the Ebro and Calatayud basins (Spain): distribution and significance. En A. Ramos-Millán y M. A. Bustillo (eds.), *Siliceous Rocks and Culture*. Universidad de Granada, *Monográfica Arte y Arqueología,* 4, 75-89.

Ortí, F.; Rosell, L.; Salvany, J. M.; Pueyo, J. J.; Utrilla, R.; Inglés, M. y García-Veigas, J. (1988): *Contenido en estroncio en los sulfatos cálcicos evaporíticos. Su utilización como indicador deposicional y diagenético*. II Congr. Geol. España, Granada, Libro Com., 417-420.

Ortí, F. y Salvany, J. M. (eds.) (1990): *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie*. Univ. Barcelona-ENRESA.

Ortí, F. y Shearman, D. J. (1977): Estructuras y fábricas deposicionales en las evaporitas del Mioceno superior (Messiniense) de San Miguel de Salinas (Alicante, España). *Rev. Inst. Inv. Geol., Dip. Prov. Barcelona,* 32, 5-53.

Osborn, W. L. (1989): *Formation, diagenesis and metamorfism of sulphate minerals in the Saltom Sea geothermal system, California, U.S.A*. Master Science Thesis, Univ. California, Riverside.

Patterson, R. J. y Kinsman, D. J. J. (1982): Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkhas along the Arabian (Persian) Gulf. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 66, 28-43.

Perthuisot, J. P. (1975): La Sebkha el Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin salin paralique. *Trav. Lab. Géol. École Norm. Sup., Paris,* 9.

— (1980): Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine,* 4 (1), 207-233.

Perthuisot, J. P. y Jauzein, A. (1978): Le Khour el Aadid, lagune sursalé de l'Emirat de Qatar. *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), 20 (4), 347-358.

Peryt, T. M.; Ortí, F. y Rosell, L. (1993): Sulfate platform-basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), western Poland: facies and petrography. *J. Sed. Petrol.,* 63 (4), 646-658.

Phleger, F. B. (1969): A modern evaporite deposit in Mexico. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 53, 824-829.

Phillips, F. C. (1947): Oceanic salt deposits. *Quart. Rev.,* 1, 91-111.

Pierre, C. (1982): *Teneurs en isotopes stables (^{18}O, ^{2}H, ^{13}C, ^{34}S) et conditions de genèse des évaporites marines: application à quelques milieux actueles et au Messinien de la Méditerranée*. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay.

— (1988): Application of stable isotope geochemistry to the study of evaporites. En B. C. Schreiber (ed.), *Evaporites and Hydrocarbons*. New York, Columbia Univ. Press, 300-344.

Pierre, C.; Ortlieb, L. y Person, A. (1984): Supratidal evaporitic dolomite at Ojo de Liebre Lagoon: mineralogical and isotopical arguments for primary crystallization. *J. Sed. Petrol.,* 54 (4), 1049-1061.

Pierre, C. y Rouchy, J. M. (1988): Carbonate replacements after sulfate evaporites in the Middle Miocene of Egypt. *J. Sed. Petrol.,* 58, 446-456.

Pitzer, K. S. (1973): Thermodynamics of electrolytes 1: Theoretical basis and general equations. *J. Phys. Chem.,* 4, 268-277.

Playà, E.; Ortí, F. y Rosell, L. (2000): Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidence. *Sed. Geol.,* 133, 135-166.

Playà, E. y Rosell, L. (2005): The celestite problem in gypsum Sr geochemistry: An evaluation of purifying methods of gypsiferous samples. *Chem. Geol.,* 221, 102-116.

Posey, H. H. y Kyle, J. R. (1988): Fluid-rock interactions in the salt dome environment: An introduction and review. *Chem. Geol.,* 74, 1-24.

Pueyo, J. J. (1975): *Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Súria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España).* Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Pueyo, J. J. y San Miguel, A. (1974): Características petrológicas de las sales potásicas y magnésicas de la cuenca potásica catalana. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 29, 23-49.

Raup, O. B. (1970): Brine Mixing: an additional mechanism for formation of basin evaporites. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 54, 2246-2259.

Reeves, C. C. (1978): Economic significance of playa lake deposits. En A. Matter y M. E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments. Int. Assoc. Sed., Spec. Publ.,* 2, 277-290.

Renfro, A. R. (1974): Genesis of evaporite associated stratiform metaliferous deposits. A sabkha process. *Econ. Geol.,* 69 (1), 33-45.

Richter-Bernburg, G. (1955): Über salinere Sedimentation. *Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr.,* 105, 593-645.

Richter-Bernburg, G. (1964): Solar cycle and other climatic periods in varvitic evaporites. En A. E. M. Nain (ed.), *Problems in Paleoclimatology*. NATO, 510-521.

— (1972): Saline deposits in Germany: a review and general introduction to the excursions. En UNESCO (ed.), *Geology of Saline Deposits*. *Earth Sciences,* 7, 275-287.

— (1985): Zechstein-Anhydrite. Facies und Genese. *Geolog. Jahrbuch, Reine A, Heft,* 85.

Ricchiuto, T. F. y McKenzie, J. A. (1978): Stable isotopic investigation of Messinian sulfate samples from DSDP Leg 42A, Eastern Mediterranean Sea. *Init. Rep. DSDP,* 42, 657-660.

Rodríguez Aranda, J. P. (1992): Significado de bioturbaciones en un medio evaporítico continental (Mioceno de la Cuenca de Madrid). *Geogaceta,* 12, 113-115.

— (1995): *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica - lago salino del Mioceno en la Zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid.

Rodríguez Aranda, J. P.; Rouchy, J. M.; Calvo, J. P.; Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1995): Unusual twinning features in large primary gypsum crystals formed in salt lake conditions, Middle Miocene, Madrid Basin, Spain – palaeoenvironmental implications. *Sed. Geol.,* 95, 123-132.

Rosell, L. (1983): *Estudi petrològic, sedimentològic i geoquímic de la formació de sals potàssiques de Navarra (Eocè superior)*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Rosell, L. y Ortí, F. (1980): Presencia de analcima y observaciones diagenéticas en la anhidrita basal de la cuenca potásica de Navarra (Eoceno superior, cuenca del Ebro, España). *Rev. Inst. Inv. Geol., Dip. Prov. Barcelona,* 34, 223-235.

— (1981-1982): The Saline (Potash) Formation of the Navarra Basin (Upper Eocene, Spain). *Rev. Inst. Inv. Geol., Dip. Prov. Barcelona,* 35, 71-121.

— (1992): Geochemical characteristics and facies analysis of a Miocene lacustrine gypsum deposit (Calatayud Basin, Zaragoza, Spain). *IGCP-324 GLOPALS, An. Meet.,* Madrid, junio, Abstracts, 39-41.

Rosell, L.; Ortí, F., Kasprzyk, A.; Playà, E. y Peryt, T. M. (1998): Strontium geochemistry of Miocene primary gypsum: Messinian of southeastern Spain and Sicily and Badenian of Poland. *J. Sed. Res.,* 68 (1), 63-79.

Rouchy, J. M. (1980): La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée: un bilan. *Bull. Cent. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine,* 4 (1), 512-545.

Rouchy, J. M. y Monty, C. L. V. (1981): Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. En C. L. V. Monty (ed.), *Phanerozoic Stromatolites,* Springer Verlag, 155-180.

Rouchy, J. M. y Pierre, C. (1995): Deep-water resedimentation of anhydrite and gypsum deposits in the Middle Miocene (Belayin Formation) of the Red Sea. *Sedimentology,* 42, 267-282.

Rouse, J. E. y Sherif, N. (1980): Major evaporite deposition from groundwater remobilized salts. *Nature,* 285, 470-472.

Ruckmick, J. C.; Wimberly, B. M. y Edwards, A. F. (1979): Classification and genesis of biogenic sulfur deposits. *Econ. Geol.,* 74, 469-474.

Ryley, Ch. M. y Byrne, J. V. (1961): Genesis of primary structures in anhydrite. *J. Sed. Petrol.,* 31 (4), 553-559.

Sabouraud-Rosset, Ch. (1976): Inclusions solides et liquides dans le gypse. *Trav. Lab. Géol.,* 10. Press. Ecol. Normal Sup., Paris.

Salvany, J. M.; García-Veigas, J. y Ortí, F. (2007): Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology,* 54, 443-467.

Sanford, W. E. y Wood, W. W. (1991): Brine evo1ution and mineral deposition in hydrologically open evaporite basins. *Am. J. Sci.,* 291, 687-710.

Schlager, W. y Bolz, H. (1977): Clastic accumu1ation of su1phate evaporites in deepwater. *J. Sed. Petrol.,* 47, 600-609.

Schmalz, R. F. (1969): Deep-water evaporite deposition: a genetic model. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 53, 798-823.

Schreiber, B. C. y Decima, A. (1976): Sedimentary facies produced under evaporitic environments: a review. *Mem. Soc. Geol. Ital.,* 16, 111-126.

Schreiber, B. C.; Friedman, G. H.; Decima, A. y Schreiber, E. (1976): Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology,* 23, 729-760.

Schreiber, B. C.; Roth, M. S. y Helman, M. L. (1982): Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these forms from diagenetic overprints. En C. R. Handford, R. D. Loucks y G. R. Davis (eds.), Depositiona1 and diagenetic spectra of evaporites. *A core workshop, SEMP Core Workshop,* 3, 1-22.

Scruton, P. C. (1953): Deposition of evaporites. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 37, 2498-2512.

Servant-Vildary, S.; Rouchy, J. M.; Pierre, C. y Foucault, A. (1990): Marine and continental water contributions to a hypersaline basin using diatom ecology, sedimentology and stable isotopes: an example in the Late Miocene of the Mediterranean (Hellín Basin, southern Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.,* 79, 189-204.

Shaw, P. (1988): After the flood: The fluvio-lacustrine landforms of northern Botswana. *Earth Sci Rev.,* 25, 449-456.

Shearman, D. J. (1966): Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Min. Metall.,* B 75, 208-215.

— (1970): Recent halite rock, Baja California, Mexico. *Trans. Inst. Min. Metall.,* B 79, 155-162.

— (1971): *Calcium sulphate evaporitic facies*. Short Course, Imperial College, London.

— (1978): Evaporites and coastal sabkhas. En E. W. Dean y B. C. Schreiber (eds.), *Marine Evaporites*. *SEPM, Short Course,* 4, Tulsa, 6-42.

Shearman, D. J. y Fuller, J. G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan. *Bull. Can. Petrol. Geol.,* 17 (4), 496-525.

Shearman, D. J.; Mossop, G.; Dunsmore, H. y Martin, M. (1972): Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. *Trans. Inst. Min. Metall.,* B81, 149-155.

Sibley, D. F. (1980): Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N.A. En D. H. Zenger, J. B. Dunhall y R. L. Ethington (eds.), *Concepts and models of dolomitization. SEPM, Spec. Publ.,* 28, 247-258.

Slaczka, A. y Kolasa, K. (1985): Salt submarine fan in the Carpathian Foreland, Wieliczka. En J. Rosell, E. Remacha y M. Zamorano (eds.), *6th Eur. Reg. Meet.,* I.A.S., Lérida, Abstract book, 428-431.

Sloss, L. L. (1953): The significance of evaporites. *J. Sed. Petrol.,* 23 (3), 143-161.

— (1969): Evaporite deposition from layered solutions. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 53 (4), 776-789.

Smith, G. I.; Benson, L. y Currey, D. R. (1989): *Quaternary Geology of the Great Basin*, 28th Int. Geol. Congress, Washington. Field Trip Guidebook T117.

Smoot, J. P. y Lowenstein, T. K. (1991): Depositional environments of non-marine evaporites. En J. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. *Developments in Sedimentology,* 50, Elsevier, 189-347.

Smoot, J. P. y Castens-Seidell, B. (1994): Sedimentary features produced by efflorescent salt crusts, Saline Valley and Death Valley. En R. W. Renau y W. M. Last (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient saline lakes. SEPM, Spec. Publ.,* 50, 73-90.

Sofer, Z. y Gat, J. R. (1975): The isotope composition of evaporiting brines: Effect of isotopic activity ratio in saline solutions. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 26, 179-186.

Sonnenfeld, P. y Huedec, P. P. (1980): Heliothermal lakes. En A. Nissenbaum (ed.): Hypersaline brines and evaporitic environments. *Developments in Sedimentology,* 28, 93-100.

Stewart, F. H. (1963): *Marine evaporites*. Geol. Survey Prof. Paper 400-Y.

Strakhov, N. M. (1970): *Principles of lithogenesis,* vol. 3. Oliver & Boyd, Edinburgh.

Stuart, W. D. (1973): Wind-driver model for evaporite deposition in a layered sea. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 84, 2691-2704.

Sullivan, M. D.; Haszeldine, R. S.; Boyce, A. J.; Rogers, G. y Fallik, A. E. (1994): Late anhydrite cements mark basin inversion; isotopic and formation water evidence, Rotliegend Sandstone, North Sea. *Marine. Petrol. Geol.,* 11, 46-54.

Surdam, R. C.; Eugster, H. P. y Mariner, R. H. (1972): Magadi-type chert in Jurassic and Eocene to Pleistocene rocks, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 83, 2261-2266.

Sureda, R. (1991): Mineralogía de las rocas evaporíticas. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos*. Estudi General 2, Univ. Barcelona, 15-86.

Tekin, E.; Ayyildiz, T.; Gündogan, I. y Ortí, F. (2007): Modern halolites (halite oolites) in the Tuz Gölü, Turkey. *Sed. Geol.,* 195, 101-112.

Thompson, R. W. (1969): Tidal flat sedimentation on the Colorado River delta, northwest of Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Mem.,* 107.

Truc, G. (1983): Dynamique de l'anhydritisation et du passage au gypse secondaire dans les évaporites paléogènes du bassin de Carpentras (Vaucluse, SE de la France). *Doc. GRECO 52, 4: Evaporites et milieux évaporitiques actuels et ancients*. Paris, 26-27 abril: Res. Com., 29.

Trusheim, F. (1960): Mechanism of salt migration in Northern Germany. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 44, 1519-1540.

Tucker, M. E. (1991): Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *J. Geol. Soc., London,* 148, 1019-1036.

Usdowski, E. (1973): Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat und Ca-Sulfat-Mineralen. *Contr. Min. Petrol.,* 38, 177-195.

Usiglio, J. (1849): Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les côtes de France. *Annalen der Chemie,* 27, 92-107, 172-191.

Utrilla, R.; Ortí, F.; Pierre, C. y Pueyo, J. J. (1991): Composición isotópica de las evaporitas terciarias continentales de la cuenca del Ebro; relación con los ambientes deposicionales. *Rev. Soc. Geol. España,* 4 (3-4), 353-360.

— (1992): Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.),* 102, 229-244.

Vai, G. B. y Ricci-Lucchi, F. (1977): Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of the Northern Apennines. *Sedimentology,* 24, 211-244.

Valyashko, M. G. (1972a): Playa lakes: a necessary stage in the development of a salt-bearing basin. En G. Richter-Bemburg (ed.), *Geology of Saline Deposits*. UNESCO, Paris, Earth Science 7, 41-51.

— (1972b): Scientific works in the field of geochemistry and the genesis of salt deposits in the USSR. En G. Richter-Bernburg (ed.), *Geology of Saline Deposits*. UNESCO, Paris, Earth Science, 7, 289-311.

Van Rosmalen, G. M. *et al.* (1976): A comparison of gypsum crystals grown in silica gel and agar in the presence of additives. *J. Crystal Growth,* 35, 169-176.

Van Voorthuysen, J. H. (1951): Anhydrite formation in the Saline facies of the Münder Mergel (Upper Malm). *Geol. en Mijnb., new ser.,* 13, 279-282.

Wagner, G. (1926): Das Deutsche Salz. *Aus der Heimat,* 39 (9), 137-156.

Wardlaw, N. C. y Schwerdten, W. M. (1966): Halite-anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 77, 331-342.

Warren, J. K. (1989): *Evaporite Sedimentology. Importance in Hydrocarbon Accumulation*. Prentice-Hall, New Jersey.

— (1991): Sulphate dominated sea-marginal and platform evaporite settings: sabkhas and salinas, mudflats and salterns. En J. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. *Developments in Sedimentology,* 50, 69-187.

— (1999): *Evaporites. Their Evolution and Economics*. Blackwell Science, London.

— (2006): *Evaporites. Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer Verlag, Berlin.

Watson, A. (1983): Gypsum crusts. En A. S. Goudi y K. Pye (eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, 133-161.

— (1985): Structure, chemistry and origins of gypsum crusts in southern Tunisia and the central Namib Desert. *Sedimentology,* 32, 855-875.

Weiler, T.; Sass, E. y Zak, I. (1974): Halite oolites and ripples in the Dead Sea, Israel. *Sedimentology,* 21, 623-632.

West, I. M. (1964): Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck Beds of Dorset. *Proc. Yorks. Geol. Soc.,* 34, 315-330.

West, I. M.; Alí, Y. A. y Hilmy, M. E. (1979): Primary gypsum noduls in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt. *Geology,* 7, 354-358.

Wood, W. y Sanford, W. E. (1990): Ground-water control of Evaporite Deposition. *Econ. Geol.,* 85, 1226-1235.

Zarkov, M. A. (1981): *History of Paleozoic salt accumulation*. Springer Verlag.

Zheng Mianping (1989): *Saline Lakes on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*. Beijing Scientific and Technical Publishing House, Beijing.

XVI

Evaporitas: formaciones marinas y continentales. Algunos ejemplos

por Federico Ortí Cabo*

SEDIMENTACIÓN MARINA HOLOCENA Y ACTUAL

Salinas marítimas de evaporación

En las costas de muchos países mediterráneos se ha extraído secularmente sal en la época estival utilizando instalaciones de evaporación del tipo salina *(salt work, table salante)*. En estas salinas marítimas los mecanismos de precipitación son totalmente naturales y el hombre únicamente impone un determinado esquema de circulación a las aguas, facilitando su concentración y el fraccionamiento de los productos sedimentarios en las balsas o concentradores, hasta alcanzar el punto de precipitación del cloruro sódico en los cristalizadores. La razón de superficies entre concentradores y cristalizadores suele ser de 7:1 (Ortí *et al*., 1984a). En las costas de Baleares y en las de la Península Ibérica situadas entre el delta del Ebro y la zona al oeste de Almería se beneficia sal en numerosas salinas, al igual que en la costa atlántica (incluido el sur de Portugal) y en Canarias. El viento seco es el factor principal de evaporación, seguido de la insolación y la alta temperatura, pero el exceso de humedad retarda el proceso de concentración. La columna de agua marina evaporada al año es algo inferior a 1 m.

La figura 16.1a esquematiza un circuito de aguas y muestra sus principales dominios sedimentarios y biológicos, y la figura 16.1b da una idea de la productividad de cada facies evaporítica. Los dominios sedimentarios son los siguientes (Ortí *et al*., 1984a, b):

1. *Carbonato cálcico* (36-80 g/l). Los concentradores iniciales registran una sedimentación en forma de fango carbonatado muy blando y con textura pelletal, que está compuesto por microcristales fusiformes de calcita magnesiana y, en menor proporción, por cristales de aragonito. La textura pelletal es de origen fecal y parece estar impuesta principalmente por las abundantes larvas de quironómidos (dípteros) que colonizan los fondos.
2. *Tapices microbianos* (80-140 g/l). Estos tapices están compuestos básicamente por la cianobacteria filamentosa oscillatoriácea *Microcoleus chothonoplastes*. En ellos las láminas microbianas alternan con láminas carbonatadas o detríticas, e incluso con algunas láminas de yeso microcristalino.
3. *Yeso* (140-325 g/l). El sulfato cálcico precipita sólo como yeso, aunque con hábitos y facies muy variados: *a*) cristales del orden milimétrico aciculares o prismático-aciculares, en el seno de las propias salmueras; *b*) cristales de tamaño limo o arena relativamente homométricos y de hábito idiomórfico o lenticular, en las facies gipsareníticas; *c*) cristales seleníticos de entre 2 mm y 10 cm de hábito elongado recto o

* Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona. E-mail: f.orti@ub.edu.

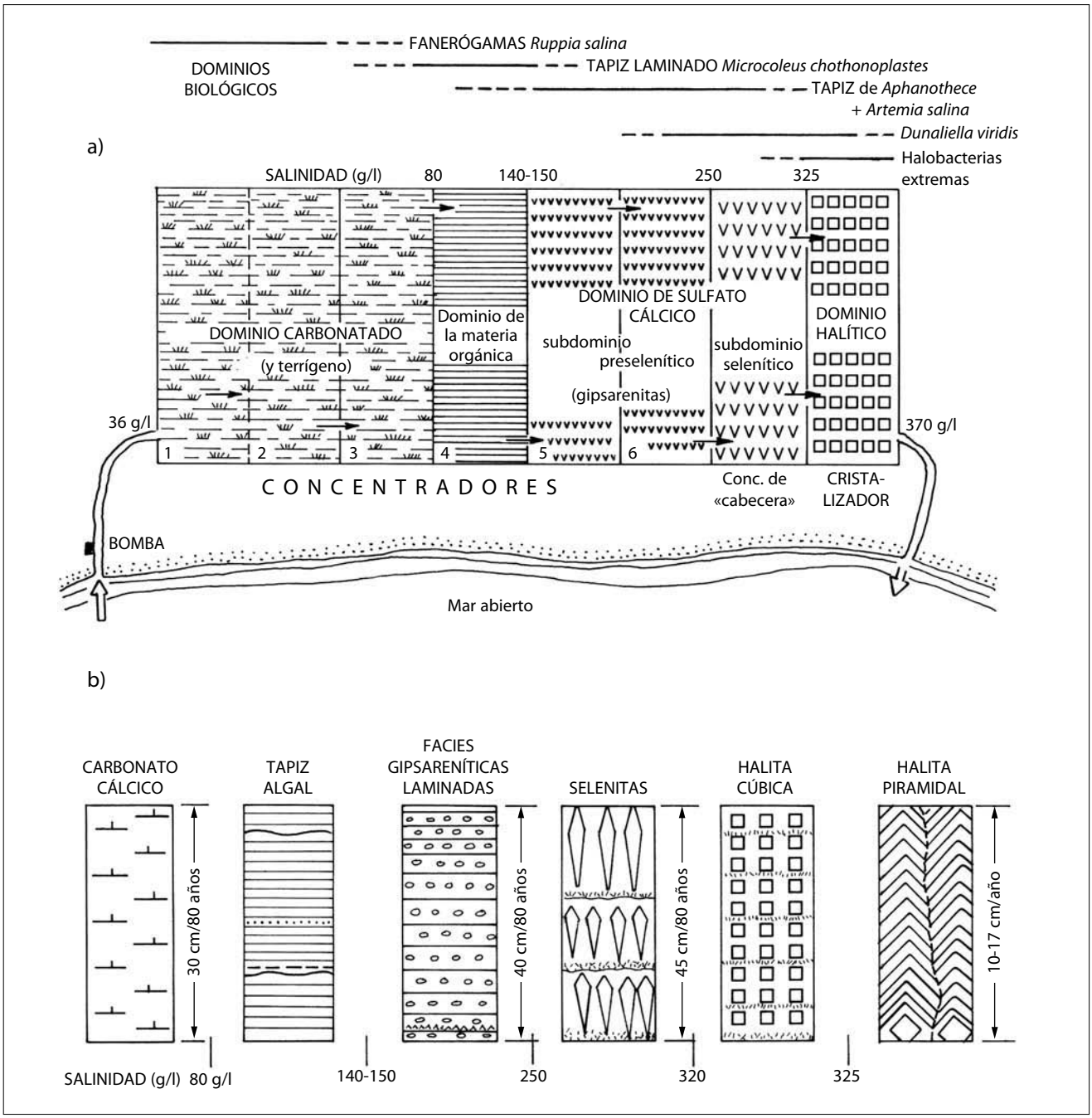


Figura 16.1. Sedimentación en las salinas marítimas del Mediterráneo peninsular ibérico en Santa Pola (Alicante). a) Esquema de un circuito de aguas, con indicación de los dominios sedimentarios y biológicos (adaptado de Ortí *et al.*, 1984a, figura 8). b) Facies sedimentarias, con indicación de los registros históricos presentes en las balsas (excepto para la halita, que es anual; la halita cúbica es efímera; datos de 1980) (adaptado de Ortí *et al.*, 1984b).

curvado, en ocasiones maclados, organizados en horizontes y costras, y con crecimiento subvertical; *d*) cristales de varios milímetros prismáticos y prismático-aciculares, organizados en rosetas, asociados a las primeras generaciones de halita. Los contenidos en Sr de los cristales de yeso aumentan progresivamente a lo largo del dominio (figura 16.2a) (Rosell *et al.*, 1998). En su conjunto, cabe distinguir entre un subdominio de gipsarenitas laminadas (pre-selenítico), entre 140 y 250 g/l, y otro de selenitas, entre 250 y 300-325 g/l.

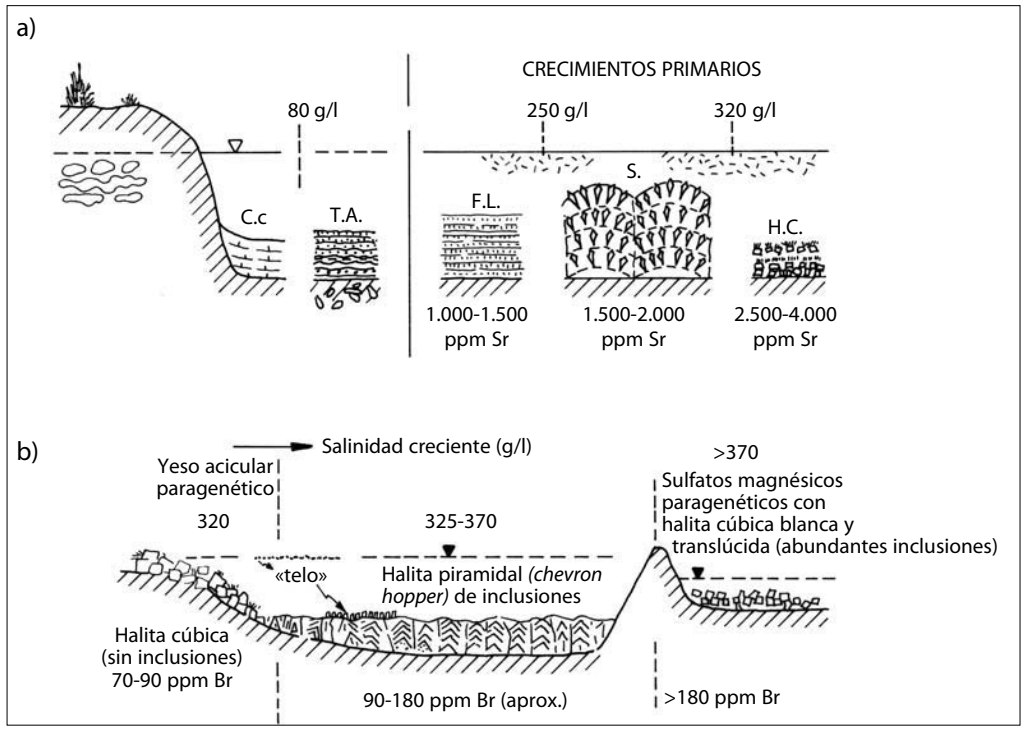


Figura 16.2. Litofacies evaporíticas en las salinas marítimas mediterráneas situadas entre Alicante y Almeria (simplificado de Ortí *et al.*, 1984a, figura 22): a) Facies yesíferas de los circuitos. b) Facies halíticas. Se indican los contenidos promedio (ppm) de Sr en los yesos y de Br en las halitas. C.c.: carbonato; T.A.: tapiz microbiano laminado; F.L.: facies laminadas gipsareníticas; S: selenitas; H.C.: halita cúbica.

4. *Halita* (>325 g/l). La halita presenta los siguientes hábitos: *a*) cristales en tolvas *(hoppers)* de caras escalonadas y con depresión central, con tamaños de entre algunos milímetros y varios centímetros. Dan lugar, en los cristalizadores, a la halita piramidal, con estructuras del tipo *chevron,* que pueden superar los 10 cm de altura; *b*) cristales cúbicos, macizos y transparentes, cuyo tamaño no suele superar 1 cm, generados a una salinidad inferior a la de las tolvas; *c*) cristales cúbicos de caras sólo ligeramente deprimidas y de varios milímetros, con tonos blancos y opacos debido a la gran cantidad de inclusiones fluidas que contienen. Se generan a salinidades mayores que las de las tolvas de los cristalizadores. Los contenidos en Br de los diversos tipos de cristales halíticos aumentan progresivamente con la salinidad (figura 16.2b).

Tomando como referencia la flora, se puede distinguir los dominios biológicos siguientes (Ortí *et al.*, 1984a):

a) *Dominio de las fanerógamas (herbáceas) subacuáticas*. Se corresponde, aunque sólo aproximadamente, con el dominio sedimentario carbonatado, y no suele superar los 60-65 g/l de salinidad. Se presentan quenopodiáceas como *Ruppia salina,* aunque en la zona marginal emergida se instalan también *Salicornia* sp. y *Suaeda* sp. Las talófitas están representadas por *Enteromorpha intestinalis*. Son abundantes las algas clorofíceas (cladoforales) y las diatomeas. La fauna presente es muy amplia: peces, moluscos (bivalvos y gasterópodos), foraminíferos, ostrácodos, poliquetos, larvas de insectos, etc.

b) *Dominio de las cianobacterias que dan lugar a tapices laminados*. Coincide con el dominio sedimentario de la materia orgánica (salinidad entre 80 y 140 g/l). Está forma-

do por *Microcoleus chothonoplastes*, aunque en las zonas salobres que rodean a las salinas se combina con *Lyngbia aestuarii*. Se desarrollan también diatomeas, pero han desaparecido ya las fanerógamas y prácticamente todos los organismos macrobentónicos antes citados, así como los ostrácodos y foraminíferos.

c) *Dominio de las cianobacterias que dan lugar a tapices no laminados*. Se corresponde aproximadamente con el dominio sedimentario del yeso, aunque el intervalo de salinidad es más amplio, entre 120-325 g/l. Se caracteriza por diferentes formas de la famila Chroococcacea, principalmente *Aphanothece* sp. —y en ocasiones *A. halophytica*— que generan un tapiz compuesto por una sustancia mucilaginosa integrada por polisacáridos complejos. Suelen presentarse también cianobacterias filamentosas del tipo *Phormidium* sp., pero han desaparecido incluso las diatomeas. En el extremo más salino del dominio se desarrolla el alga clorofícea *Dunaliella (D. salina, D. viridis),* con pigmentos de carotenoides que dan a las salmueras un color púrpura. La fauna es extraordinariamente limitada, presentándose en todo el dominio (e incluso en partes del anterior) el filópodo *Artemia salina*. Se conoce la presencia de bacterias fotosintéticas del tipo *Chromatium* sp., así como bacterias halófilas extremas (*Halobacteria* sp., *Haloccocus* sp.).

Salinas de la costa de South Australia

A lo largo de la costa de South Australia existen numerosos lagos salados de edad holocena rellenos de evaporitas, entre ellos el complejo Marion Lake. Estas salinas naturales alcanzan superficies de hasta 20 × 8 km^2 y en ellas el nivel del agua está siempre cerca o ligeramente por encima del fondo sedimentario, no superando nunca el metro de profundidad. Las salinas muestran un modelo concéntrico de facies, con un cinturón marginal carbonatado que rodea a una unidad central de yeso. La costa tiene una pluviosidad media anual que no llega a los 600 mm, unas tres veces inferior a la evaporación, pudiéndose calificar de semiárida (Warren, 1982, 1989). Durante la última glaciación el nivel marino en esta costa habría llegado a estar unos 120 m por debajo del actual. Con la subsiguiente subida y estabilización del nivel oceánico, hace unos 5.000-6.000 años, la mayoría de las depresiones del sistema dunar litoral se rellenaron con agua de procedencia marina, tanto por su comunicación superficial como subterránea a través de las dunas, iniciándose así su historia deposicional como salinas. La hidrología ha controlado las facies sedimentarias y los tamaños cristalinos de los precipitados y, en la actualidad, todas estas salinas están colmatadas por sedimentos evaporíticos.

En verano las salinas se desecan, dejando expuesto el fondo. Al final del verano el agua llega a estar unos 20-40 cm por debajo de la superficie deposicional, y siempre por debajo del nivel marino, produciéndose un reflujo de salmueras densas hacia el mar a través del cordón dunar permeable. Durante el invierno el agua se vuelve salobre y el nivel sube hasta quedar ligeramente por encima del marino. Una excepción es Deep Lake, que mantiene un cuerpo de agua permanente de hasta 1 m en invierno y de sólo 20 cm en verano, siendo una salina en cuyo centro sigue depositándose yeso selenítico en la actualidad. Por otro lado, Inner Lake es una salina profundizada artificialmente por su explotación de yeso. La explotación cesó en 1930 y la zona extraída se rellenó rápidamente con agua marina, alcanzando una profundidad de unos 3 m. Esta columna de agua está estratificada de un modo estable, y grandes domos de yeso están creciendo actualmente por debajo de la picnoclina.

Para el conjunto de estas salinas y sus registros sedimentarios, Warren (1982, 1989) propuso el siguiente modelo hidrológico-sedimentológico basado en sucesivos estadios de relleno (figura 16.3):

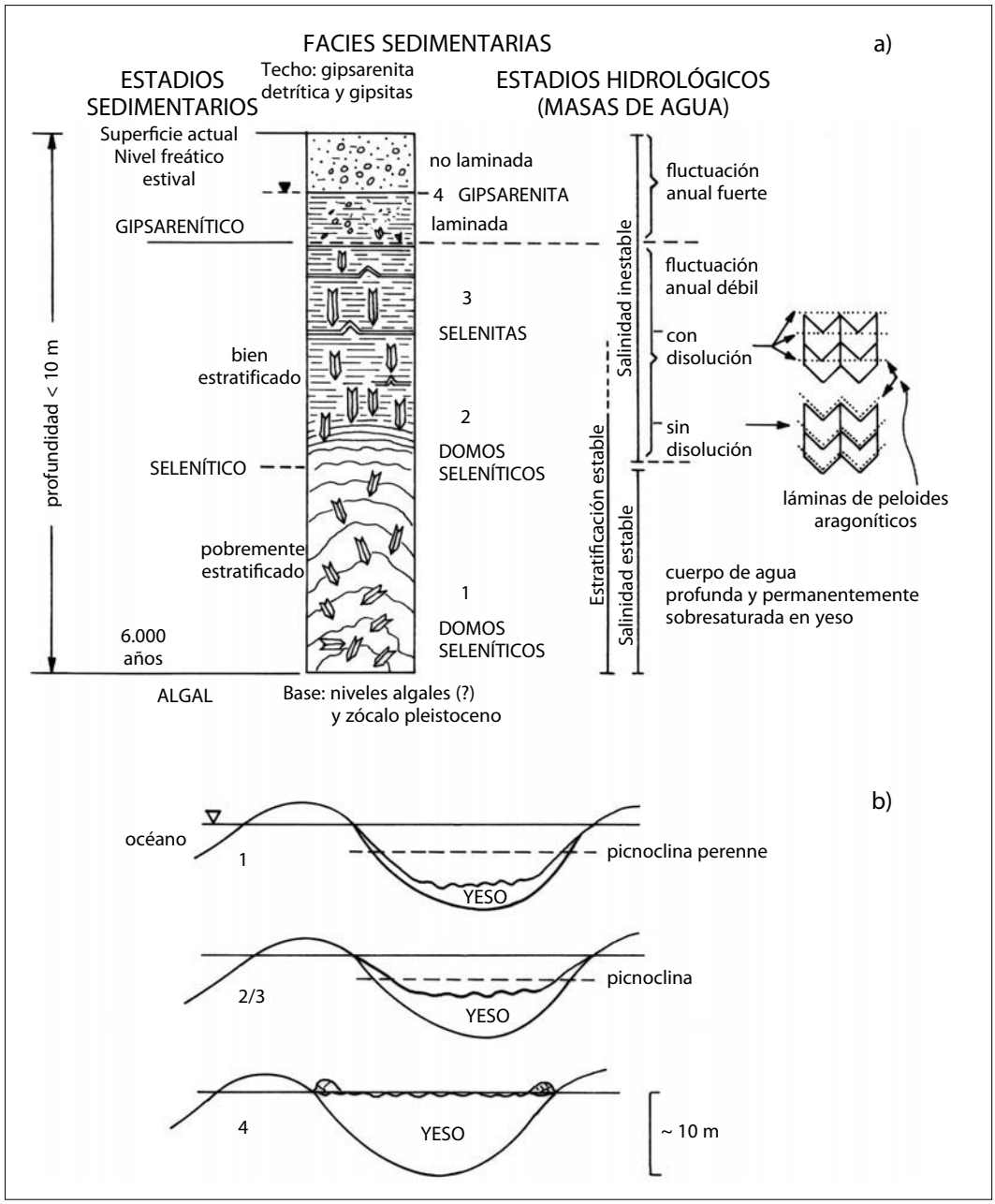


Figura 16.3. a) Columna idealizada de las salinas holocenas seleníticas de la costa de South Australia, basada en Warren (1982). Facies sedimentarias: 1: Domos seleníticos mostrando capas dispersas alrededor de un núcleo no estratificado; muchos pellets aragoníticos son intersticiales. 2: Domos seleníticos con amplitud decreciente hacia arriba. 3: Selenitas bien alineados y estratificados, englobando poiquilíticamente láminas horizontales de pellets aragoníticos; algunas capas están suavemente deformadas. 4: Gipsarenita: yeso laminado (prismático) gradando hacia arriba a yeso pobremente laminado (cristales lenticulares). b) Estadios de relleno de las salinas, con la numeración correspondiente a las facies sedimentarias (modificado de Warren, 1982, figura 4).

1. Cuando las salinas se inundaron por primera vez hace unos 6.000 años, se establecieron lagos costeros perennes y estratificados de hasta 10 m de profundidad. El depósito inicial de yeso fue de grandes cristales prismáticos maclados, pobremente alineados en una serie de domos seleníticos coalescentes, junto con un sedimento fino de peloides aragoníticos, y todo ello sobre una superficie cubierta por horizontes microbianos. Estos precipitados se produjeron por debajo de la picnoclina, en las aguas

profundas no afectadas por las oscilaciones anuales ni por las aguas meteóricas. La desorganización de los selenitas en los domos pudo ser debida a su lenta velocidad de crecimiento y a la falta de un sustrato duro.

2. Al ir subiendo el nivel sedimentario y distorsionarse débilmente la picnoclina, la dilución invernal empezó a afectar a las aguas del fondo, provocando una acentuada precipitación de aragonito laminado sobre los domos. Con el rápido aumento de salinidad estival aumentó también la velocidad de crecimiento de los selenitas, que comenzaron a orientarse con los ejes c subverticales. La superficie deposicional era irregular debido a los ápices de los cristales y estaba cubierta por una lámina aragonítica, resultando una geometría en *chevron* o zig-zag.
3. Con el relleno progresivo de las salinas, la dilución afectó plenamente al agua del fondo y cada invierno se disolvía incluso la superficie deposicional yesífera. Dicha superficie quedaba aplanada y con los ápices cristalinos truncados, dando una laminación interna remarcada por horizontes aragoníticos. Estos últimos quedaron englobados poiquilíticamente por los selenitas en su posterior crecimiento. Los selenitas han llegado a crecer hasta 2 m, aunque su tamaño promedio es de 2-15 cm.
4. En las salinas ya muy someras, donde el cambio de salinidad de la salmuera fue siendo muy rápido, los selenitas dejaron de desarrollarse: cada verano ocurrió nucleación de múltiples cristales de yeso, dando una gipsarenita laminada (cristales de tamaño inferior a 2 mm). En las salinas donde los selenitas aún se producían en conjunción con la gipsarenita, se observa que aquéllos siempre pasan en vertical hacia ésta y que, además, la gipsarenita tiende a desarrollarse en los bordes de las salinas, acumulándose los selenitas en las depresiones más centrales. En algunas salinas en las que toda la secuencia deposicional es sólo de gipsarenita laminada, cabe interpretar que las oscilaciones de salinidad fueron muy rápidas desde el inicio y las salmueras del fondo muy inestables. La gipsarenita propiamente dicha consiste en láminas milimétricas de finos cristales de yeso prismático maclados, algunos en posición de crecimiento y otros retrabajados, que alternan con láminas de peloides aragoníticos. No obstante, el nivel superior de esta gipsarenita pierde ya la laminación, y muestra cristales corroídos y lenticulares. El tránsito de la gipsarenita prismática y laminada inferior a la gipsarenita masiva y lenticular del techo viene dado por el nivel inferior de la capa freática estival.

En Western Australia es conocido un proceso similar de relleno evaporítico, inferior a 11 m de potencia, en los *lagoons* Hutt y Leeman (Perth Basin), el cual ha ocurrido también durante los últimos 6.000 años (Arakel, 1980). En estos *lagoons,* no obstante, las facies seleníticas están virtualmente ausentes o sólo muy pobremente desarrolladas. Por otro lado, en la última fase de relleno de estos *lagoons* se han formado costras de halita bandeada de hasta 50 cm de potencia en las zonas más deprimidas.

Sabkhas de anhidrita: la costa sur del golfo Pérsico

En las llanuras supramareales desarrolladas a lo largo de la costa sur del golfo Pérsico, y en particular en la zona de Abu Dhabi, se ha producido durante el Holoceno una importante precipitación intersticial de evaporitas, principalmente yeso, anhidrita nodular y dolomita. Esta costa arábiga está separada de las aguas abiertas del golfo por la plataforma carbonatada Great Pearl Bank, altamente productiva, de la que destacan los arrecifes frontales, las islas barrera y los *lagoons*, algunos de ellos ligeramente hipersalinos. En dicha costa la salinidad supera puntualmente el 70‰, siendo la salinidad normal de las aguas del golfo entre 38 y 45‰. El

balance hídrico es claramente deficitario, con una pluviosidad de 40 a 60 mm anuales y una evaporación media de 1.500 mm/año. El viento seco *(shamal)* sopla casi todo el año del NNW, contribuyendo intensamente a la evaporación. Sin embargo, la humedad relativa hace una amplia oscilación, entre 35 y 45% la diurna y casi un 90% la nocturna.

La oscilación de la marea es relativamente baja, en general inferior a 1,2 m en esta costa protegida por los *lagoons*. Aún así, las acciones combinadas de las mareas, las tormentas y el viento han introducido el sedimento aragonítico de los *lagoons* en la zona supramareal y han construido una importante *sabkha* carbonatada, que presenta una anchura próxima a los 15 km y una pendiente promedio de entre el 1:2.000 y 1:3.000. La *sabkha* es fundamentalmente una superficie de deflación eólica cuya elevación está controlada por el nivel local del agua subterránea, el cual suele situarse a una profundidad inferior a 1 m. La *sabkha* se ha generado por un proceso regresivo desde la última transgresión del Holoceno (iniciada en esta zona hace unos 7.000 años), avanzando contra el *lagoon* a una razón aproximada de 1 a 2 m/año. Este proceso regresivo responde a una caída del nivel marino próxima a 1,2 m que ocurrió hace unos 4.000 años posteriormente a la estabilización de la transgresión. El agua de alimentación de la *sabkha* es fundamentalmente marina, aunque hacia su parte más interna se deja sentir la influencia de las aguas continentales (figura 16.4).

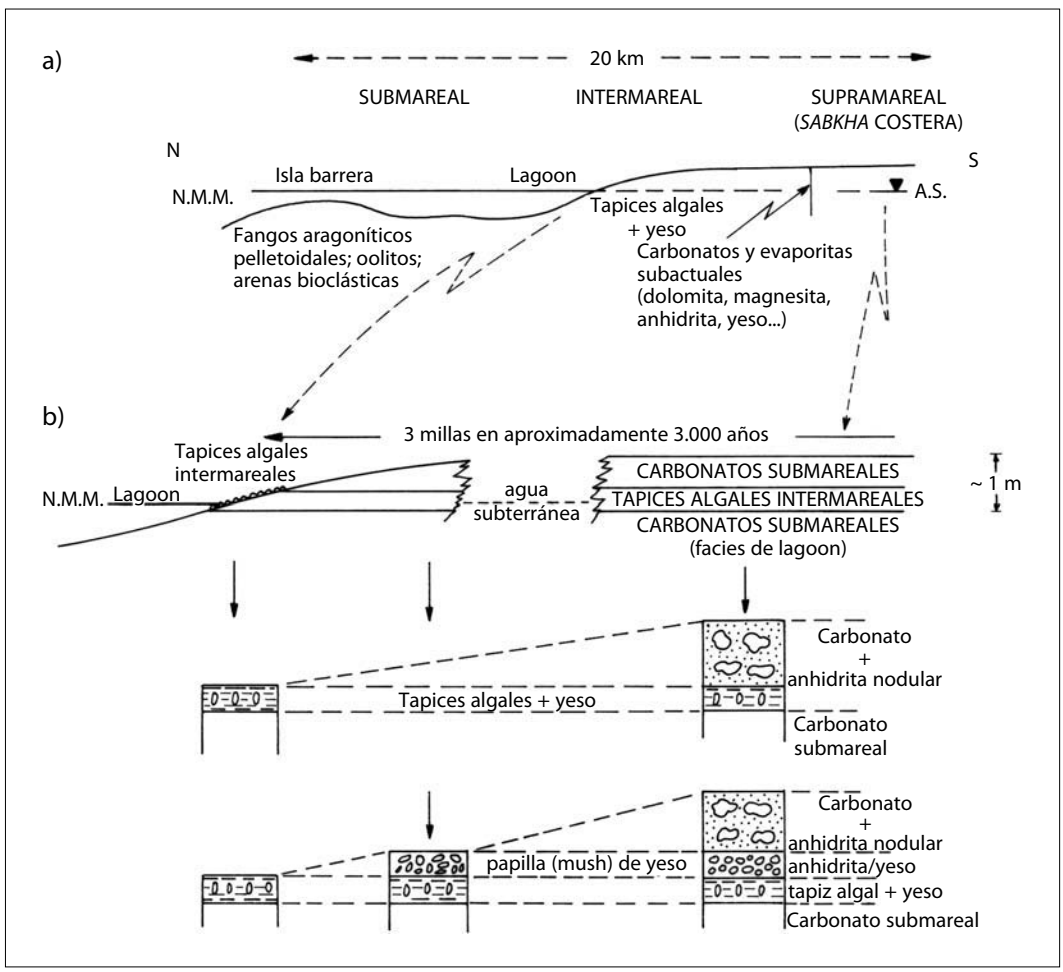


Figura 16.4. La *sabkha* anhidrítica de la costa de Abu Dhabi, golfo Pérsico (adaptado de varias figuras de Shearman, 1971, 1978). a) Corte N-S generalizado del complejo costero, al E de Abu Dhabi. b) Corte esquemático a lo largo de la *sabkha* mostrando el ciclo regresivo de sedimentación, con evaporitas diagenético-tempranas de *sabkha* sobreimpuestas. A.S.: nivel superior del agua subterránea. N.M.M.: nivel marino medio.

La zona intermareal se divide en inferior (llanura arenosa de pellets carbonatados y bioclastos de cerítidos) y superior, esta última colonizada por un cinturón de tapices microbianos que alcanza una anchura máxima de 1 a 2 km. En función de la frecuencia de inundación varía la composición específica y las morfologías de estos tapices. La zona supramareal puede dividirse, a su vez, en tres partes según la frecuencia de inundación (Butler *et al.*, 1982): baja, media y alta, cada una de las cuales tiene características físicas y sedimentológicas diferenciadas (figura 16.5). La salinidad de las aguas subterráneas y la precipitación de fases sólidas en la *sabkha* responde al importante gradiente de salinidad creado por la evaporación desde el cinturón intermareal hasta la parte interna. Prácticamente todo el crecimiento de minerales evaporíticos (carbonatos, sulfatos, cloruros) se produce de un modo intersticial y diagenético temprano en el sedimento carbonatado-cuarzoso de la *sabkha*.

En la parte más alta de la zona superior intermareal y en la parte baja de la zona supramareal, el yeso precipita ya entre las láminas de los tapices microbianos. Este yeso presenta tamaño cristalino pequeño, relativa transparencia y hábito lenticular, siendo el aplastamiento perpendicular al eje c. Igualmente precipita aragonito entre las láminas orgánicas. Hacia la *sabkha,* los tapices van siendo gradualmente distorsionados por el crecimiento de nuevos cristales de yeso; asociadamente, se genera una capa blanda *(gypsum mush)* de hasta 30 cm de potencia situada por encima de los tapices, que se extiende por una franja de 2,5 km de anchura, centrada inmediatamente por encima del nivel de marea alta. El sedimento en superficie está cementado por aragonito y magnesita, y localmente protodolomita. También por debajo del tapiz microbiano crecen intersticialmente cristales de yeso lenticular, a veces de modo poiquilítico englobando todo tipo de partículas sedimentarias así como de materia orgánica, que distorsionan las morfologías sedimentarias en diferentes grados (figura 16.5).

En la parte media de la sabkha, y debido a la alta concentración de las salmueras intersticiales, los carbonatos se dolomitizan, precipita halita efímera como costra superficial, y se va produciendo un cambio gradual de yeso en anhidrita masiva o nodular. Este cambio ocurre primero como pseudomorfos de cristales y luego como nódulos que crecen por la adición de anhidrita generada *de novo*. Estos nódulos desplazan verticalmente el sedimento y la propia superficie de la *sabkha,* haciéndola crecer «hacia arriba». La anhidrita muestra cristales muy pequeños disgregados en láminas de exfoliación rectangulares, debido a la interacción mutua

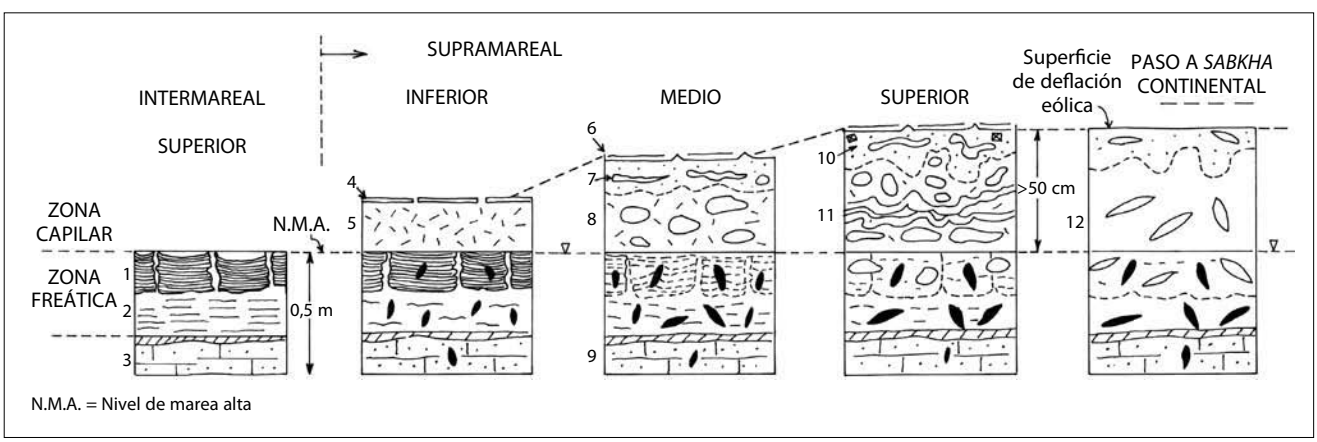


Figura 16.5. Evolución de los precipitados diagenético-tempranos de sulfato cálcico a través de la *sabkha* de Abu Dhabi. 1: tapiz microbiano de la zona intermareal superior. 2: tapiz microbiano de la zona intermareal inferior (turba). 3: arenas y fangos submareales, con *hardgrounds* al techo. 4. polígonos de anhidrita. 5: gipsarenita (cristales de <2 mm; *mush*) con carbonato; crecimiento de cristales de yeso en las facies 1 y 2. 6: costras de halita. 7: polígonos deformados de anhidrita entre eolianitas de cuarzo y carbonato supramareal. 8: nódulos de anhidrita entre gipsarenita. 9: paso de aragonito a dolomita. 10: cubos y *hoppers* de halita. 11: nódulos (fábrica *chicken-wire*) y capas enterolíticas de anhidrita. 12: transformación de parte de la anhidrita en grandes cristales lenticulares de yeso secundario (basado en Warren y Kendall, 1985; y Kendall y Warren, 1988).

en el crecimiento cristalino. Sólo excepcionalmente se preservan cristales enteros, que muestra morfologías ligeramente lenticulares. Las capas de anhidrita desarrollan estructuras poligonales, que probablemente comienzan como grietas de desecación. Inicialmente la anhidrita de esta capa aparece como nódulos pequeños por encima de la capa blanda de yeso, es decir, por encima del nivel de agua subterránea. Los nódulos aumentan en tamaño y concentración hacia el interior de la *sabkha,* formando un mosaico de polígonos con diámetros de entre 30 y 300 cm, cuya superficie queda cubierta por arenas eólicas. Por debajo de la capa blanda de yeso, la cristalización de éste continúa como un cemento, pero va siendo paulatinamente convertido en anhidrita.

En la parte alta de la *sabkha,* que se extiende como un cinturón de hasta 5 km de ancho y que sólo es inundada cada 4 o 5 años, se desarrolla una capa de anhidrita nodular casi superficial. La capa de yeso blando da lugar a capas anhidríticas contorsionadas, enterolíticas y de pliegues disarmónicos. En el extremo más interno de la *sabkha,* ya bajo la influencia de las aguas continentales, la anhidrita se rehidrata parcialmente a yeso (secundario) y se desarrolla una nueva generación de cristales lenticulares, de hasta 25 cm de longitud, de crecimiento desplazante entre los fangos submareales y entre el tapiz microbiano profundo. También la halita precipita localmente como cristales *hopper* desplazantes y como cemento.

Basándose en el estudio de algunos sondeos del Purbeck inferior del sur de Inglaterra, Shearman (1966) ofreció el primer ejemplo de ciclo de *sabkha* anhidrítica en una formación antigua, con la superposición de facies carbonatadas y sulfatadas sub-, inter- y supramareales. Otros muchos ciclos de este origen propuestos posteriormente en la bibliografía muestran potencias de entre 0,5 y 3 m, que responden a un rango común de oscilación de las mareas y de las tormentas. El techo de cada ciclo suele acabar con la superficie de deflación/erosión de la *sabkha*. Superiormente, o bien se inicia un nuevo ciclo con sedimentos submareales o bien sigue una acumulación continental, principalmente eólica.

FORMACIONES MARINAS ANTIGUAS

Messiniense del Mediterráneo (Mioceno superior)

El episodio evaporítico desarrollado en el Mediterráneo al final del Mioceno (Messiniense), en situación de convergencia de placas, es el gigante fósil más joven de que disponemos: su volumen de sales precipitadas se estima entre 1 y 1,5 millones de km^3 y su extensión abarca, a grandes trazos, una superficie de 3000 km de largo en sentido E-W por una anchura de unos 800 km. El desarrollo temporal de este episodio, o «crisis de salinidad del Messiniense», duró unos 640.000 años y ocurrió entre los 6,06-5,96 y 5,33 M.a. (Krijgsman *et al.*, 1999; Rouchy y Blanch-Valleron, 2006; Rouchy y Caruso, 2006). Durante parte de este tiempo se acumularon hasta más de 1.500 m de cloruros en las cuencas centrales del Mediterráneo, localizados bajo las actuales cuencas abisales, mientras que los sulfatos, carbonatos y sedimentos detríticos se distribuyeron por todo el complejo de cuencas marginales. La configuración del Mediterráneo durante el Messiniense era ya bastante parecida a la que se conoce en la actualidad, con grandes cuencas centrales de entre 1.000 y 2.000 m de profundidad rodeadas por cuencas marginales de profundidades muy variables.

La mayoría de autores que han estudiado todas estas evaporitas en las diferentes cuencas y en los sondeos que han perforado los fondos del Mediterráneo reconocen su carácter somero. Este hecho, asociadamente a otras muchas líneas argumentales, dio lugar a que Hsü (1973) lanzara la idea de la desecación total de una columna de agua de más de 2.000 m en la cuenca mediterránea, con la instalación de *sabkas* y playas profundamente hundidas.

Cuencas centrales

Tanto en las dos etapas generales (1970, 1975) del programa *Deep Sea Drilling Project* (Leg 13 y Leg 42a) como en las posteriores del programa ODP (Leg 107), los sondeos realizados muestrearon sólo parcialmente los depósitos messinienses en las diferentes cuencas mediterráneas, pero sin atravesar nunca los potentes cloruros. La información de los perfiles sísmicos permitió distinguir por debajo de las actuales llanuras abisales hasta tres horizontes atribuidos a sedimentos del Messiniense (Rouchy, 1982): *a*) término basal estratificado (reflector sísmico N), cuyo espesor puede alcanzar varios centenares de metros en el Mediterráneo occidental, pero cuya naturaleza es hipotética: témino gipso-anhidrítico inferior (término con laminitas); *b*) término «transparente» compuesto por sal masiva (halita y probablemente sales de K y Mg), que alcanza cerca de 1.000 m en el Mediterráneo occidental y supera los 2.000 m en el Mediterráneo oriental, aunque en este último caso la potencia parece estar engrosada por deformaciones posteriores: término salífero o «Evaporita inferior», y *c*) término superior estratificado (reflectores sísmicos M), cuyo espesor alcanza los 600 m en el Mediterráneo occidental, compuesto por alternancias de niveles margosos y gipso-anhidríticos con ocasionales intercalaciones salíferas (halita y sales potásicas): término gipso-anhidrítico superior o «Evaporita superior». Este último es el único término totalmente atravesado por los sondeos.

Una sucesión de términos equiparable a ésta se encuentra en varias cuencas de Sicilia, principalmente en la de Caltanissetta (Sicilia central), considerada como una cuenca profunda aunque situada en posición relativamente marginal. Consiste en la serie *Gessoso-Solfifera* (Decima y Wezel, 1973), que supera los 800 m en su depocentro, y que suele tomarse como serie messiniense de referencia (figura 16.6). La sedimentación se inicia, ya con influencias hipersalinas, con la «Calcare di base», unidad compleja de carbonatos azoicos, en parte de origen microbiano y en parte de reemplazamiento de yeso y halita, y con frecuentes mineralizaciones de azufre nativo. A su vez, estos carbonatos tienen basalmente capas arcillosas (margas) y diatomitas (Mb. Trípoli). La sucesión más propiamente evaporítica está dividida en un miembro inferior o Yesos de La Cattolica y otro superior o Yesos de Pasquasia, quedando ambos separados por una discontinuidad sedimentaria (Butler *et al.*, 1995). El Mb. Yesos de La Cattolica consiste en capas masivas de yeso selenítico, con un total de 14-16 ciclos de gran continuidad lateral, y que hacia

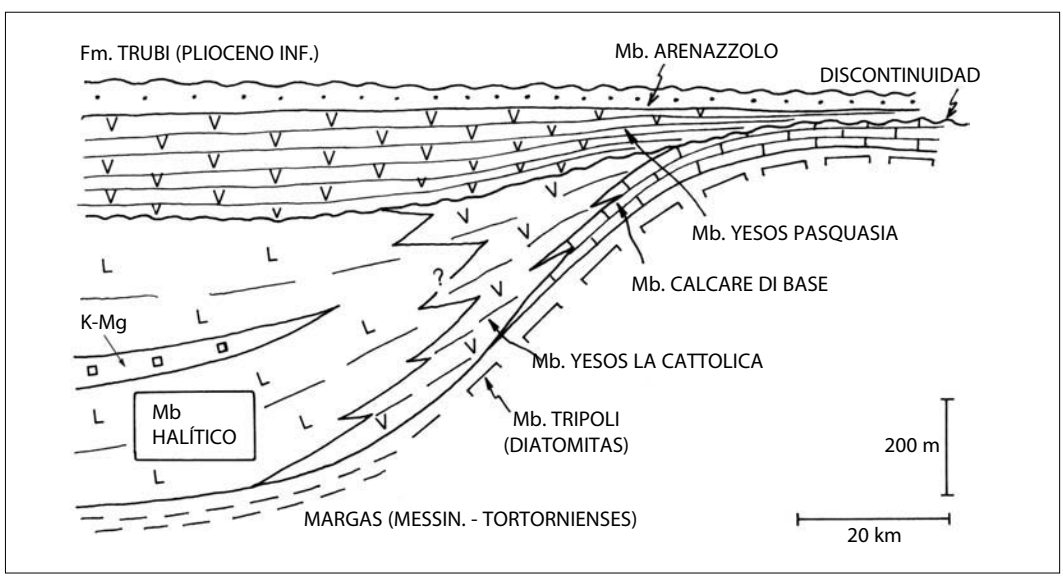


Figura 16.6. Corte representativo de las unidades litoestratigráficas y facies messinienses en la cuenca de Caltanissetta, en Sicilia central (adaptado de García-Veigas *et al.*, 1995, figura 3; basado en Rouchy, 1982, figura 14).

los márgenes de cuenca pasan lateral y verticalmente (hacia abajo) a los carbonatos evaporíticos de la *Calcare di base*. En el centro de cuenca, y lateralmente a los yesos, se desarrolla un término salino potente (Mb. Halítico) de capas de halita bandeada con láminas de anhidrita y/o polihalita, que también incluye capas de kainita y, más excepcionalmente, carnalita, silvita, kieserita y bischofita. Se trata, pues, de un cuerpo salino rico en sulfato magnésico. Estas potasas son explotadas en varias minas, siendo la principal la de Realmonte (Porto-Empedocle). Al techo de las capas potásicas se desarrolla una superficie de exposición subaérea y al techo del Mb. Halítico se presenta una marcada superficie de disolución. Un estudio geoquímico de los cloruros indica el carácter primario de la kainita y el carácter diagenético de la polihalita (García Veigas *et al.*, 1995), así como el hecho de que en la disolución-reprecipitación del techo del miembro intervino agua marina. La figura 16.6 muestra la interpretación de un cambio de facies isócrono entre estos cloruros y los sulfatos del Mb. Yesos de La Cattolica.

Se considera que estas evaporitas inferiores se formaron entre hace 6,0 y 5,6 M.a. La sal que contienen pudo responder a cuerpos de agua con profundidades de entre algunas decenas y algunos centenares de metros, generados después de una caída importante, estimada en unos 1.000-1.500 m, del nivel marino en la cuenca mediterránea. Esta caída generó profundas superficies de erosión en los márgenes, erosionando los depósitos pre-evaporíticos. Dichas superficies llegan localmente a reconocerse por debajo de los propios cloruros, los cuales rellenaron rápidamente las depresiones erosivas. Episodios esporádicos de desecación pudieron darse al techo de las capas potásicas, además del episodio principal de disolución desarrollado al techo del cuerpo de cloruros.

El Mb. Yesos de Pasquasia, cuya sedimentación se inició hace 5,5 M.a., se dispone transgresivamente sobre el anterior y se compone principalmente de ciclos yesíferos, hasta siete u ocho, de gran continuidad lateral. Cada ciclo se inicia con margas o diatomitas basales, sigue con yesos de grano fino de origen tanto detrítico como químico (tipo «balatino»), y acaba con yeso selenítico, quedando éste afectado en su techo por algún tipo de discontinuidad (exposición subaérea, disolución, karst, etc.). Este miembro puede contener halita e incluso potasas en alguna zona más deprimida de la cuenca. Los datos geoquímicos de los sulfatos indican ya un importante aporte de agua dulce a la cuenca marina.

Superiormente a los ciclos seleníticos se pasa a condiciones propiamente lacustres, conocidas por «Lago-Mare» (Mb. Arenazzolo), en las que se presentan organismos (moluscos, ostrácodos) originarios del Paratethys, así como formaciones de paleosuelos en algunas localidades. Este episodio final de intensa dilución refleja el máximo aislamiento del Mediterráneo durante el Messiniense. Las facies del *Lago-Mare* quedan finalmente recubiertas por los carbonatos pelágicos del Plioceno inferior (Fm. Trubi). Este cambio, ocurrido hace 5,33 M.a., es muy brusco y denota la reapertura casi instantánea de las conexiones con el Atlántico por el estrecho de Gibraltar. Los sedimentos marinos del Plioceno remontan las incisiones erosivas del Messiniense, como en el caso del Ródano hasta Lyon o del Nilo hasta Assuan.

Cuencas marginales

En las cuencas messinienses marginales (España, Argelia, Italia penisular, Chipre, Grecia, Creta, Marruecos, Turquía, Israel, etc.), se presenta, en general, una sola serie yesífera de carácter cíclico. En estas cuencas, tanto plataformas carbonatadas como cinturones arrecifales suelen rodear a los cuerpos yesíferos, a los que preceden en el tiempo. A su vez, en muchas cuencas marginales desde Marruecos hasta Chipre se presentan por debajo de los cuerpos yesíferos laminitas orgánicas, ya sea diatomíticas o carbonatadas, que pueden contener localmente depósitos de azufre nativo. La comparación de estas series marginales con las de las cuencas centrales se presenta en la figura 16.7.

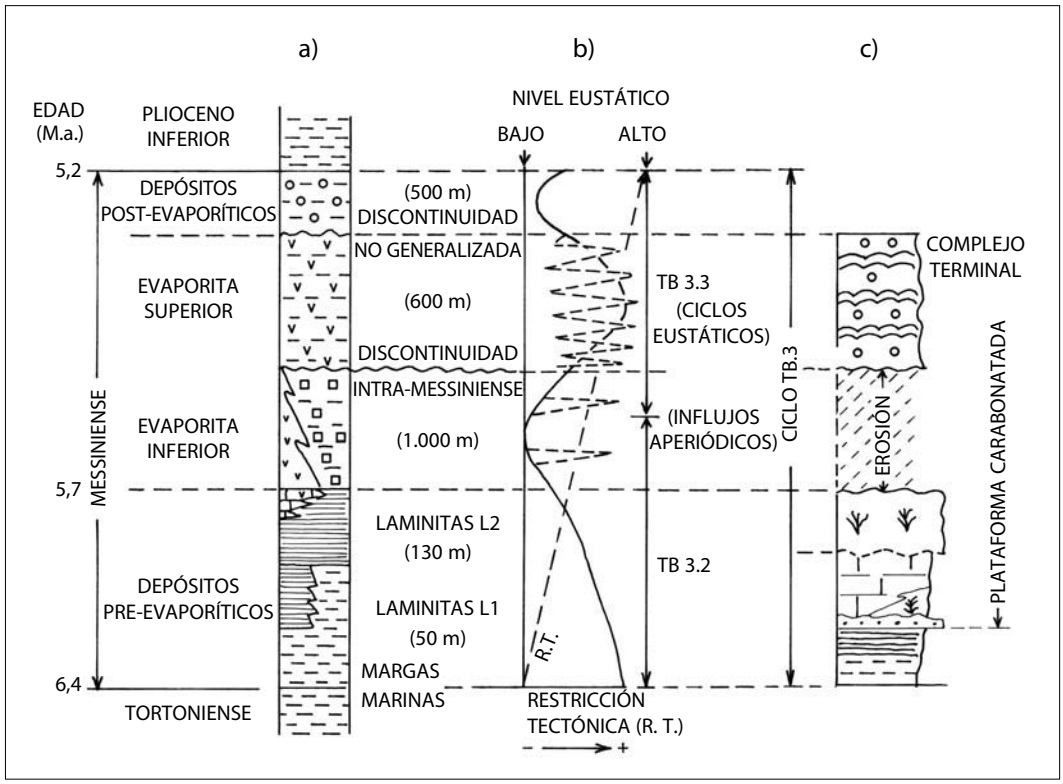


Figura 16.7. Correlación entre series representativas y eventos eustáticos del Messiniense mediterráneo (adaptado y simplificado de Rouchy y Sant Martin, 1992, figuras 1 y 2). a) Sucesión de las cuencas abisales. b) Registro eustático correspondiente al Messiniense. c) Complejos carbonatados de las plataformas marginales.

La figura 16.8 ofrece algunos detalles de las facies seleníticas típicas messinienses y del desarrollo de los grandes cristales maclados. La figura 16.9 presenta dos casos de ciclicidad relativamente perfecta que desarrollan los términos sulfatados (seleníticos) de algunas cuencas, uno de ellos en la cuenca de Sorbas (Almería) (figura 16.9a). La figura 16.9b muestra un ciclo representativo de la formación conocida como «Vena del Gesso» de la cuenca del Adriático (Italia continental), en el que Vai y Ricchi Lucchi (1977) reconocieron una parte inferior autóctona (selenítica) y otra parte superior alóctona (facies F5 y F6, resedimentadas). No obstante, observaciones más recientes (Rovieri *et al.*, 2006) han constatado el carácter también autóctono de las facies seleníticas F5 y F6 de estos ciclos. El conjunto selenítico de la *Vena del Gesso,* atribuido a la Evaporita inferior en posición de cuenca marginal, dio lugar por su erosión parcial a un conjunto detrítico de yeso, resedimentado en las cuencas más profundas del antepaís adriático (área de Romagna-Marche; Manzi *et al.*, 2005).

Cuencas marginales ibéricas

En la Península Ibérica y Baleares, el Messiniense evaporítico está representado en algunas de las numerosas cuencas intramontañosas béticas originadas por el tectonismo neógeno (Montenat *et al.*, 1978). Por su posición respecto al actual Mediterráneo, estas cuencas neógenas se dividen en internas o más próximas a la actual línea costa (Palma de Mallorca, San Miguel de Salinas, Sorbas, Níjar-Carboneras) y externas o en posición más hacia el continente (Fortuna-Mula, Guadalentín, Lorca) (figura 16.10).

La cuenca de Palma de Mallorca presenta una unidad cíclica (unos 14 ciclos) de yesos seleníticos messinienses, de unos 100 m de potencia total, con algunas intercalaciones margo-

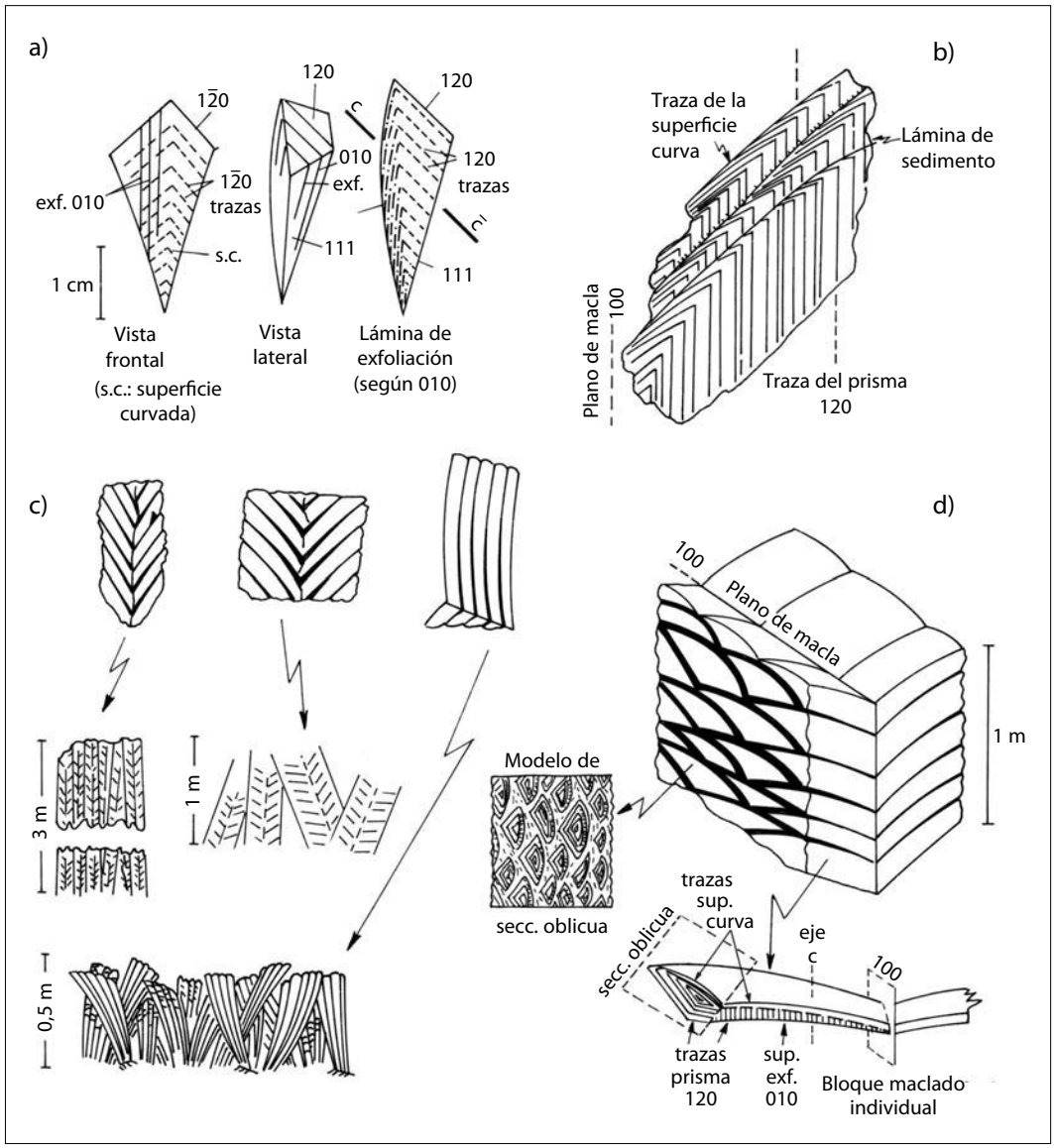


Figura 16.8. Facies de yeso selenítico del Messiniense: a) cristal individual no maclado, similar al presente en las balsas de yeso de las salinas de evaporación (Ortí *et al.*, 1984, figura 15.a.2); b) individuo de una macla mostrando zonación y 3 estadios de desarrollo, con láminas de sedimento atrapado (Shearman y Ortí, 1976, figura 7); c) arriba: organización de las maclas simétricas o asimétricas en bloques sucesivos, con diferentes aberturas y orientaciones respecto a la estratificación (Shearman y Ortí, 1976, figura 5); abajo: capas seleníticas a que dan lugar estas organizaciones (Shearman y Ortí, 1976, figura 3); d) idealización del crecimiento de un edificio selenítico maclado simétrico, por apilamiento vertical y yuxtaposición lateral de sucesivos bloques individuales a lo largo del plano de macla (Ortí y Shearman, 1977, figura 16, simplificada).

sas (Yesos de Sant Jordi; Barón y González, 1985). Las evaporitas messinienses de la cuenca de San Miguel de Salinas (Alicante) son conocidas por los trabajos de Montenat (1973), Ortí y Shearman (1977), Rouchy (1982), Garcin (1987) y Michalzik (1996), entre otros. Los sondeos existentes indican la presencia de hasta 14 capas seleníticas en el depocentro (Garcin, 1987), de las cuales las 6 o 7 más inferiores afloran en los márgenes, donde se observa localmente su paso lateral hacia carbonatos estromatolíticos. Esta cuenca presenta en el extremo NE el arrecife de Santa Pola, ampliamente documentado en varios trabajos (Esteban 1979-1980; Rouchy, 1982; Vallès, 1986), del cual el término superior («complejo terminal») podría ser un equivalente lateral de la serie selenítica del centro de cuenca. Las evaporitas messinien-

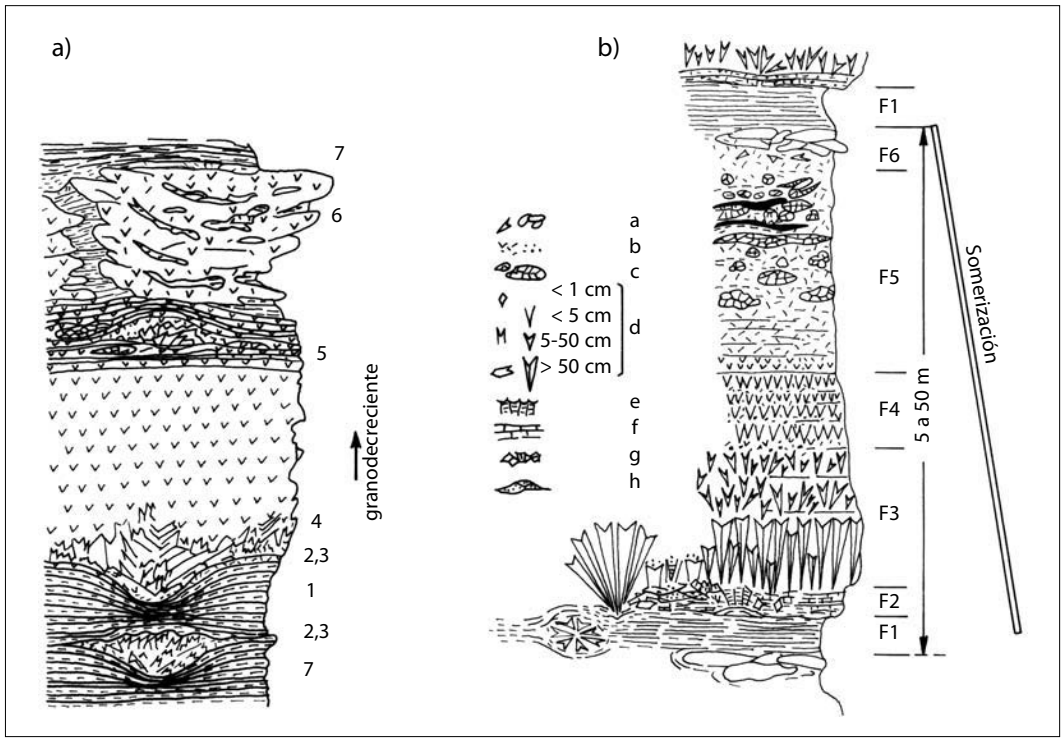


Figura 16.9. a) Secuencia «compuesta» de yesos messinienses en la cuenca de Sorbas (Almería) mostrando 7 asociaciones morfológicas (adaptado de Dronkert, 1977, fig. 3, y 1985, fig. 1.52). 1: alternancia de láminas de yeso-carbonato-arcilla. 2: conos de nucleación. 3: cristales de yeso prismáticos orientados subhorizontalmente. 4: grandes maclas seleníticas subverticales; columnas arborescentes con núcleos de maclas. 5: capas masivas seleníticas; capas seleníticas clásticas; nódulos lenticulares geódicos; superficies de disolución. 6: cristales seleníticos menores; maclas seleníticas curvadas; *clusters* de yeso anastomosados organizados en estructuras de superconos; ondulaciones a gran escala; nódulos lenticulares geódicos. 7: láminas alternantes de carbonato-limo-arcilla. b) Ciclo sedimentario del Messiniense en el N de los Apeninos (adaptado y simplificado de Vai y Ricci-Lucchi, 1977). Facies: F1: lutitas bituminosas. F2: calizas y selenitas estromatolíticos, brecha calcárea, etc. F3: selenitas masivos. F4: selenitas bandeados. F5: yeso nodular, lenticular o con estratificación *flaser*; selenitas clásticos, etc. F6: yeso caótico: selenitas en matriz arcillosa; clastos alineados, etc. Componentes: a: grandes selenitas retrabajados; b: arenas de yeso; c: nódulos y lentículas de selenita; d: selenita autóctono; e: selenita estromatolítico; f: caliza; g: brecha calcárea; h: gipsarenita con laminación cruzada (véase explicación en el texto y la más reciente interpretación de las facies F5 y F6 en Rovieri *et al.,* 2006).

ses de la cuenca de Sorbas-Tabernas han merecido numerosos estudios (Ott d'Estevou, 1980; Rouchy, 1982; Dronkert, 1985; Riding *et al.*, 1998, 1999). En esta cuenca, también un sistema arrecifal periférico precede a las evaporitas, que ocupan el centro y están organizadas en unas 14 o 15 capas seleníticas, con una potencia total próxima a los 220 m. Las margas marinas basales también presentan ciclicidad (ciclos de anoxia), pero en ellas están poco representadas las facies propiamente diatomíticas. La formación evaporítica de la cuenca de Níjar-Carboneras presenta unas características semejantes, aunque se intercalan delgados niveles diatomíticos en relación con algunos de los ciclos (Fortuin y Krijgsman, 2003).

La atribución precisa de todas estas formaciones cíclicas seleníticas ha sido objeto de debate. Diversos autores las consideran como equivalentes a la Evaporita inferior del Messiniense (Martínez del Olmo, 1996; Rosell *et al.*, 1998; Fortuin y Krijgsman, 2003), mientras que Riding *et al.* (1998, 1999) las atribuyen, en el caso de la cuenca de Sorbas, a la Evaporita superior. Krijgman (1996) interpretó la ciclicidad de las capas seleníticas como debida a causas climáticas de control astronómico (ciclos de precesión, de unos 21.000 años).

Las evaporitas neógenas de la cuenca de Fortuna-Mula han sido estudiadas por Santisteban (1981), Müller (1986), Lukowski (1988) y Playá (1998), entre otros autores. Dominan las facies yesíferas laminadas (de yeso secundario) de ambientes someros, siendo escasas las capas

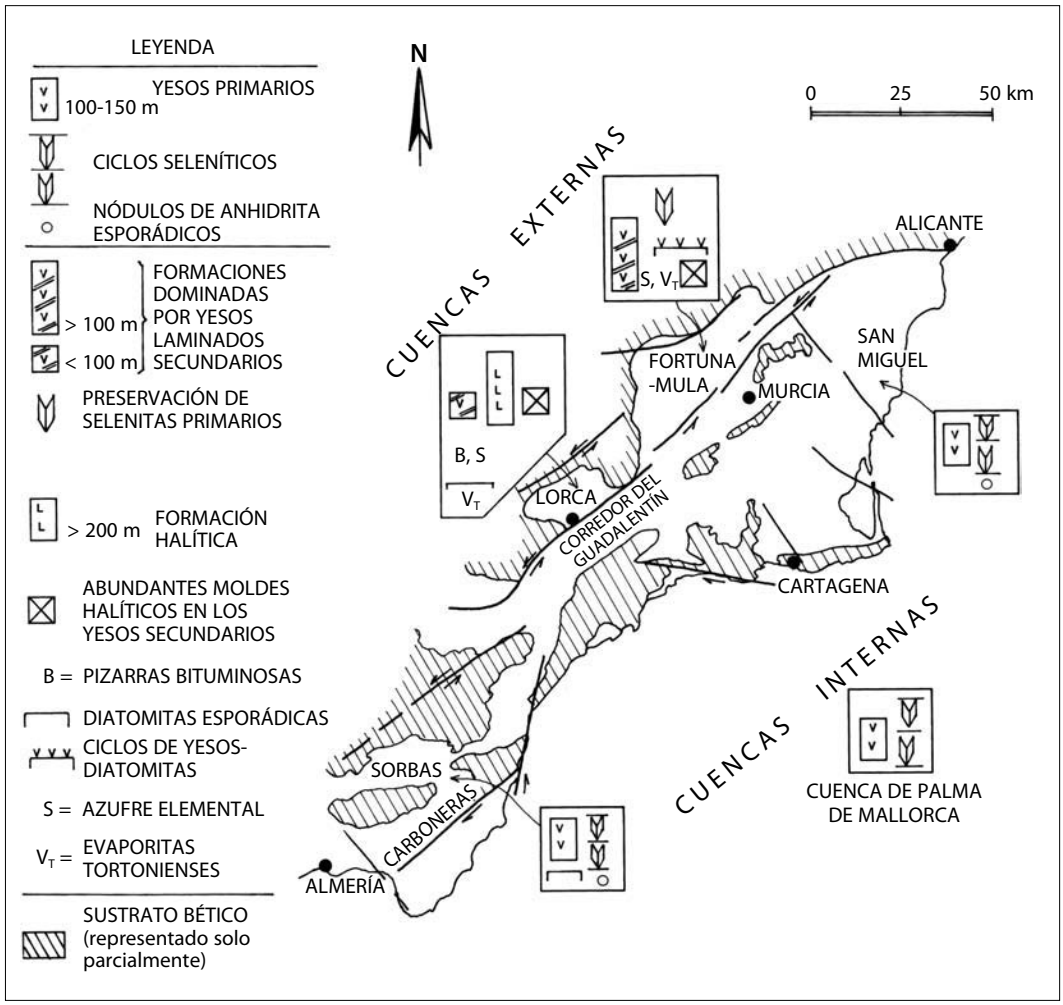


Figura 16.10. Facies evaporíticas en las cuencas neógenas béticas. Distinción entre cuencas internas y externas (adaptado de Montenat *et al.*, 1987).

seleníticas primarias presevadas. Se desarrollan varias unidades evaporíticas, hasta tres principales, de las que el carácter más propiamente marino corresponde a la intermedia, constituida por ciclos diatomítico-yesíferos (Ciclos Chicamo; Müller, 1986). Los datos isotópicos de los sulfatos indican la frecuencia del aporte de sulfato triásico reciclado en la cuenca (Playà *et al.*, 2000). Existen indicios de la presencia de sal en varias de las unidades evaporíticas de la cuenca, y localmente se presentan mineralizaciones de azufre nativo. Estas mismas características, también con manifestaciones salinas, se extienden por las evaporitas del corredor del Gaudalentín, hasta enlazar con las evaporitas de la cuenca de Lorca. Las evaporitas de la cuenca de Lorca han sido estudiadas, entre otros autores, por Geel (1976), Rouchy (1982), Montenat *et al.* (1990), Pérez Llorente *et al.* (1992), García-Veigas *et al.* (1990), Dittert *et al.* (1993), Michalzik (1996) y Rouchy *et al.* (1998). Se presenta en ella, de base a techo, la sucesión siguiente: un sistema arrecifal periférico, una potente serie de diatomitas que intercala varios niveles de pizarras bituminosas y mineralizaciones de azufre nativo, un potente depósito halítico, y una serie yesífera (Yesos de La Serrata). En esta última dominan las facies laminadas de yeso secundario, con abundantes moldes de cristales de halita. Superiormente a estos yesos, las facies continentales invaden la cuenca. La serie halítica se conoce en dos sondeos muy próximos entre sí (Ortí, 1990c), uno con 235 m de sal y el otro con sólo 50 m. La sal es de origen

marino, excepto al techo, donde está reciclada y reprecipitada en salmueras continentales (García-Veigas, 1993; Ayora *et al*., 1994). Los Yesos de La Serrata son de origen marino en su base, pero van mostrando progresivamente hacia el techo la influencia de aguas continentales con aporte de sulfatos triásicos reciclados.

Una correlación entre las diversas unidades evaporíticas de las cuencas de Lorca, Fortuna-Mula y corredor del Guadalentín fue presentada en Playà *et al*. (2000). Aunque desde el trabajo de Geel (1976) las evaporitas del Lorca han sido atribuidas al Messiniense, las dataciones paleomagnéticas de Dinarés-Turell *et al*. (1999) advirtieron de una posible edad Tortoniense-Messiniese para las evaporitas de la cuenca de Fortuna-Mula, y el trabajo de Krijgsman *et al*. (2000) atribuyó todas estas formaciones evaporíticas al Tortoniense superior.

Badeniense precarpático (Mioceno medio)

La fase evaporítica del Messiniense del Mediterráneo fue precedida por otra del Badeniense (Mioceno medio), que afectó al amplio dominio del Paratethys (mar Rojo, Oriente Medio, Región Carpática). Esta fase badeniense (Langhiense y Serravaliense p.p.) se extiende a lo largo de más de 1.300 km desde Eslovaquia y Alta Silesia por el W hasta Ucrania por el E, atravesando Polonia, Rumanía y NW de Bulgaria.

La zona mejor conocida desde el punto de vista de las evaporitas es la cuenca del antepaís Carpático *(Carpathian Foredeep Basin)* en Polonia y Ucrania, donde la plataforma evaporítica llega a ser localmente muy extensa. En el S de Polonia, los sedimentos marinos del Mioceno tienen potencias variables, desde pocos centenares de metros en el W hasta 3.000 m en el E (Garlicki, 1974). Estos sedimentos se alargan ocupando la cuenca de antepaís referida y están parcialmente cubiertos por los materiales del *flysch* de los frentes alóctonos carpáticos, cabalgantes hacia el N. Tanto los frentes alóctonos como el eje de la cuenca de antepaís migraron progresivamente hacia el N a lo largo del Mioceno (figura 16.11). La sucesión sedimentaria badeniense descansa indistintamente sobre el Mesozoico o el Paleozoico, según las zonas.

La plataforma sulfatada

En el S de Polonia los sulfatos cálcicos ocupan una gran extensión superficial, constituyendo una plataforma que rodea a los cloruros centrales. La potencia media de los sulfatos está próxima a los 25-30 m, aunque localmente alcanzan los 55-60 m. Estos sulfatos afloran ampliamente en los lados occidental y norte de la cuenca de antepaís, al S de las Montañas Holy Cross (figura 16.11). Se trata de yesos primarios, que son objeto de intensa explotación. En subsuperficie, y hacia el SE, estos yesos badenienses pasan bajo la cobertera sedimentaria a yeso y anhidrita y, a mayor profundidad de enterramiento, a una formación totalmente anhidrítica de débil potencia (10-20 m). En el límite sur, y estando en parte recubiertos ya por los mantos carpáticos, se localizan los cloruros. Las unidades evaporíticas del Badeniense (Peryt y Kasprzyk, 1992) se presentan en la figura 16.12a.

La amplia plataforma sulfatada está configurada en un conjunto de subcuencas someras de *intra-shelf,* separadas por islas o altos paleogeográficos, todos ellos de control estructural y dirección WNW-ESE. Los altos presentan series yesíferas más reducidas, por erosión o no sedimentación, así como facies nodulares (anhidríticas) localmente. La sucesión general en estas subcuencas muestra dos partes bien diferenciadas, una inferior con facies de predominio selenítico (autóctonas), y otra superior en la que predomina un conjunto de facies más variado, en gran parte de evaporitas detríticas (alóctonas) (figura 16.12a). Kasprzyk (1993) indicó la presencia de cierta ciclicidad en esta sucesión sulfatada e indicó que en su sedimentación intervinieron numerosos factores: climáticos, oscilaciones eustáticas, movimientos tectónicos,

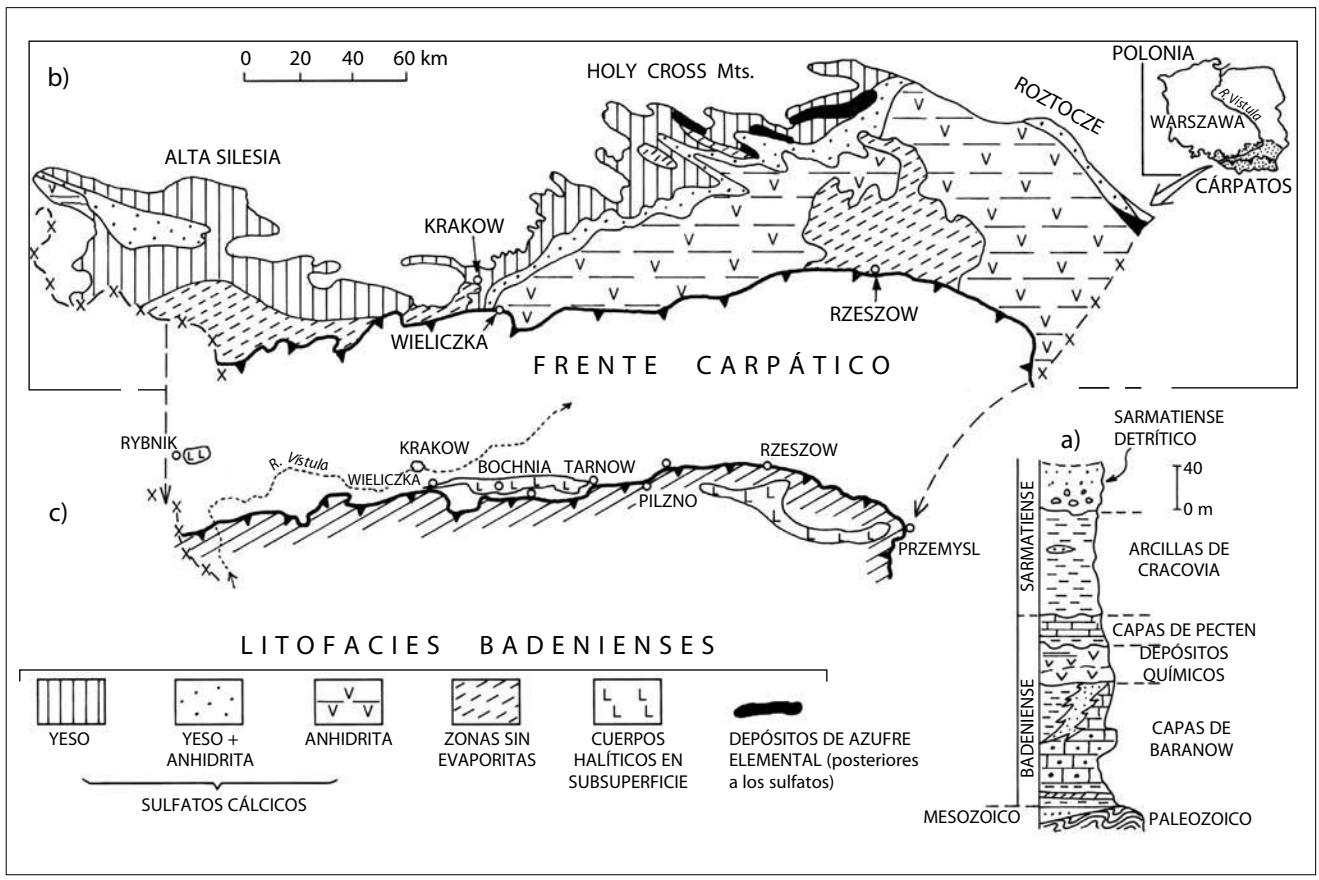


Figura 16.11. Distribución de la formación evaporítica del Badeniense en el S de Polonia. a) Columna litoestratigráfica general del Badeniense (adaptado de Peryt y Kasprzyk, 1992, figura 2); b) esquema cartográfico de las facies evaporíticas (adaptado de Bąbel, 1991, figura 1); c) distribución de los cloruros (basado en Garlicki y Wali, 1981, figura 1).

entrada de agua dulce a las subcuencas, etc. Reemplazando a los sulfatos, en diversas localidades se presentan importantes depósitos de azufre nativo, en los que destacan las masas carbonatadas de origen biodiagenético (Czapowski y Gasiewicz, 1994), que se acompañan de celestina.

En esta sucesión badeniense puede distinguirse los siguientes grupos principales de facies yesíferas (Kasprzyk, 1993): *a*) Seleníticas; se presentan en varias capas y muestran diversas litofacies: «intercrecimientos gigantes», «esqueléticas» y «en sable» (arqueadas). *b*) Microcristalinas; se intercalan prácticamente en toda la sucesión. Las principales de estas litofacies son: estromatolítica, laminada, «en flaser», «alabastrina», nodular, etc. Las facies laminadas tienen localmente pseudomorfos de cristales de halita. *c*) Detríticas; aparecen dominantemente en la parte superior de la sucesión, donde puede ser abundante la matriz carbonatada. Las principales litofacies detríticas son: laminada (en parte turbidítica), gipsilutita, gipsarenita (incluyendo la gipsoolítica) y gipsirrudita. Todas ellas corresponden a depósitos retrabajados por inestabilidad gravitativa, siendo menos importantes en dirección hacia el centro de cuenca.

Algunas facies seleníticas son similares a las conocidas en el Messiniense mediterráneo, en particular las que consisten en largos cristales arqueados o curvados (poco o nada maclados, en general). Igualmente, los «intercrecimientos gigantes» recuerdan los grandes edificios seleníticos maclados según (100). Sin embargo, en estos edificios badenienses no existen maclas verdaderas, tratándose de intercrecimientos a lo largo de una «superficie composicional». Esta superficie tiende a la macla de contacto del yeso ($\bar{1}01$), y por ella se produce fácilmente la

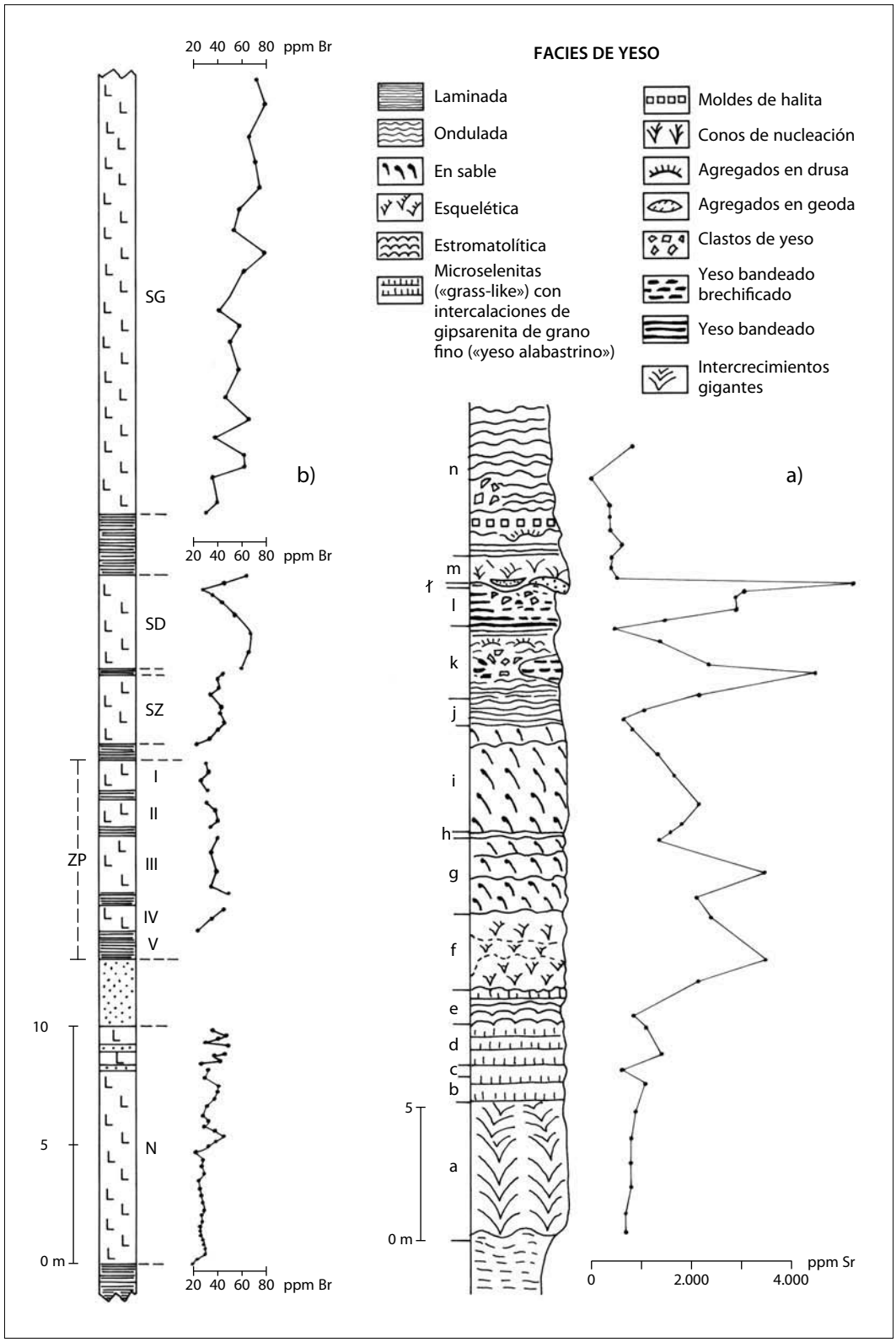


Figura 16.12. Estratigrafía y geoquímica de las evaporitas del Badeniense de Polonia: a) perfil de Sr (ppm) de la unidad yesífera en la cantera de Borków (simplificado de Peryt *et al.*, 1994, figura 2); b) perfil de Br (ppm) en la Unidad salina de la mina de Wieliczka (simplificado de Garlicki y Wiewiórka, 1981, figura 2).

rotura del edificio cristalino. De este modo, tanto los ejes «c» de los dos grupos de individuos cristalinos que forman el intercrecimiento como las respectivas superficies de exfoliación (010) no están contenidos en el mismo plano, sino que están ligeramente rotados unos respecto a otros (Bąbel, 1987) (figura 16.13). Bąbel (2004, 2005) ha atribuido el conjunto de facies yesíferas de la parte inferior (autóctona) de esta sucesión badeniense a ambientes del tipo salina.

En la zona este de Ucrania, Peryt (2001) ha documentado el cambio lateral de facies existente entre las litofacies yesíferas estromatolíticas más marginales y las facies seleníticas más centrales. Este cambio, demostrable por la presencia de niveles guía que pasan de unas facies a otras sin distorsión, da muestra del sincronismo de la sedimentación y de la existencia de un gradiente lateral de salinidad.

El dominio de depósitos gravitativos de retrabajamiento (*slumps,* brechas y ruditas intraformacionales, *debris flows,* turbiditas, niveles con granoclasificación y con secuencias de Bouma) en la parte superior (alóctona) de la sucesión refleja una profundización en la plataforma y una creciente inestabilidad tectónica, creada probablemente por el empuje de los mantos carpáticos (Peryt y Kasprzyk, 1992; Peryt, 2000). Una línea interpretativa diferente (Bąbel, 1991) para los depósitos de ruditas intraformacionales plantea el origen por disolución sinsedimentaria de niveles salinos, de acuerdo con la presencia de pseudomorfos de halita, ahora preservados en yeso; estos pseudomorfos se localizan puntualmente en algunas facies laminadas de la parte superior (alóctona) de la sucesión.

La transformación en profundidad (en el subsuelo) de todas estas facies de yeso a anhidrita hacia el centro de cuenca (hacia el SE de las zonas de afloramiento, al otro lado del río Vístula, figura 16.11), ha sido estudiada por Kasprzyk (1994, 2003). Es de destacar la existencia primero de una aureola de yeso y anhidrita y luego de una serie sulfatada anhidrítica de poca potencia (unos 10-15 m), que pasa lateralmente a la base de los cloruros. Mediante el estudio de numerosos sondeos, Kasprzyk y Ortí (1998) destacaron la heterocronía de la anhidritización de las facies yesíferas, siendo prácticamente sinsedimentarias en la zona de cuenca, de mayor salinidad, pero progresivamente algo más tardías en dirección a la plataforma.

Los cloruros centrales

Los cloruros alcanzan una potencia original máxima de unos 100 m y se componen fundamentalmente de capas de halita y anhidrita. Ocupan el centro de la cuenca de antepaís, en una banda de dirección W-E, que se extiende desde Alta Silesia (Rybnik) por Wieliczka y Tarnów hasta Pilzno y Przemys'l en el extremo E (figura 16.11). A su vez, cabe distinguir en ellos, y a lo largo de dicha banda, una franja en donde la serie está repetida. Parte de estos cloruros quedan en la zona autóctona y presentan poca deformación, y parte están en la zona alóctona y han quedado afectados por una importante distorsión estructural. El conjunto principal de depósitos explotados en minas (Wieliczka, Lezkowice-Siedlec, Moszczenica'Lapczyca, Bochnia) queda en el contacto entre ambas zonas y muestra una sucesión ampliamente afectada por los cabalgamientos carpáticos.

Estos cloruros han sido estudiados con detalle en las minas de Wieliczka y Bochnia (explotaciones con más de 1.000 y 700 años de antigüedad, respectivamente), además de en numerosos sondeos (Garlicki, 1974). En la formación clorurada de Wieliczka se distinguen dos unidades principales, una inferior autóctona (Mb. Salino Estratificado) y otra superior alóctona (Mb. Brecha Salina), interpretándose esta última como una repetición de la primera. La causa de la repetición ha sido motivo de controversia, desde la puramente estructural en relación con el empuje de los mantos hasta la de redistribución sinsedimentaria por inestabilidad gravitativa («megabrechas salinas» de Kolasa y Slaczka, 1985).

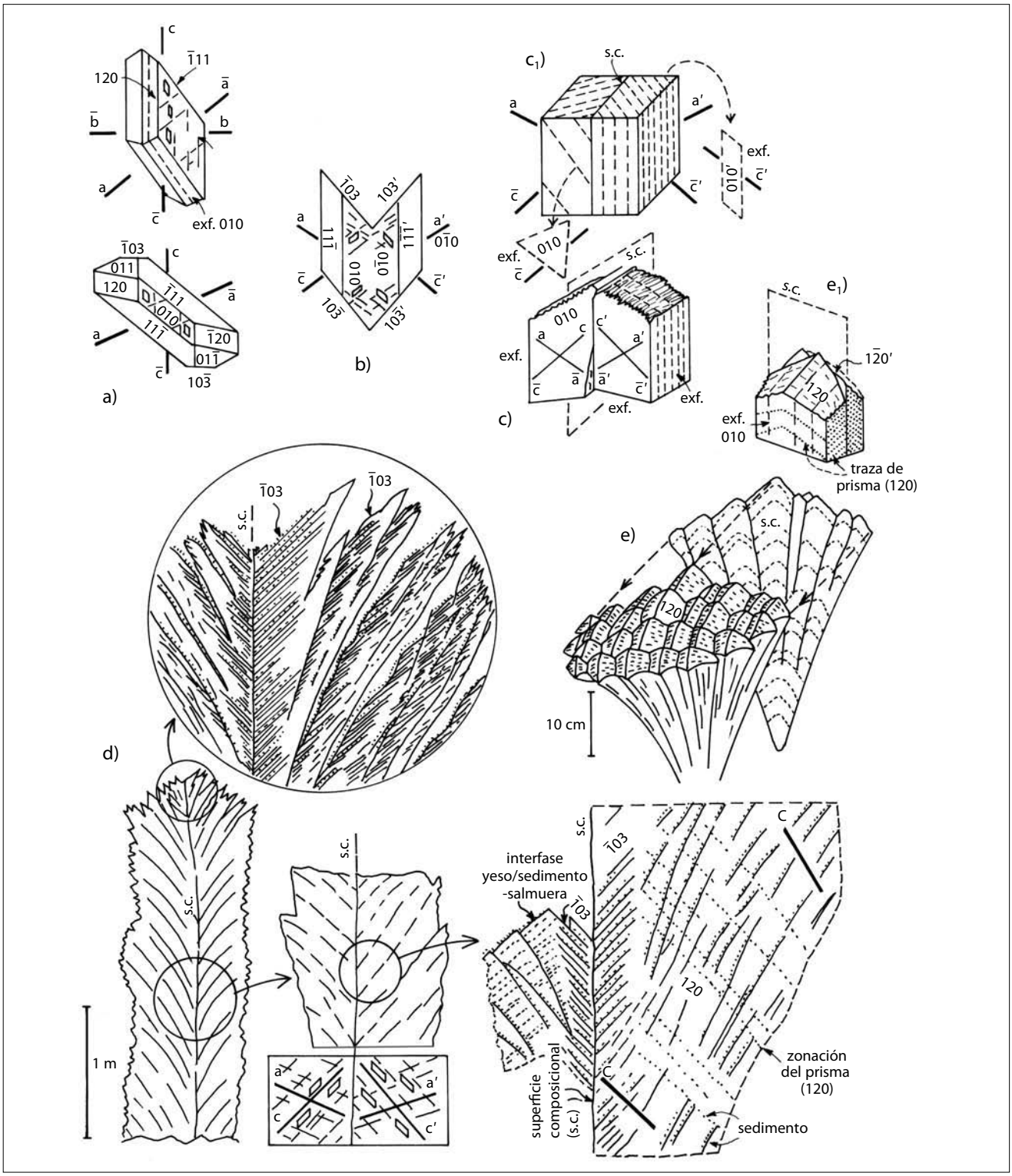


Figura 16.13. Esquema cristalográfico de los intercrecimientos seleníticos del Badeniense de Polonia (adaptado y simplificado de varias figuras de Bąbel, 1985, 1987 y 1990). a) Cristales individuales de yeso. b) Macla de contacto según ($\bar{1}01$) del yeso; los intercrecimientos entre los cristales del Badeniense son parecidos a esta macla. c) y c_1) Esquemas del intercrecimiento a lo largo de la superficie de composición (s. c., o plano de falsa macla) y mostrando la exfoliación (exf) principal del yeso (010); los dos individuos están ligeramente girados uno respecto a otro: obsérvese las orientaciones de los ejes c. d) Varios detalles de los grandes edificios intercrecidos, mostrando las morfologías de los agregados cristalinos (subcristales) y las zonaciones de crecimiento de ($\bar{1}03$) y del prisma (120). e) y e_1) Idealización del crecimiento de los subcristales controlados por el desarrollo preferente del prisma (120); visión de la zonación de crecimiento de este prisma sobre la superficie de composición (s.c.).

La sucesión (reconstruida) del Mb. Salino Estratificado es considerada como la original de la formación salina (figura 16.12b). Presenta las siguientes unidades halíticas, de base a techo: N (sal vieja): sales versicolores con mezclas e intercalaciones de arcillas, limos y arenas; ZP: grupo de capas salinas verdosas (I a V), intercaladas entre arcillas anhidríticas; SZ: sal gruesa desprovista de otros minerales, con trazas de hidrocarburos gaseosos; SD: sal gruesa bandeada, con intercalaciones de arcillas y areniscas anhidríticas; y SG: mismas características que la anterior.

Un perfil de Br de esta sucesión en la mina de Wieliczka (Garlicki y Wiewiórka, 1981) indica que muchos de los contenidos, entre 20-221 ppm, son relativamente bajos para ser considerados típicamente marinos (figura 16.12b). Aunque también son localmente elevados, se trata de valores insuficientes para haber alcanzado el estadio de precipitación de sales de K-Mg (éstas, no obstante, están presentes en la zona de Ucrania). La mayor influencia marina se localiza al techo de la unidad inferior (unidad N, sal vieja). En el resto de la serie cabe admitir ciertos procesos de reciclado salino sinsedimentario o bien cierta influencia de aguas continentales. Estudios sobre las inclusiones fluidas de los cloruros badenienses han sido presentados por Kovalevich y Petrichenko (1997), García-Veigas *et al*. (1997) y Cendón *et al*. (2004). Este último trabajo pone énfasis en un importante aporte de agua continental a la cuenca durante la precipitación de los cloruros.

Evolución de la fase evaporítica

Peryt (2006) ha resumido los aspectos más relevantes de la evolución de la fase evaporítica badeniense, que se intercala entre sedimentos típicamente marinos de ambiente profundo. El control genético principal estuvo ligado a la evolución del orógeno de los Cárpatos y, en menor medida, a las posibles oscilaciones eustáticas del nivel marino. En general, el nivel marino en la cuenca evaporítica estuvo deprimido respecto al nivel oceánico contemporáneo. El inicio de la precipitación evaporítica fue rápido, aunque no sincrónico en las diferentes cuencas y zonas paleogeográficas; por otro lado, esta precipitación fue algo anterior en el centro de cuenca que en los márgenes. La sucesión evaporítica general es del tipo transgresivo, como resultado de la migración hacia el N de las facies inducida por el movimiento de los mantos carpáticos. En casi todas las cuencas carpáticas la redeposición de evaporitas fue importante en la fase final del proceso, tanto para las facies yesíferas (Mb. superior alóctono) como para las facies salinas. Esta redeposición se acompañó de un cambio importante en la hidrología del Paratethys Central, que implicó la dilución de las salmueras con agua marina fresca. Los estudios geoquímicos indican que las salmueras fueron siempre marinas en su origen, pero estuvieron frecuentemente sujetas a importantes influencias de agua continental.

Eoceno surpirenaico

A lo largo del Eoceno-Oligoceno se suceden las fases compresivas principales del Ciclo Alpino en el NE de la Península Ibérica (Guimerà y Santanach, 1978). En relación con esta situación geodinámica, durante el Eoceno se desarrolla en este sector ibérico una importante sedimentación marina y se inicia el levantamiento de las cordilleras Costeras Catalanas y de la Cadena Pirenaica, teniendo lugar en esta última el emplazamiento de las unidades alóctonas menores. Durante el Oligoceno se generaliza la sedimentación en régimen continental y se producen los movimientos de los grandes mantos pirenaicos. En el flanco S de la Cadena Pirenaica en formación, y debido a las restricciones de circulación oceánica impuestas al surco del antepaís, elongado en dirección E-W, se suceden dos fases evaporíticas principales: la del Eoceno medio (Luteciense), que se limita a Cataluña, y la del final del Eoceno (Priaboniense),

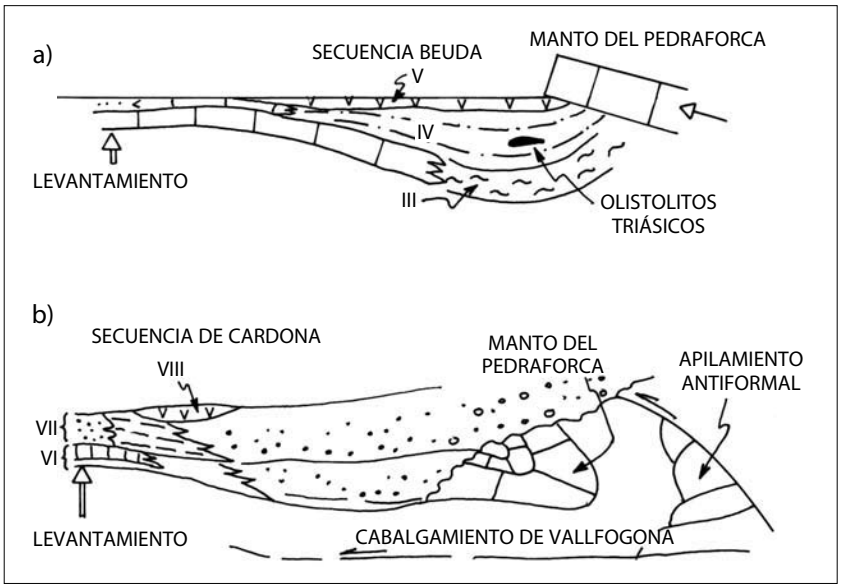


Figura 16.14. Esquemas litoestratigráfico y tectono-sedimentario de la evolución del surco Surpirenaico durante el Eoceno en Cataluña (adaptado de Puigdefàbregas *et al.*, 1986, figura 12): a) fase evaporítica marina del Luteciense. b) fase evaporítica marina del Priaboniense. III: Fm. Armancies; IV: Fm. Vallfogona; V: Fm. Beuda; VI: Secuencia de Bellmunt; VII: Secuencia de Milany.

que se desarrolla en toda la cadena. Se trata de evaporitas regresivas, que marcan o bien se sitúan próximas al final de grandes ciclos de sedimentación marina en sus respectivos dominios (Puigdefàbregas *et al.*, 1986) (figura 16.14).

Surco sulfatado luteciense

Los depósitos de este surco de antepaís se desarrollan en la parte más oriental de la Cuenca Surpirenaica, entre el Mediterráneo y el manto del Pedraforca (unidad alóctona de emplazamiento eoceno) (figura 16.15a). Se trata de un conjunto muy complejo de unidades yesíferas (anhidríticas en profundidad), de las cuales las mejor conocidas son la Fm. Yesos de Campevànol y la Fm. Yesos de Beuda, que presentan potencias aflorantes de entre 50 y 80 m. La rehidratación en superficie de la anhidrita de todas estas unidades en yeso secundario ha permitido la implantación de numerosas canteras.

En el extremo occidental de la zona de sedimentación evaporítica, los afloramientos de los Yesos de Campdevànol se limitan a los flancos N y S de la unidad alóctona (unidad Cadí) que forma el Sinclinorio de Ripoll (Busquets, 1981). Esta unidad recubre una serie marina turbidítica siliciclástica (Fm. Vallfogona), que alcanza una potencia de hasta 1.000 m, de ambiente profundo y con evidencias de fondos anóxicos, probablemente debido ya a ciertas condiciones de hipersalinidad. Al techo de los Yesos de Campdevànol se desarrolla aún una sedimentación marina (Fm. Cal Bernat) de ambientes más someros que los de la Fm. Vallfogona, aunque de carácter también turbidítico y con intercalaciones de margas anóxicas (Ortí *et al.*, 1987-88). Con estas margas se pasa verticalmente a la sedimentación siliciclástica generalizada de la Fm. Cubet, ya de ambientes continentales (figura 16.15b).

La figura 16.15b muestra el corte estratigráfico representativo de los Yesos de Campdevànol: *a*) en su parte basal y central dominan las facies yesíferas laminadas (mm) y bandeadas (cm-dm); *b*) hacia el techo se pasa a litofacies de pseudomorfos de cristales de yeso prismático de 1 cm de tamaño, desorganizados y con abundante matriz carbonatada, y ahora conservados como yeso secundario; cabe considerar esta litofacies como de ambiente somero; y *c*) al techo se presentan capas de nódulos desarrollados entre matriz carbonatada, de ambiente emergido *(sabkha)*.

Más hacia el E del surco de antepaís, la Fm. Yesos de Beuda presenta características similares a las de los Yesos de Campdevànol (Ortí *et al.*, 1987-88). Sin embargo, la correlación precisa entre ambas unidades no está aún bien establecida, aunque pueden ser equivalentes. Los datos isotópicos de que se dispone confirman el origen marino de los sulfatos de ambas unidades (Utrilla *et al.*, 1992). Se trata, en suma, de evaporitas de relleno del surco del antepaís pirenaico, que muestra sucesiones típicas de somerización.

Por otro lado, la existencia de evaporitas pertenecientes a una unidad luteciense más antigua es conocida por algunos sondeos. De ellos, el sondeo del Serrat corta grandes potencias de sal y anhidrita. En el sector de Beuda se presentan afloramientos yesíferos que han sido

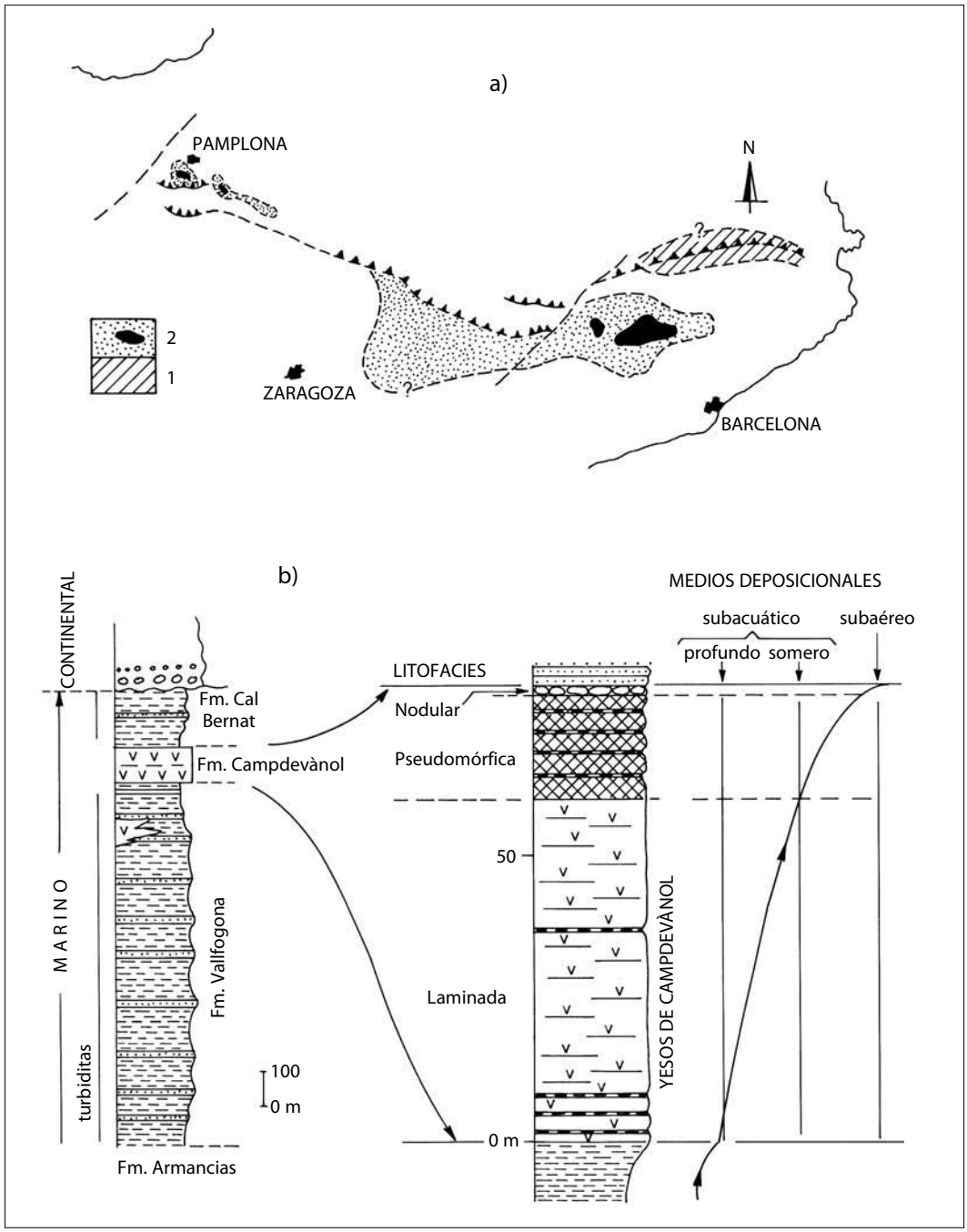


Figura 16.15. Formaciones evaporíticas del Eoceno marino en la Cuenca Surpirenaica (modificado de Ortí *et al.*, 1987-88, figura 4). a) Distribución, muy a grandes rasgos. 1: fases lutecienses; 2: fase priaboniense (en negro se destacan las zonas potásicas). b) Posición estratigráfica de la Fm. Yesos de Campdevànol; detalle de litofacies e interpretación de la secuencia de somerización.

atribuidos a esta unidad («Evaporitas del Serrat») por Martínez *et al.* (2000). A su vez, a lo largo del surco de antepaís luteciense se presentan otras unidades yesíferas menores situadas estratigráficamente por encima de los Yesos de Beuda y de los Yesos de Campdevánol.

La estratigrafía de todas estas unidades evaporíticas lutecienses ha sido revisada recientemente por Carrillo (2009). Todas ellas se desarrollan durante sucesivas fases de restricción del surco de antepaís, causadas principalmente por control tectónico, aunque no se puede descar-

tar la contribución de controles eustáticos (Sáez *et al.*, 1991). La anhidritización total de estas unidades parece relacionada con el importante enterramiento sufrido y con la posible presencia de salmueras intersticiales de alta concentración.

Cuenca potásica priaboniense

Una situación diferente representa la fase evaporítica de finales del Eoceno (Priaboniense), que se extiende por toda la Cuenca Surpirenaica entre Pamplona, por el W, y Cataluña, por el E. Esta fase, que se desarrolla propiamente en el tránsito de la sedimentación marina a la continental, presenta dos cubetas potásicas principales, la catalana y la navarra. En la zona intermedia de ambas cubetas la sedimentación es fundamentalmente halítica y sulfatada, aunque queda oculta en buena parte bajo los grandes mantos pirenaicos. Contrariamente a la fase del Luteciense, la del Priaboniense es muy clorurada y sus cubetas no son tan elongadas (Rosell y Pueyo, 1997). La más extensa y también de mejores afloramientos, la catalana, muestra una forma relativamente circular y desarrolla tres cinturones de facies principales: el arrecifal periférico, el sulfatado intermedio, y el cuerpo clorurado central. El cinturón arrecifal periférico, de desarrollo multiepisódico, se relaciona lateralmente con los sistemas deltaicos del margen de cuenca (Salas, 1979; Taberner, 1982), tanto de los Catalánides como de la zona Pirenaica, y se adapta a la topografía de los cuerpos litorales (prodeltas, barras mareales, etc.).

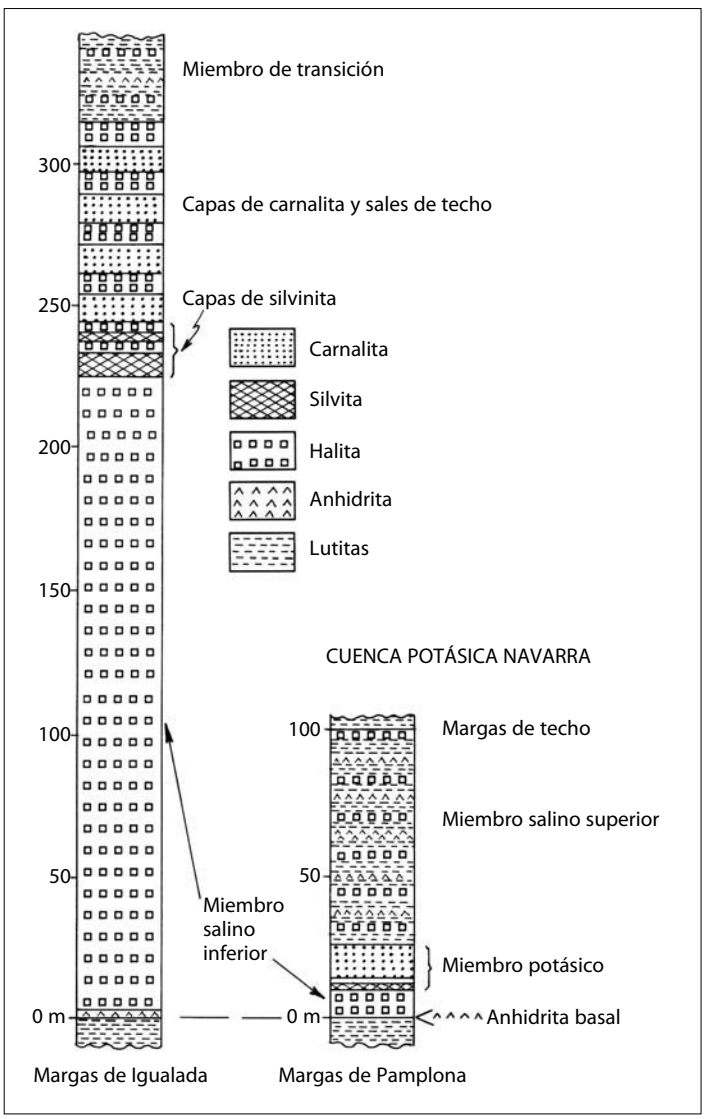


Figura 16.16. Comparación del macrociclo salino priaboniense del Eoceno Surpirenaico, en las cubetas catalana y navarra (adaptado de Rosell, 1983, figura 3).

Por debajo de la formación evaporítica se presentan margas azules de *offshore,* cuyo techo muestra ya condiciones anóxicas. Éstas se manifiestan por el carácter azoico de las margas, así como por el desarrollo, observable en algunas zonas del borde de la cubeta catalana, de ciclos de anoxia de algunos metros de potencia. Por arriba de la formación evaporítica se desarrolla un complejo lacustre, que basalmente contiene sulfatos (Fm. Yesos de Barbastro) que dan paso a cloruros localmente. Verticalmente a estas evaporitas les siguen sedimentos detríticos siliciclásticos de carácter lacustre turbidítico somero (pisadas de ave y grietas de desecación), aún con vestigios de hipersalinidad (moldes de cristales de halita).

El cuerpo clorurado central presenta la siguiente sucesión (o macrociclo) en la cubeta catalana (Pueyo, 1975) (figura 16.16): *a*) anhidrita basal, sólo conocida por referencias de sondeos (muy pocos metros de potencia); *b*) miembro halítico inferior («sal vieja» o «sal de muro»), de hasta 200 m de potencia; *c*) capas de silvinita, integradas por silvita y halita (unos 5 m); *d*) capas de carnalita y sales de techo («sal nueva»), de unos 30 m de potencia, y *e*) miembro arcilloso-evaporítico superior (miembro de transición), que localmente tiene una potencia significativa en capas de sal. Se trata de una sucesión

salina marina con términos potásicos, del tipo totalmente desprovisto de sulfato magnésico, generada por la desconexión por el W de la cuenca de antepaís con el Atlántico.

En la cuberta navarra (Rosell, 1983), la sucesión es parecida (figura 16.16), aunque destaca el gran desarrollo de las sales de techo y de las lutitas (con sulfatos) superiores. También allí se presentan al techo de la sucesión las areniscas de carácter turbidítico somero, con vestigios de hipersalinidad.

En la cubeta catalana, el cinturón sulfatado intermedio (Mb. Yesos de Ódena) alcanza los 30-40 m de potencia y aflora de un modo discontinuo a lo largo de sus bordes S, E y NW. Hacia el centro, todo él se reduce a una delgada capa anhidrítica infrayacente a los cloruros. Este cinturón presenta dos tramos principales, separados por una discontinuidad: *a*) Uno inferior, de origen marino, que muestra yeso alabastrino secundario con pseudomorfos de cristales de yeso selenítico organizados en capas o en grandes conos. Dispersas en el seno del yeso alabastrino también se presentan masas anhidríticas en algunos frentes de cantera. En la base de este tramo se desarrolla un estromatolito sulfatado-carbonatado, que en sentido lateral llega a disponerse sobre los taludes del último episodio arrecifal; *b*) Otro superior, de litofacies de yeso secundario laminadas y detríticas, con texturas alabastrina y megacristalina. Este tramo aún podría ser marino o bien corresponder ya a la fase de relleno continental de la cubeta.

La anhidrita basal sólo es observable en las galerías de las minas de la cubeta navarra. Se trata allí (Rosell y Ortí, 1980) de una capa de potencia inferior a 1 m, de litofacies laminada y aspecto estromatolítico, en cuya base se desarrollan algunas texturas nodulares de origen diagenético temprano.

En las zonas marginales del cuerpo central, donde los sondeos ya no cortan potasas, la «sal vieja» es de grano grueso y en ella los horizontes de insolubles (arcillas y anhidrita) imponen un bandeado del orden decimétrico. Asociadamente a estos niveles de insolubles, la sal es cúbica y transparente, y de mayor tamaño (sal gris). En la parte central de las bandas propiamente halíticas, los cristales contienen abundantes núcleos con inclusiones fluidas *(hoppers)*. El contenido en Br de estos cristales es siempre superior al de los cristales de la sal gris, lo que indica el origen por disolución y reprecipitación salina que caracteriza a los horizontes de insolubles.

En la parte central del cuerpo clorurado, es decir, en la zona de los yacimientos potásicos, el miembro halítico inferior (sal vieja) presenta características similares a las de las zonas marginales, siendo anhidrita y polihalita los sulfatos acompañantes. Las capas de silvinita forman ciclos de algunos decímetros, mientras que las de carnalita alcanzan el orden métrico. Tanto la silvita como la carnalita presentan texturas de carácter primario. En la cubeta navarra las sales de techo muestran alternancias de sal, niveles anhidríticos laminados (con frecuencia con *ripples*) y lutitas laminadas. Los aspectos petrográficos de estas formaciones salinas fueron expuestos por Pueyo y San Miguel (1974), Pueyo (1975), Rosell y Ortí (1981-82), y Rosell (1983) principalmente, y la comparación de los datos geoquímicas de ambas fomaciones se presentó en Rosell y Pueyo (1984). Entre las transformaciones operadas en estos cloruros, la de principal interés es la disolución incongruente de la carnalita, que produce el tipo de silvinita conocido como «transformada».

Evolución de las cubetas potásicas priabonienses

El estudio de la evolución sedimentológica y geoquímica de las cubetas ha sido abordado en dos etapas bien diferenciadas. En una primera etapa se estudió los contenidos en elementos minoritarios (principalmente Br, K, Mg, Sr) de los cloruros y la isotopía de los sulfatos ($\delta^{34}S$, $\delta^{18}O$) (Pueyo, 1975; Rosell, 1983; Rosell y Pueyo, 1984; Ortí *et al.*, 1985). El conjunto de la formación evaporítica fue interpretado como estrictamente marino, y se indicó que la distibu-

ción concéntrica y altimétrica de las facies marinas en la cubeta potásica catalana muestra un funcionamiento heterócrono, con caídas progresivas del nivel de agua (figura 16.17). Estas caídas producirían erosión en los cinturones arrecifal periférico y sulfatado intermedio, sin llegar nunca a la desecación (Busquets *et al.*, 1985).

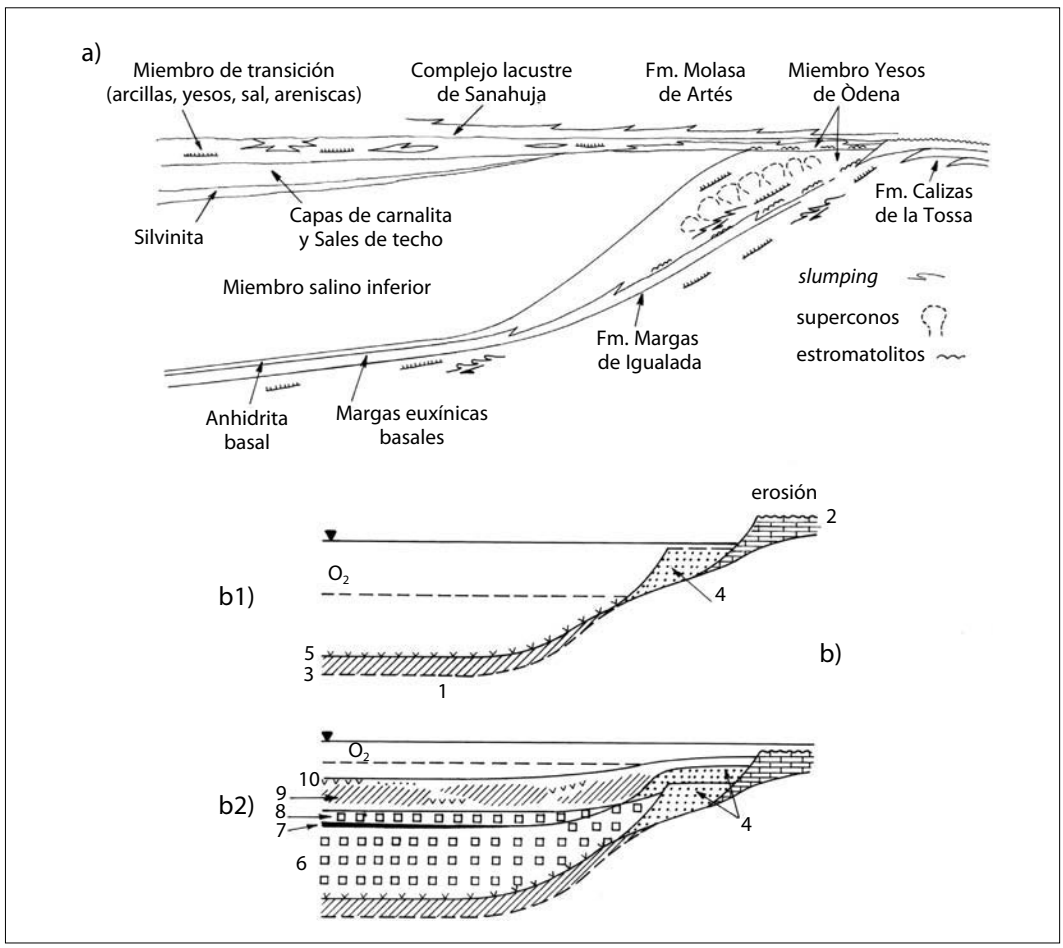


Figura 16.17. Distribución de facies e interpretación deposicional de la cubeta catalana priaboniense. a) Corte interpretativo, sin escala, de la distribución de facies desde el borde al centro de la cubeta potásica. b) Dos episodios de la posible evolución de la cubeta potásica catalana. Esquema interpretativo sin escala (adaptado de Ortí *et al.*, 1985, figura 8). b1) estadio inicial; 1: Fm. Margas de Igualada; 2: Fm. Calizas de la Tossa; 3: margas euxínicas basales; 4: miembro Yesos de Òdena; 5: miembro anhidrítico basal. b2) estadio pre-final; 6: miembro halítico inferior (sal de muro); 7: miembro potásico (sales potásicas); 8: miembro halítico superior (sales de techo); 9: margas euxínicas superiores (dentro del miembro 10); 10: miembro de transición (adaptado de Ortí *et al.*, 1984c, figura 10).

En una segunda etapa, nuevas determinaciones de los contenidos en elementos minoritarios y de la isotopía de los sulfatos se combinaron con el estudio de las inclusiones fluidas en la halita y la modelización de la evaporación de salmueras basada en el equilibrio termodinámico y el balance de masas (García-Veigas, 1993; García-Veigas *et al.*, 1994; Ayora *et al.*, 1994, 1995; Cendón, 1999; Cendón *et al.*, 1998). Como resultado de todos estos estudios se ha puesto de manifiesto una clara influencia de aguas continentales en la cuenca a partir de la sedimentación de las unidades potásicas. Igualmente, se ha podido diferenciar los siguientes estadios evolutivos en el conjunto de las cubetas potásicas (Ayora *et al.*, 1995): *a*) *Anhidrita basal* (yeso, anhidrita). En el inicio de la evolución evaporítica, esta unidad se precipitó en la cuenca profunda a volumen constante y con un cierto reflujo de salmueras. El paso a las con-

diciones halíticas de la siguiente unidad vino marcado por una restricción del reflujo, aumentando la salinidad de la salmuera y observándose un cierto efecto reservorio en la composición isotópica de los sulfatos. *b*) *Sal de muro* (halita-polihalita). En esta unidad se observa una evolución progresiva de la salinidad, a volumen constante, de la salmuera de la cuenca. Existe un enriquecimiento progresivo de Br en la halita de base a techo, y las inclusiones fluidas muestran un continuo enriquecimiento en Mg, K, Cl, y un descenso en Na, lo que implica un aporte continuo de K y Mg de origen marino. La salmuera en evaporación fue del tipo Na-Mg-K-Cl-SO_4, precipitando sal en un medio relativamente profundo y quedando la salmuera progresivamente más evolucionada. *c*) *Sales potásicas* (silvita, carnalita, anhidrita). Los niveles de halita intercalados con la silvita tienen bajo contenido en K y sus inclusiones fluidas tienen pocos cristales de silvita como mineral-hijo, lo que indica que la halita precipitó de una salmuera diferente de la que dio lugar a los propios horizontes de silvita. En este estadio se produjo el cierre de la conexión marina, con una importante pérdida de volumen y profundidad de la cuenca y una estratificación periódica de salmueras debida a una alimentación estacional con agua continental. Así pues, la salmuera superficial (salmuera sódica con influencia de agua continental) está enriquecida en NaCl y de su evaporación precipitó halita; igualmente, de la concentración de la salmuera del fondo (salmuera potásica) precipitó la silvita en momentos de desaparición de la salmuera superficial. De acuerdo con ello, las sales potásicas se formaron en el paso de condiciones marinas a continentales. Los datos isotópicos de los sulfatos indican la llegada de sulfato reciclado, tanto del Eoceno marino (del propio cinturón sulfatado selenítico) como del Triásico, ya durante la sedimentación de la unidad carnalítica. *d*) *Sales de techo* (halita, anhidrita, calcita, dolomita). El contendio en Br de la halita es alto, más bien propio de una salmuera residual, aunque la paragénesis mineral parecería responder a los estadios iniciales de una concentración evaporítica. Sin embargo, las inclusiones fluidas de la halita son muy homogéneas e indican que la salmuera (tras la precipitación de silvita y carnalita) era del tipo Mg-Cl, con muy bajos contenidos en Na, K y SO_4. Ocurrió así la desaparición de la estratificación de la salmuera y la decisiva llegada de agua continental a la cuenca, ya muy somera, aunque con sedimentación halítica de carácter expansivo debido al relleno salino (halítico y potásico) previo. El ambiente sedimentario pudo ser un lago hipersalino somero.

Triásico ibérico

En el amplio dominio circum-Tethys occidental, se registra durante el Triásico una sedimentación evaporítica que gana en importancia con el tiempo a medida que la transgresión oceánica avanza hacia el W. Ya en el Triásico inferior y medio se depositan fases evaporíticas en algunos puntos de los bloques estables de Europa central y occidental. En el Triásico superior esta sedimentación se extiende a todo el dominio, tanto a la fachada nordafricana (extensa plataforma sahariana; franja alargada del Magreb) como a la europea, entre las actuales Islas Británicas y los países del Este. A partir del Triásico superior-Liásico queda invadida la zona del actual Atlántico Norte, creándose plataformas y fosas de *rift* en los márgenes pasivos a ambos lados del nuevo océano. La sedimentación evaporítica alcanza el golfo de Méjico en el Jurásico medio.

Las evaporitas del Triásico superior son, muy posiblemente, las más extensas de todo el registro geológico (Busson, 1982) y, sin embargo, la literatura no suele considerarlas como un «gigante salífero» clásico. Ello quizá sea debido a ciertas particularidades: *a*) No responden a ningún esquema de cuenca de los principales tipos conocidos (cratónico, *rift,* colisión de placas, etc.). Más que una o unas pocas grandes cuencas, existe todo un extenso conjunto de cubetas y plataformas de las que algunas presentan un registro evaporítico repetitivo, mientras

que en otras el registro puede ser único y efímero. *b*) La distribución de facies en estas cubetas y plataformas evaporíticas difiere radicalmente de los esquemas de las grandes cuencas salinas de origen marino de otras épocas (silúricas, pérmicas, miocenas), ya que no presentan plataformas carbonatadas marginales, ni cuñas seleníticas rodeando a los cloruros (estos últimos sólo raramente potásicos), ni facies de profundidad (laminitas de cuenca). Por el contrario, las facies sulfatadas son fundamentalmente de origen somero y, en general, los conjuntos evaporíticos pasan lateralmente a facies de arcillas rojas. *c*) El único carácter marino bien definido de estas evaporitas lo aportan los datos geoquímicos, en particular los contenidos en Br de la sal y las composiciones isotópicas de los sulfatos.

Todas estas características, que corresponden principalmente a las evaporitas del Muschelkalk medio y Keuper europeo, parecen propias de evaporitas de una gran plataforma integrada por conjuntos de salinas, *sabkhas* y llanuras lutíticas. Por el contrario, con la instalación de los primeros medios carbonatados en el Lías basal cambia radicalmente el estilo de la sedimentación evaporítica: las facies carbonatadas hacen de material encajante a las evaporitas, que son fundamentalmente sulfatadas y se generan en salinas someras y *sabkhas*. Esta sedimentación sulfatada perdura intermitentemente en puntos de Europa occidental a lo largo de casi todo el Jurásico.

Evaporitas triásicas de la Península Ibérica

A lo largo de todo el Triásico y del Lías basal, la amplia plataforma sedimentaria que rodea el Macizo Ibérico se comporta repetitivamente como un extenso medio de transición y sufre varios episodios de salinidad en función de las oscilaciones del nivel oceánico. Las cinco series evaporíticas que se desarrollan en esta plataforma son las mismas que en otras áreas europeas próximas: facies Röt (al techo del Buntsandstein), Muschelkalk medio, Keuper inferior, Keuper superior, y Anhidrita del (Rheto)-Hettangiense (Ortí, 1987). Alternando con estas series evaporíticas se instalan medios marinos carbonatados, en general someros: Mushelkalk inferior, Muschelkalk superior y Fm. Imón. Esta sucesión de episodios evaporíticos y carbonatados caracteriza el Triásico de tipo germánico en gran parte de la Península Ibérica. Las evaporitas se depositan en los momentos de menor lámina de agua pero de mayor subsidencia diferencial (bajo un control tectónico y con una actividad volcánica significativa), acumulando grandes potencias que actúan de relleno sedimentario, mientras que los carbonatos tienden a ser peliculares (potencias débiles y relativamente homogéneas) y de mayor control eustático (Ortí, 2004). En su conjunto, las evaporitas también actúan transgresivamente, al igual que los carbonatos. Visiones de conjunto sobre las evaporitas ibéricas del Triásico y Lías basal han sido ofrecidas por Castillo Herrador (1974), Garrido y Villena (1977), Ortí (1982-83, 1987, 1990b, 2004), Salvany (1990), Ortí y Pérez López (1994) y Ortí *et al.* (1996).

Los medios evaporíticos son muy someros y tiene alimentación oceánica, aunque los recorridos del agua deban ser más o menos tortuosos: *sabkhas,* salinas, megasalinas y lagos costeros, y cubetas de posición algo más interior. El control ejercido por las fracturas de zócalo condiciona las principales acumulaciones de sal y sulfatos. Estos medios evaporíticos, cuya diferenciación no siempre es precisa, evolucionan rápidamente en transgresión o regresión. La distribución de las principales cubetas (megasalinas) se muestra en la figura 16.18, destacando entre ellas la de Valencia-Cuenca y la del Ebro (Ballobar). Una comparación de sus unidades evaporíticas se establece en la figura 16.19.

Las unidades propiamente salinas en estas cubetas tiene potencias máximas considerables: 350 m en la «serie evaporítica superior» (unidad K4b) del Keuper en la cubeta de Valencia-Cuenca, y más de 400 m en la «unidad halítica» (K-1) del Keuper inferior de la cubeta del Ebro. En los sondeos, en general, esta sal se encuentra siempre recristalizada, es de tamaño

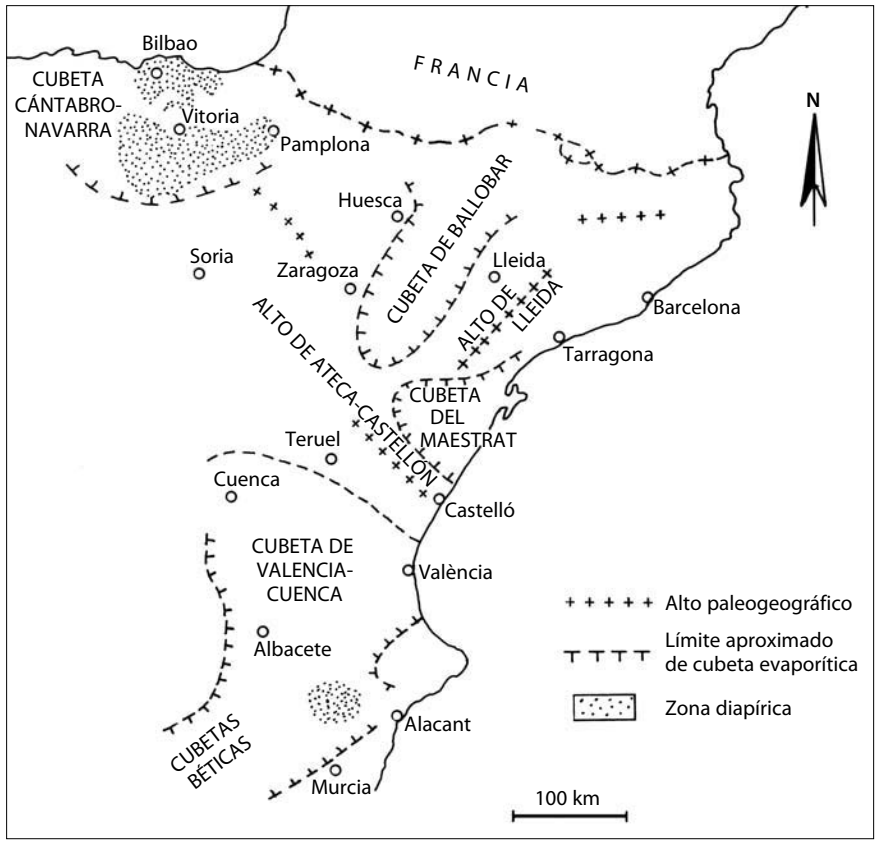


Figura 16.18. Esquema de situación de las cubetas evaporíticas peninsulares durante el Triásico, basado en Castillo Herrador, 1974. Modificado de Ortí *et al*., 1996.

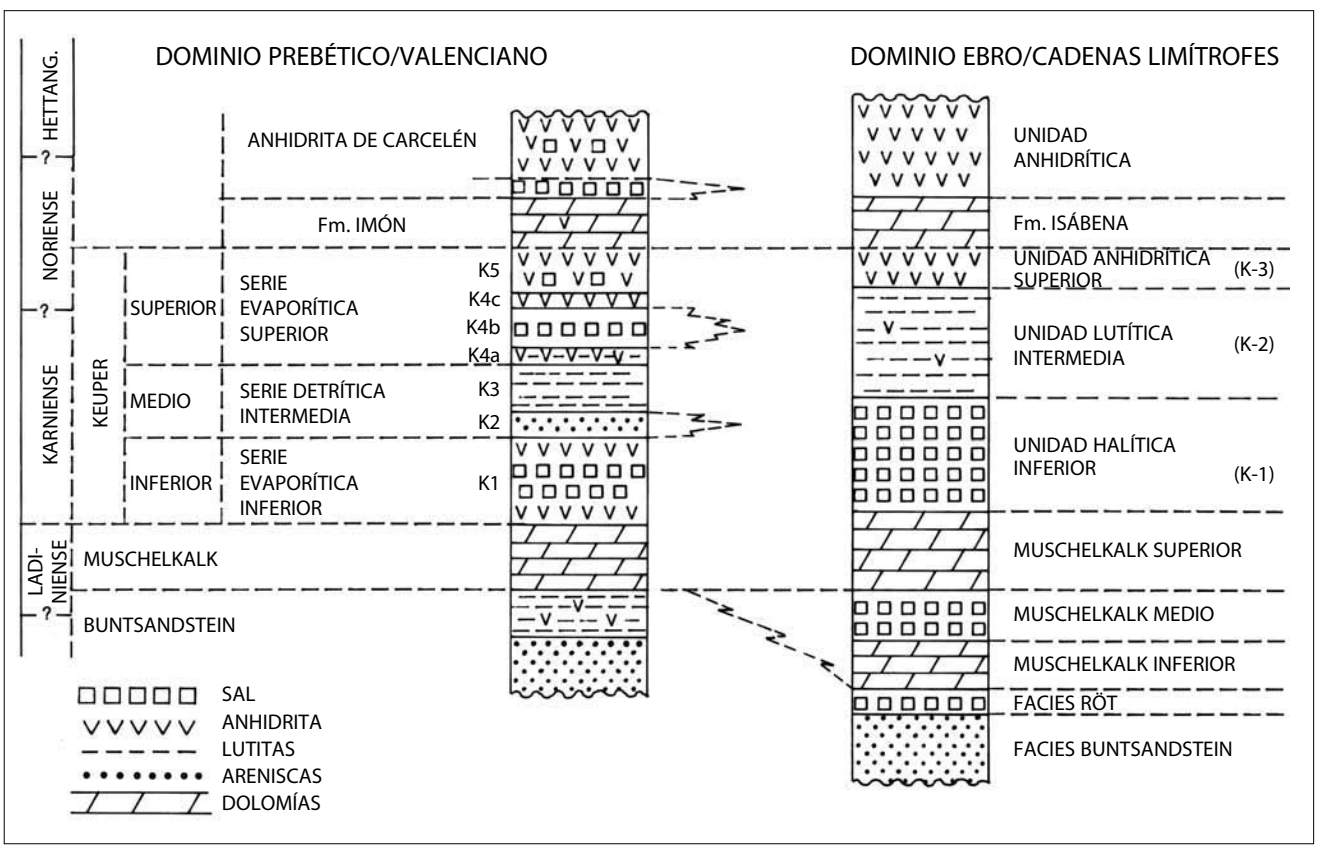


Figura 16.19. Comparación de las facies y unidades litoestratigráficas que incluyen términos salinos entre los dominios triásicos Prebético-Valenciano (basado en Ortí, 1987) y del Ebro y cadenas periféricas (basado en Jurado, 1990). La división cronoestratigráfica del primero de los dominios está tomada de Pérez-López *et al*. (1996). Esquema sin escala.

grueso y ha perdido sus inclusiones fluidas primarias. Sus contenidos en Br indican el origen marino, al igual que todos los datos disponibles sobre la composición isotópica de los sulfatos acompañantes (Ortí *et al.*, 1996). La actividad halocinética de estas unidades salinas ha sido muy importante en algunas zonas ibéricas (dominios Vasco-Cantábrico y Prebético). El carácter marcadamente cíclico de las unidades evaporíticas triásicas ha sido puesto de manifiesto mediante el estudio detallado de *logs* de sondeo por Suárez (2007).

Para la Anhidrita del Lías basal («Zona de Anhidrita» de Castillo Herrador, 1974, o «Anhidrita de Carcelén» de Ortí, 1987, o Fm. Lécera de Gómez y Goy, 1998), el máximo registro evaporítico lo presentan los 800 m del sondeo de Carcelén, en la cubeta de Valencia-Cuenca, aunque en otros dominios ya supera ampliamente los 300 m. Los ambientes de salinas y *sabkhas* y el carácter cíclico de esta unidad han sido ilustrados por Ortí y Salvany (2004) en el sondeo de Alacón. La identificación, por vez primera, de sal en la base de esta unidad ha sido hecha recientemente por Suárez (2007).

Provincia diapírica Vasco-Cantábrica

La serie triásica salina de la zona Vasco-Cantábrica constituye un buen ejemplo de provincia diapírica, sobre la que existe bastante trabajo realizado a partir de la segunda mitad del pasado siglo (figura 16.20). El grupo principal de investigaciones se debe a la escuela alemana, basada en la actividad de varias universidades (Münster, Bonn, Friburgo). Los trabajos arran-

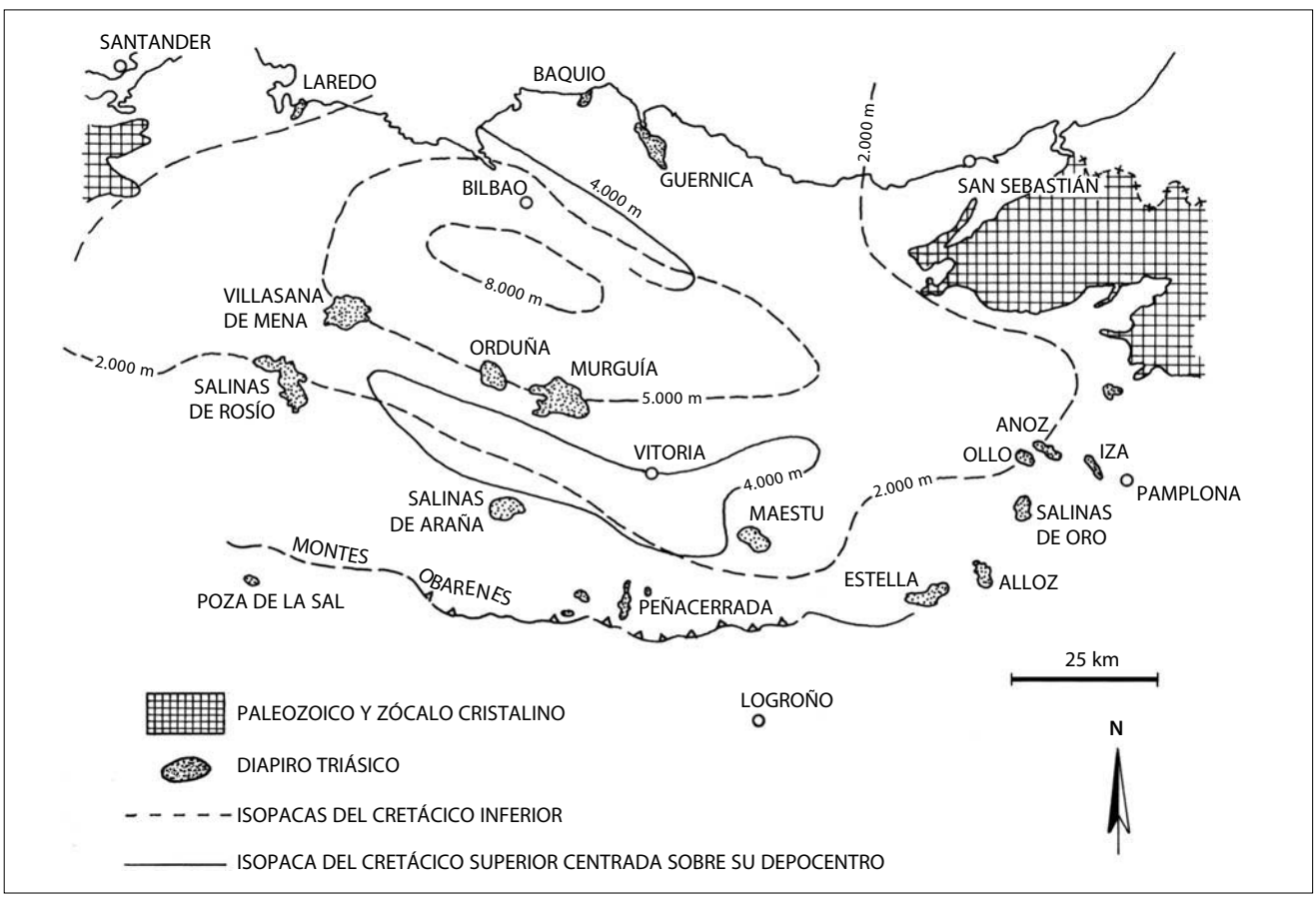


Figura 16.20. Distribución de los diapiros de la zona Vasco-Cantábrica, con indicación de las isopacas globales del Cretácico inferior y del Cretácico superior (basado en Brinkman y Lögsters, 1968, figuras 1, 4 y 5).

can de Lotze (1953) y siguen con las monografías de von Stackelberg (1967) en Murguía, Hempel (1967) en Poza de la Sal, Plug (1967) en Estella, y Kind (1967) en los diapiros de la zona navarra. Estos trabajos están sintetizados en el artículo de Brinkman y Lögters (1968) y se completan con los de Nettleton (1968), referente a la gravimetría de los diapiros, y de Sappenfield y Schroeder (1968), sobre el diapiro navarro de Iza. Con posterioridad, apareció la monografía de Michalzik (1982) y se han publicado los trabajos de Schroeder y Willems (1983) sobre Villasana de Mena y de Meiburg *et al*. (1985) sobre Salinas de Rosío.

Además de estas investigaciones de autores extranjeros cabe citar, entre otros, los estudios de Ríos (1963, 1968), los de los grupos HISPANOIL/REPSOL (Serrano *et al*., 1989; Serrano y Martínez del Olmo, 1990) y GESSAL (Serrano *et al*., 1994), así como los artículos de Cuevas y Tubia (1985), Salvany (1990a), Martínez y González (1992), y el estudio gravimétrico de Pinto (1994) sobre varios de los diapiros de esta provincia Vasco-Cantábrica.

La serie evaporítica triásica involucrada en el diapirismo se desconoce con precisión pero, en primera aproximación, puede ser similar a la descrita en la cubeta del Ebro (Jurado, 1990). Parece existir basalmente un Muschelkalk evaporítico infrayacente a una única barra carbonatada de Muschelkalk, y superiormente un conjunto evaporítico de Keuper de varios cientos de metros de potencia, que engloba abundantes masas ofíticas. En este Keuper parece difícil establecer precisiones estratigráficas, aunque podría existir un único horizonte salino importante. Superiormente al Keuper se presenta la formación anhidrítico-carbonatada de la base del Lías (Zona de Anhidrita), cuyas colapsobrechas afloran localmente. Numerosos sondeos petroleros profundos, relativamente antiguos muchos de ellos, cortan los entornos próximos a los diapiros.

Los diapiros alcanzan alturas de varios miles de metros, llegando hasta 8.000 m en el de Orduña, en la cubeta alavesa. La mayoría de ellos extruyeron ya desde el Cretácico superior y están en la actualidad muy erosionados. Los materiales visibles en las chimeneas diapíricas son de Keuper principalmente (arcillas, yesos, carbonatos), más o menos brechificados, que soportan grandes bloques de ofitas, de areniscas del Buntsandstein, de dolomías y brechas carbonatadas del Muschelkalk y Lías basal, de calizas del Cretácico, y excepcionalmente (diapiro de Estella) también de rocas del zócalo cristalino-metamórfico (Plug, 1967). En algunos diapiros existen explotaciones de sal (antiguas salinas), así como de yeso y ofitas, y localmente de bitúmenes (diapiro de Maestu; García *et al*., 1993). No existen descripciones precisas de *cap-rocks* en estos diapiros. La figura 16.21a muestra la distribución de los diapiros en superficie y algunos hechos fundamentales de tipo estructural y paleogeográfico (cubeta alavesa; plataforma burgalesa). Estos mismos dominios y su relación con la distribución de la sal en el subsuelo están resumidos en la figura 16.21b.

La evolución de las ideas interpretativas sobre esta provincia diapírica puede resumirse del siguiente modo. Ríos (1963) reconoció un modelo de migración lateral y centrífuga –hacia los bordes– de la sal triásica en las cubetas vasco-cantábricas del Cretácico inferior, por carga diferencial en los depocentros. La creación de estructuras diapíricas aparece en las zonas de compromiso entre los flancos escalonados de estas cubetas y los puntos de disminución de la cobertera sedimentaria en los bordes, estando controlada la localización de los diapiros, en última instancia, por las fracturas de zócalo. Los diapiros se iniciaron, pues, antes de la compresión alpina y posteriormente fueron impulsados por ella, perforando limpiamente la cobertera mesozoico-cenozoica, sobre cuya sedimentación no habrían llegado a influir.

Brinkan y Lögters (1968) reconocen también una migración centrífuga de la sal triásica desde las cubetas cretácicas. Esta migración ocurriría en dos etapas: primero desde el depocentro del Cretácico inferior, el principal y de hasta 8.000 m de potencia, siendo posteriormente redistribuida la sal en parte (hacia el N) por el nuevo depocentro del Cretácico superior, de hasta 5.000 m de potencia. Como resultado de este reajuste, unos diapiros quedan alineados sobre la isopaca de Cretácico inferior de 2.000 m, aproximadamente, y otros sobre la de 5.000 m

(figura 16.20). La mayoría de los diapiros extruyeron al final del Cretácico superior. Debe destacarse que no se hace referencia, en este esquema, al control de fracturas de zócalo sobre la posición de los diapiros, pero ya se reconoce que éstos controlaron la subsidencia cretácica y posteriormente su entorno deposicional mediante la aparición de sinclinales periféricos, los cuales se habrían desplazado lateralmente a lo largo de la historia sedimentaria. La tectónica alpina compresiva no habría tenido una repercusión importante en las estructuras salinas triásicas preexistentes.

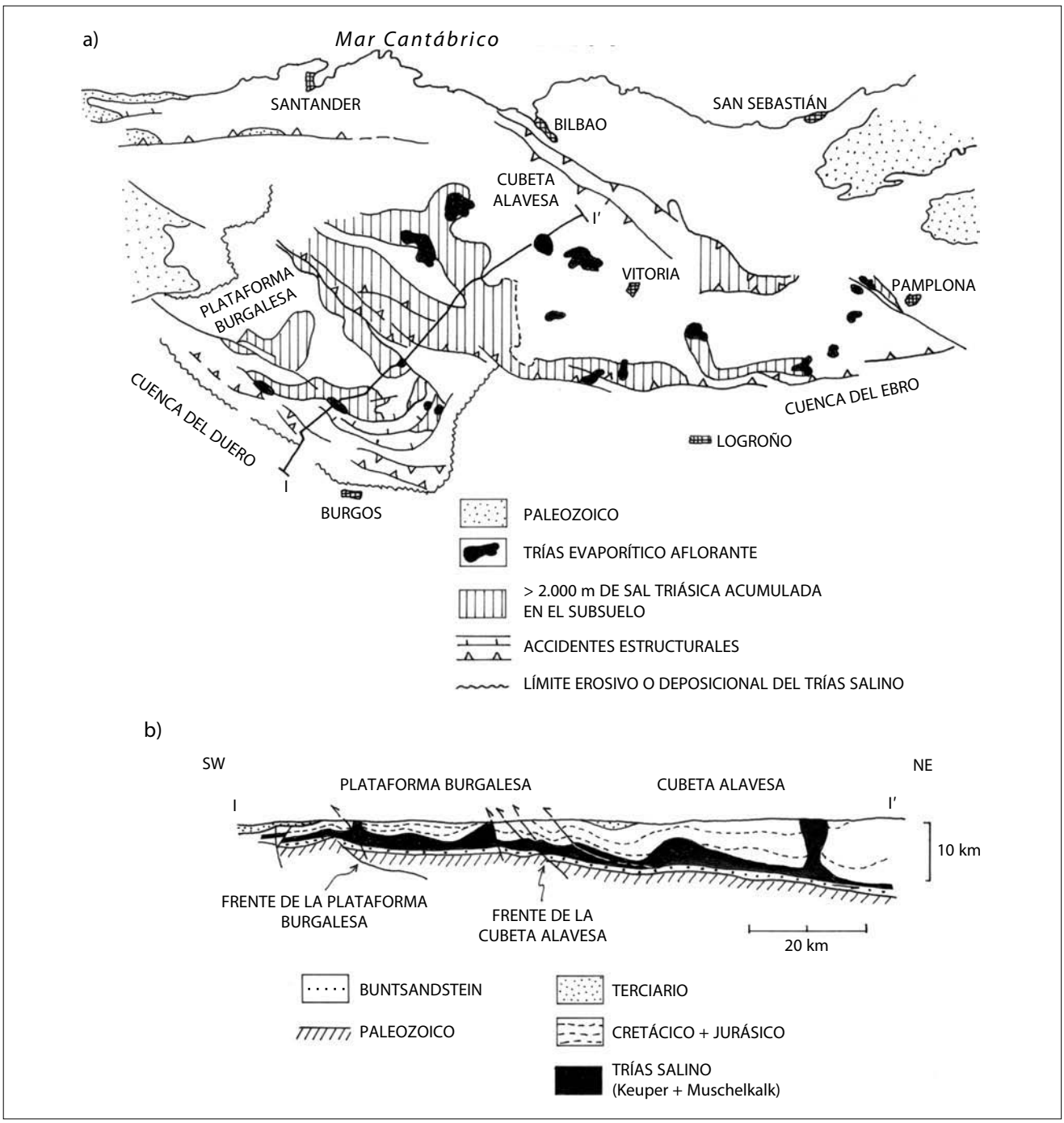


Figura 16.21. a) Dominios estructurales de la zona Vasco-Cantábrica, con indicación de las zonas de acumulación salina en el subsuelo con potencias superiores a 2.000 m; b) corte geológico mostrando el desarrollo de las estructuras salinas (simplificado de Serrano y Martínez del Olmo, 1990, figuras 1 y 2).

Serrano *et al*. (1989) optan por el modelo de Trusheim (1960) para explicar la distribución de las masas diapíricas, admitiendo que la capa salina triásica original aumentaría de potencia hacia el W. La localización final de las estructuras podría estar controlada por fracturas de zócalo. Se admite una historia diapírica muy precoz, ya desde el Jurásico, así como un estricto control de las estructuras diapíricas sobre el conjunto de la sedimentación cretácica y terciaria, pero no solamente de las áreas del entorno de los diapiros, sino prácticamente sobre el conjunto sedimentario de las cubetas cretácicas de la zona vasco-cantábrica. Según ello, la propia estructuración salina habría influido decisivamente en la organización de las grandes y subsidentes cubetas cretácicas (y terciarias), más que la fracturación (cortical) del *rifting* del Cretácico inferior. Durante la fase de compresión alpina, la distorsión producida en las cubetas sería básicamente una agudización de la estructuración ya definida por la halocinesis preexistente.

Serrano y Martínez del Olmo (1990) matizan las interpretaciones anteriores y aceptan un funcionamiento similar al modelo de la costa del golfo de Méjico, reconociendo que: 1) el relleno sedimentario durante el Cretácico va avanzando en el tiempo progresivamente de S a N; 2) la sal se va deformando en esa misma dirección, siendo más antigua la deformación al S y más moderna al N (desplazamiento centrípeto), y 3) la morfología en grandes diapiros de la parte cental de la cuenca (al N) dependería principalmente de una mayor potencia de cobertera sedimentaria gravitando sobre la sal. Los movimientos halocinéticos estarían, así pues, controlados parcialmente por el zócalo durante el Mesozoico, aunque ellos mismos habrían influido sobre la propia sedimentación cretácica. Se mantienen las ideas de que la sal triásica era originalmente más potente hacia el N y que la compresión alpina apenas habría afectado a la zona diapírica de la cubeta alavesa (figura 16.22).

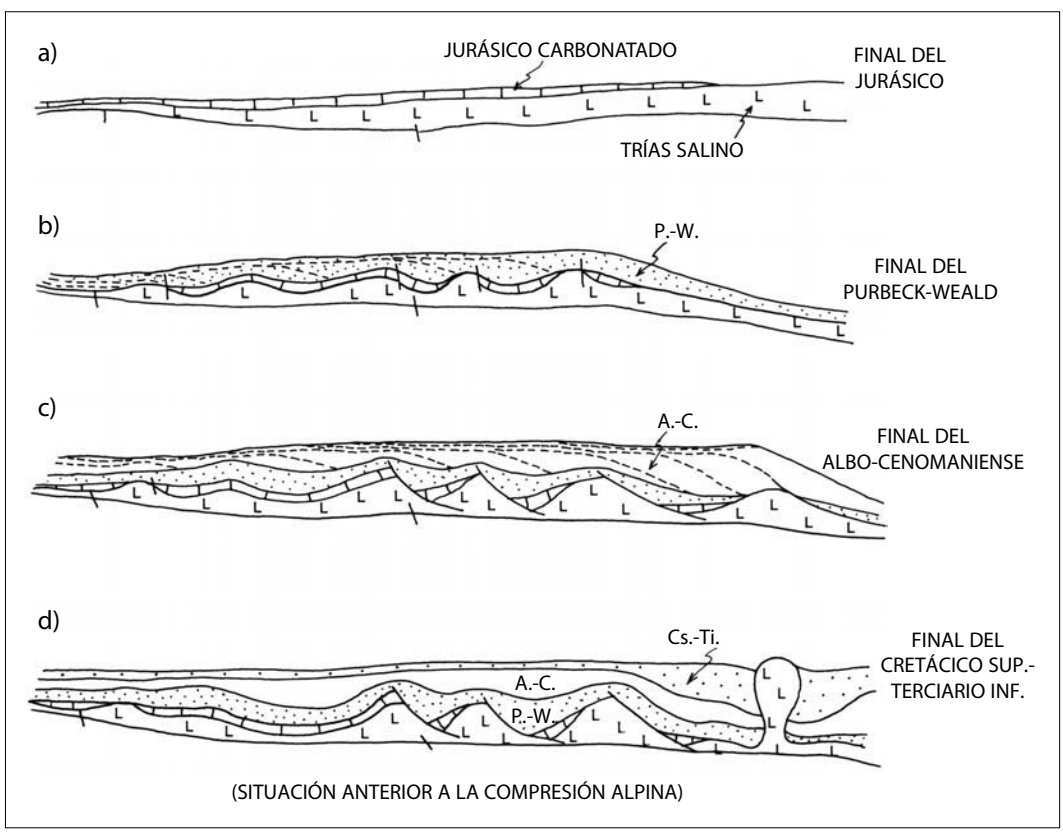


Figura 16.22. Evolución de las estructuras salinas del dominio Vasco-Cantábrico: a) Fin del Jurásico. b) Fin del Purbeck-Weald. c) Fin del Albo-Cenomaniense. d) Fin del Cretácico superior-Terciario inferior. La deformación alpina producida posteriormente en esta provincia diapírica queda reflejada en la figura 16.21b (simplificado de Serrano y Martínez del Olmo, 1990, figura 6).

La breve síntesis que se acaba de ofrecer muestra una interesante evolución de las ideas genéticas en el caso particular de la provincia diapírica Vasco-Cantábrica. Debe tenerse en cuenta, no obstante, que la distribución original de la sal en la cuenca está aún mal conocida, faltando estructuras salinas importantes al N de la línea de Villasana-Orduña-Murguía. Otros muchos trabajo han hecho aportaciones concretas al conocimiento tectónico de esta provincia diapírica, como el de Cuevas y Tubia (1985), que muestra un ejemplo de control estictamente estructural sobre los afloramientos triásicos del N de Vizcaya.

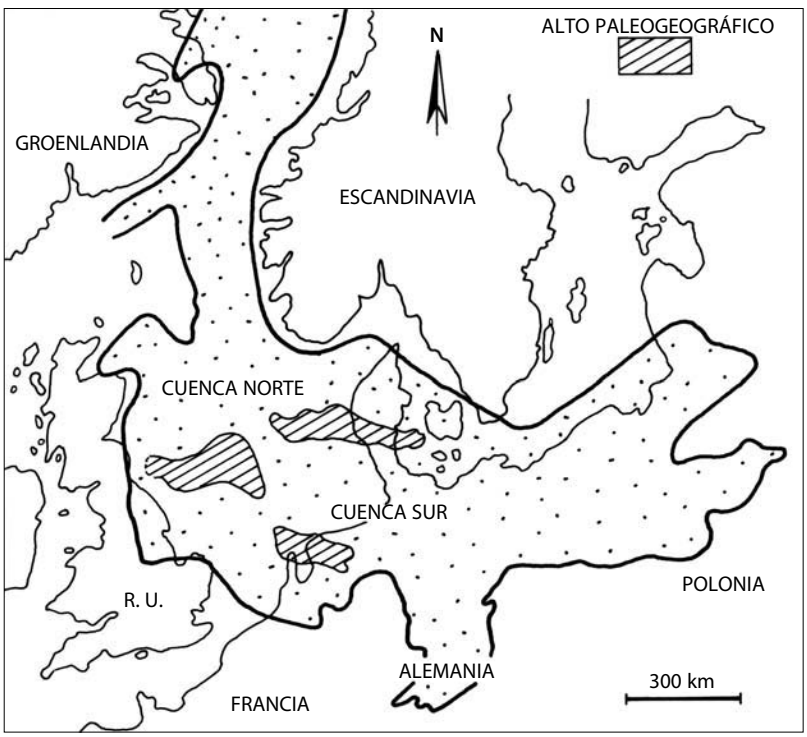


Figura 16.23. Esquema de distribución geográfica de la cuenca del Zechstein superior europeo. Modificado de Tucker, 1991, figura 4.

Zechstein centroeuropeo (Pérmico superior)

La cuenca evaporítica del Zechstein europeo (Pérmico superior) se instala en una vasta zona intracratónica, de dimensiones aproximadas 1.500 × 900 km, que se extiende desde Inglaterra, por el W, hacia el mar del Norte, Dinamarca, Holanda, Alemania, Polonia y hasta Lituania, por el E. En esta zona se puede diferenciar una cuenca norte respecto a otra sur (figura 16.23). El episodio evaporítico tuvo una duración de unos 5 M.a. y se desarrolló entre hace 250 y 245 M.a. (Menning *et al.*, 1988).

El relleno sedimentario de este «gigante evaporítico paleozoico» registra cuatro grandes ciclos (Z1 a Z4) de extensión generalizada, y otro menor (Z5) de carácter más local. La transgresión marina de la base del Zechstein ocurrió, en relación con un proceso inicial de *rifting,* sobre los depósitos continentales del «Rotliegend» (Pérmico inferior), de ambientes desérticos con amplias *sabkas* y lagos evaporíticos.

La transgresión del mar del Zechstein presenta un delgado horizonte basal de lutita oscura anóxica *(Kupferschiefer)* rica en mineralizaciones de sulfuros metálicos (Cu, Pb, Zn) de interés económico. El primer episodio de mar abierto dio lugar a la sedimentación de los carbonatos del Zechstein 1, organizados en una extensa plataforma con un cuenca profunda central de unos 100 m de profundidad (Taylor, 1980). Este primer episodio está recubierto por la Anhidrita Werra a través de toda la cuenca. A partir de este momento, sucesivos episodios evaporíticos depositaron secuencias de carbonatos, sulfatos, cloruros y potasas en relación con los controles locales de subsidencia y las oscilaciones del nivel oceánico (figura 16.24).

Las evaporitas del Zechstein superior europeo han tenido una importancia capital, tanto científica como económica. Numerosos estudios experimentales y geoquímicos fueron dedicados a entender sus secuencias con potasas, en particular la del ciclo Stassfurt (Z2). Los trabajos de Richter-Bernburg y colaboradores (Richter-Bernburg, 1953, 1955; Herrmann y Richter-Bernburg, 1955) plantearon interpretaciones que han promovido muchas investigaciones posteriores, tales como: el origen profundo inicial de la cuenca (supuestamente de más de 1.000 m); la ciclicidad de carácter anual *(Jahresringe)* de los ciclos de cloruros (diastema de arcilla-sulfato-halita) y de anhidrita laminada, en los cuales se reconoció ciclos de manchas

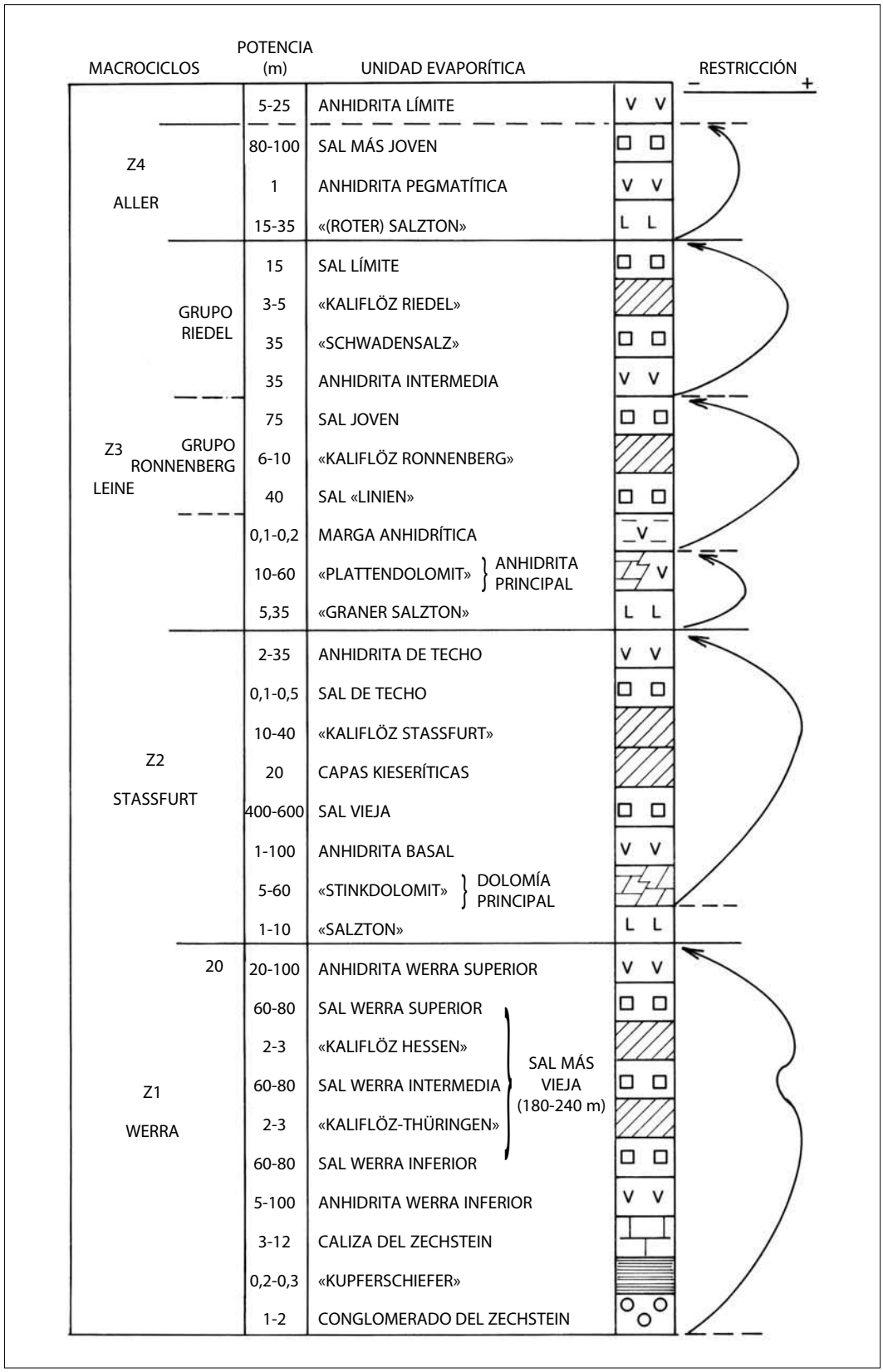


Figura 16.24. Unidades litológicas del Zechstein superior en Alemania. La unidad del techo (Anhidrita límite) corresponde al macrociclo superior Z5. Las flechas marcan la evolución de los ciclos salinos (macrociclos o ciclotemas). El ciclo Z3 presenta varios sub-macrociclos (adaptado de Richter-Bernburg, 1955).

solares; los procesos de resedimentación gravitativa de evaporitas en taludes; y el establecimiento de ciclos evaporíticos de cuenca (carbonatos-sulfatos-cloruros-potasas). Adicionalmente, la magnitud de sus provincias diapíricas y el hallazgo de importantes campos de gas, así como de algunos yacimientos de petróleo asociados ya sea en el mar del Norte o en el continente, han conferido a esta gran cuenca un interés renovado en los últimos decenios. La figura 16.24 muestra las unidades estratigráficas principales de la sucesión en la cuenca germánica.

Resedimentación de sulfatos: la Anhidrita Werra (Polonia)

Los sedimentos de la cuenca del Zechstein superior en Polonia superan los 1.500 m de potencia, presentando los 4 ciclos principales (Z1 a Z4), de los cuales el inferior (Z1, Ciclo Werra) alcanza una potencia de 450 m. La plataforma evaporítica Werra comprende una parte central y una serie de altos o *shoals,* muchos de los cuales actuaron a lo largo de la sedimentación, bajo un control tectónico (figura 16.25a, b).

El relieve al inicio de la sedimentación de la Anhidrita Werra inferior en la cuenca polaca era variable, calculándose una diferencia altimétrica máxima de 80 m entre el centro y el margen de la plataforma (Peryt, 1994), diferencia ya heredada de la Caliza del Zechstein (Ca 1). La potencia sedimentaria de esta unidad anhidrítica no suele superar los 50 m en el centro de cuenca, mientras que en las zonas periféricas supera ampliamente esta cifra. Por el contrario, la Anhidrita Werra superior es una unidad de débil potencia (pocas decenas de metros), muy homogénea en distribución y facies.

Las facies en la Anhidrita Werra inferior, localizadas actualmente a varios miles de metros en el subsuelo, son un buen ejemplo del paso de plataforma a talud y cuenca. El yeso fue el producto sedimentario principal, que se transformó en anhidrita durante la diagénesis, tanto temprana como tardía de enterramiento (Peryt *et al*., 1993; Peryt, 1994). La figura 16.25c muestra un perfil de tres sondeos que cortan esta formación anhidrítica, en los que dominan las facies seleníticas en las zonas de plataforma o alto paleogeográfico (alto de Wolsztyn, sondeo C_Z), las turbiditas en el talud (sondeo GG) y las laminitas delgadas ricas en materia orgánica y bitumen hacia el centro de cuenca (sondeo Wz) (figura 16.25d). Común a los tres sondeos es un tramo basal nodular de origen complejo, en parte de ambiente *sabkha*/salina y en parte afectado por procesos de «sabkhatización». Por encima de este tramo nodular se modificó significativamente la paleogeografía de la plataforma bajo un control tectónico, diferenciándose un talud y una cuenca. Este hecho facilitó la resedimentación de los sulfatos de la plataforma, principalmente del yeso (Peryt *et al*., 1993).

Este ejemplo sencillo pone de manifiesto la gran importancia de los altos paleogeográficos en la producción de evaporitas sulfatadas, así como su fácil redistribución en medios más profundos por varios mecanismos (tormentas, sismicidad, inestabilidad gravitativa, corrientes de turbidez, etc.). Igualmente, este ejemplo ilustra la posibilidad de estudiar en detalle litofacies evaporíticas y hacer interpretaciones ambientales trabajando sólo con facies diagenizadas (sedimentos de yeso totalmente anhidritizados). Evidencias de resedimentación de los sulfatos del Zechstein ya habían sido apuntadas en diversos trabajos anteriores (Herrmann y Richter-Bernburg, 1955; Schlager y Bolz, 1977; Clark, 1980).

Estratigrafía secuencial del Zechstein (Inglaterra)

Smith *et al*. (1974) distinguieron cinco grandes grupos litoestratigráficos en el Zechstein superior de Inglaterra (Don, Aislay, Teesside, Staintondole y Eskdale), equivalentes respectivamente a los macrociclos Z1 a Z5 centroeuropeos (el superior, Z5, es de desarrollo local). Las equivalencias de unidades evaporíticas principales entre el Zechstein superior de Europa con-

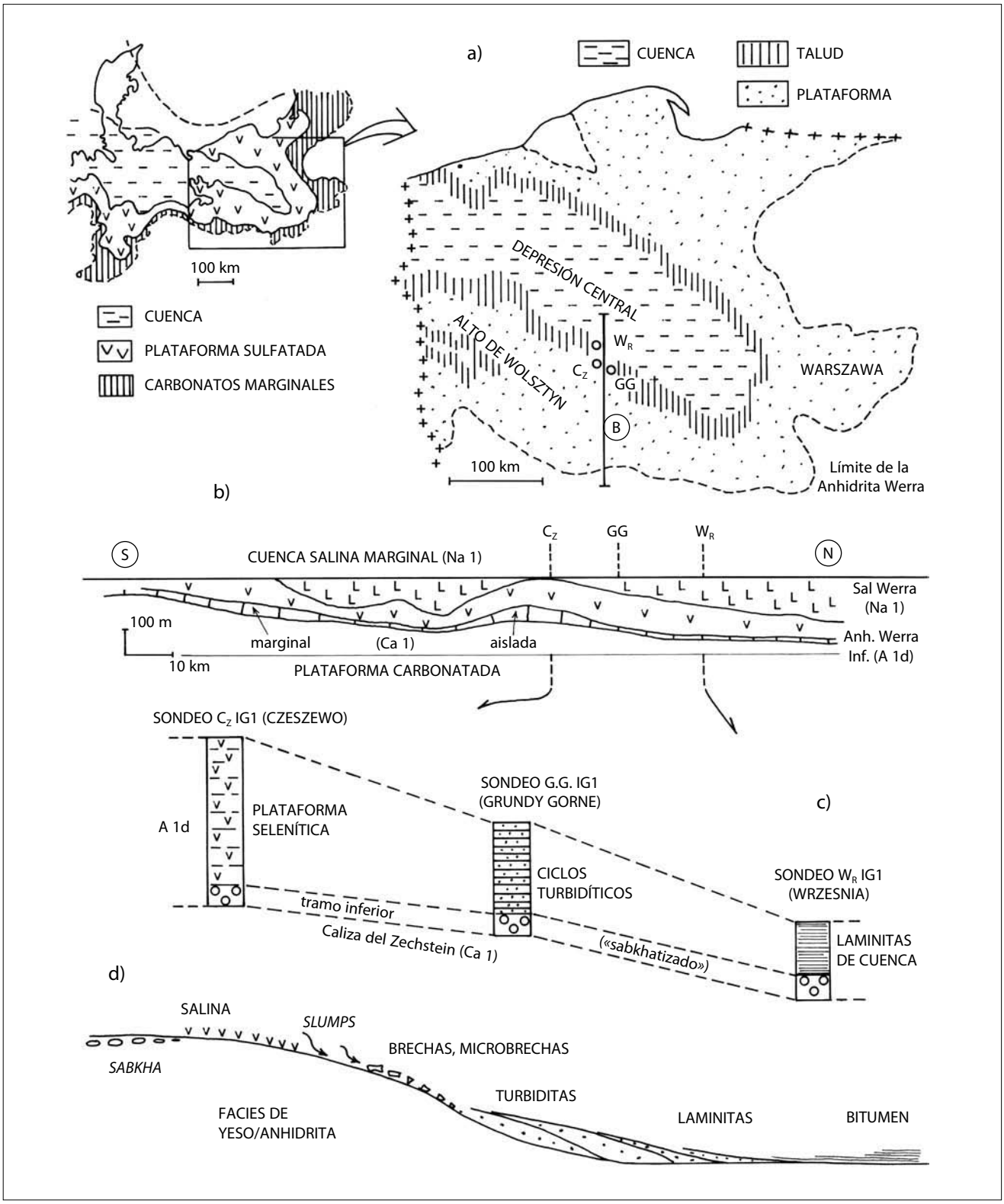


Figura 16.25 Anhidrita Werra inferior de la cuenca Zechstein de Polonia (simplificado y modificado de Peryt *et al.*, 1993, figuras 2, 3 y 12): a) Distribución general de ambientes deposicionales. Las facies de cuenca suelen tener potencias inferiores a los 50 m y las de talud y plataforma superiores a los 50 m (alcanzando 200 m localmente). Se indica la posición de los sondeos referidos en el texto. b) Corte a través del ciclo Werra en el S de Polonia, centrado en la zona de los sondeos C_Z, GG y W_R. c) Correlación de la Anhidrita Werra inferior en los sondeos referidos. Se destaca únicamente los niveles de facies más importantes para cada sondeo. d) Posición paleogeográfica de las diferentes facies anhidríticas (originalmente facies de yeso en talud y cuenca).

tinental y el de Inglaterra son, respectivamente (figura 16.23): Z1: Anhidrita Werra y Anhidrita Hartlepool; Z2: Evaporitas Stassfurt y Evaporitas Fordon; Z3: Anhidrita Principal y Anhidrita Billingham; Sal Leine y Halita Boluby; Z4: Anhidrita-Pegmatita y Anhidrita Sherburn; Sal Aller y Halita Sneaton; Z5: Anhidrita límite (de techo) y Anhidrita Littlebeck.

Posteriormente, Tucker (1991) aplicó los conceptos de estratigrafía secuencial a este Zechstein y al de las áreas adyacentes del mar del Norte, como ejemplo de cuenca evaporítica intracratónica fuertemente influenciada por las oscilaciones eustáticas (oscilaciones oceánicas de tercer orden, con duraciones de 1 a 10 M.a.; Haq *et al.*, 1987). De acuerdo con ello, Tucker (1991) distinguió hasta 7 secuencias deposicionales (figura 16.26), que posiblemente son extensible a las cuencas del Zechstein centroeuropeo. En estas secuencias las evaporitas se depositaron principalmente: *a*) durante los niveles marinos bajos *(lowstand)* y dependiendo del grado de caída de la lámina de agua, es decir, tanto como cuñas sulfatadas alrededor de la cuenca (en el talud o en el margen) durante depresiones incompletas de la lámina de agua, como rellenando el depocentro con sal durante depresiones completas con desecación; *b*) durante los primeros estadios de los sistemas transgresivos, al reconectarse la cuenca con el océano, y *c*) durante los niveles marinos altos *(highstand)* en el extremo interno de las plataformas, cuando se produce la progradación de los carbonatos. Los carbonatos se sedimentan durante los sistemas transgresivos y de nivel marino alto, y pueden ser dolomitizados (modelo de reflujo) durante la caída marina que marca el subsiguiente nivel bajo *(lowstand)*.

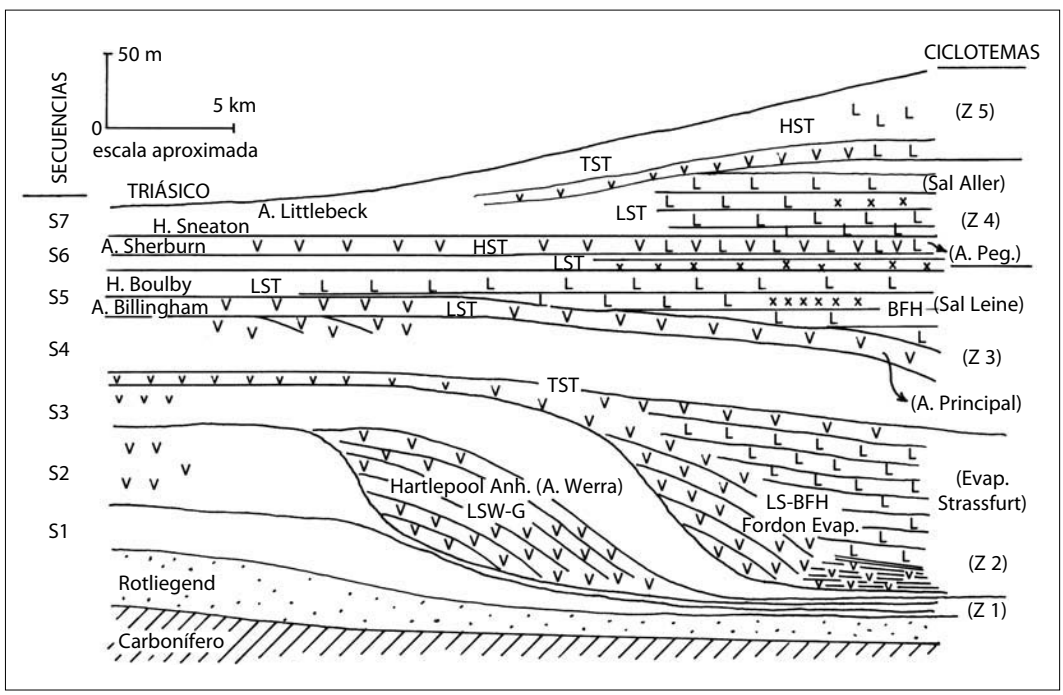


Figura 16.26. Secuencias deposicionales (S1-S7) del Zechstein en Inglaterra definidas por Tucker (1991). Las líneas gruesas marcan los límites de las secuencias. LST: cortejos sedimentarios de nivel marino bajo; TST: cortejos transgresivos; HST: cortejos de nivel marino alto; LSW: cuña sulfatada de nivel marino bajo; BFH: halita de relleno de cuenca; LS: nivel marino bajo. A la derecha se indica la posición de los límites de los macrociclos salinos del Zechstein (Ciclotemas Zl a Z5) y la equivalencia con las principales unidades evaporíticas del Zechstein centroeuropeo (adaptado y simplificado de Tucker, 1991, figura 6).

SEDIMENTACIÓN EVAPORÍTICA LACUSTRE TERCIARIA Y CUATERNARIA

Potasas de la cuenca Qaidam (W China)

El Plateau Qinghai-Xizang (Tibet) se sitúa en el SW de China y alcanza una altitud promedio próxima a los 4.000 m. Este altiplano es una unidad estructural rodeada de profundas fallas que delimitan un sistema de bloque complejo (microplaca Xizang), el cual se generó a partir del Eoceno por la convergencia entre las placas de la India y de Eurasia. Durante el Cuaternario, y como consecuencia de la última fase de colisión, el bloque ha experimentado una elevación considerable, lo que ha condicionado un régimen climático caracterizado por las bajas temperatuas y una aridez extrema (Zhen Mianping, 1989).

En la actualidad se contabilizan en el *plateau* más de 1.600 lagos de superficie superior a 1 km^2, de los cuales más de 350 lagos y lagos-playa se consideran salados. Desde el punto de vista de su origen, el tipo lacustre principal es el de control tectónico, aunque existe una amplia diversidad genética (lagos glaciares, de valle fluvial obturado, de cráter volcánico, de disolución de evaporitas antiguas, de impacto meteorítico, hidrotermales, etc.). Este conjunto lacustre se distribuye en amplios cinturones de orientación aproximada E-W, que descienden escalonadamente desde altitudes de 5.000 m en el S (adyacentes al frente del Himalaya) hasta 3.000 m en el N (adyacentes al frente de las cordilleras Altun y Qilian, que delimitan el *plateau*).

Los tipos hidroquímicos principales de este vasto dominio lacustre muestran una zonación similar de orientación E-W, que evoluciona adquiriendo una mayor salinidad promedio hacia el N (figura 16.27a): I) tipo carbonatado: de pH alcalino (promedio 8,82) y con diferentes rangos de salinidad; II) tipo sulfatado-sódico: con alta mineralización en general, de pH ligeramente alcalino (promedio 8,61); III) tipo sulfatado-magnésico: de pH sólo débilmente alcalino (promedio 8,03); IV) tipo sulfatado-clorurado: presenta varios subtipos, de los que el pH más bajo tiene un promedio de 7,72 (Zheng Mianping, 1989).

Globalmente esta zonación hidroquímica está relacionada con los tipos litológicos de las áreas de recarga y drenaje de los cinturones lacustres. En general, los contenidos en Li, B, K y Cs de las aguas son altos, lo que otorga al *plateau* el máximo interés en la prospección de recursos lacustres de estos elementos. Se ha encontrado más de 50 minerales salinos en estos lagos, entre cloruros, sulfatos, carbonatos y boratos. Son dominantes las paragénesis de carácter criófilo, dadas por diversas asociaciones minerales, como: mirabilita, soda-nahcolita, epsomita-schoenita-hidrohalita, hidrohalita-bischofita-antarcticita, etc. (tabla 16.1).

La cuenca Qaidam (prov. Qinghai) se sitúa en el extremo NW del *plateau*, del que es su escalón topográfico más bajo, con un fondo sedimentario a unos 2.800 m de altitud (figura 16.27b). Esta gran cuenca endorreica está rodeada por los relieves, de un promedio de 5.000 m, de las cordilleras Kunlun (al S), Altun (al W) y Qilian (al N), quedando eficazmente protegida de las masas de aire húmedo del océano Índico. La superficie de la cuenca supera los 120.000 km^2, con dimensiones de 800 × 350 km (Strakhov, 1970), comparables a la de muchas grandes cuencas evaporíticas antiguas. La cuenca tiene una forma trapezoidal y es clasificada como intramontañosa en la literatura china. Hsü (1989), no obstante, la considera un relicto de cuenca tras-arco del sistema Paleo-Tethys, de edad Paleozoico superior-Triásico. Durante la compresión del Neógeno se ha generado una cuenca «neo-Qaidam» con una potente secuencia sedimentaria: de 5.000 a 6.000 m (que incluyen evaporitas) en el Plioceno y de 1.000 a 2.800 m en el Cuaternario. La última fase de relleno (Pleistoceno superior-Holoceno) ha generado extensas evaporitas lacustres. La acción neotectóncia ha impuesto un sistema NW-SE de pliegues, además de algunas grandes fracturas que atraviesan la cuenca. En su conjunto, la sedimentación continental mesozoico-cenozoico-cuaternaria en la cuenca supera los 14 km de potencia (Chen Kezao, 1991).

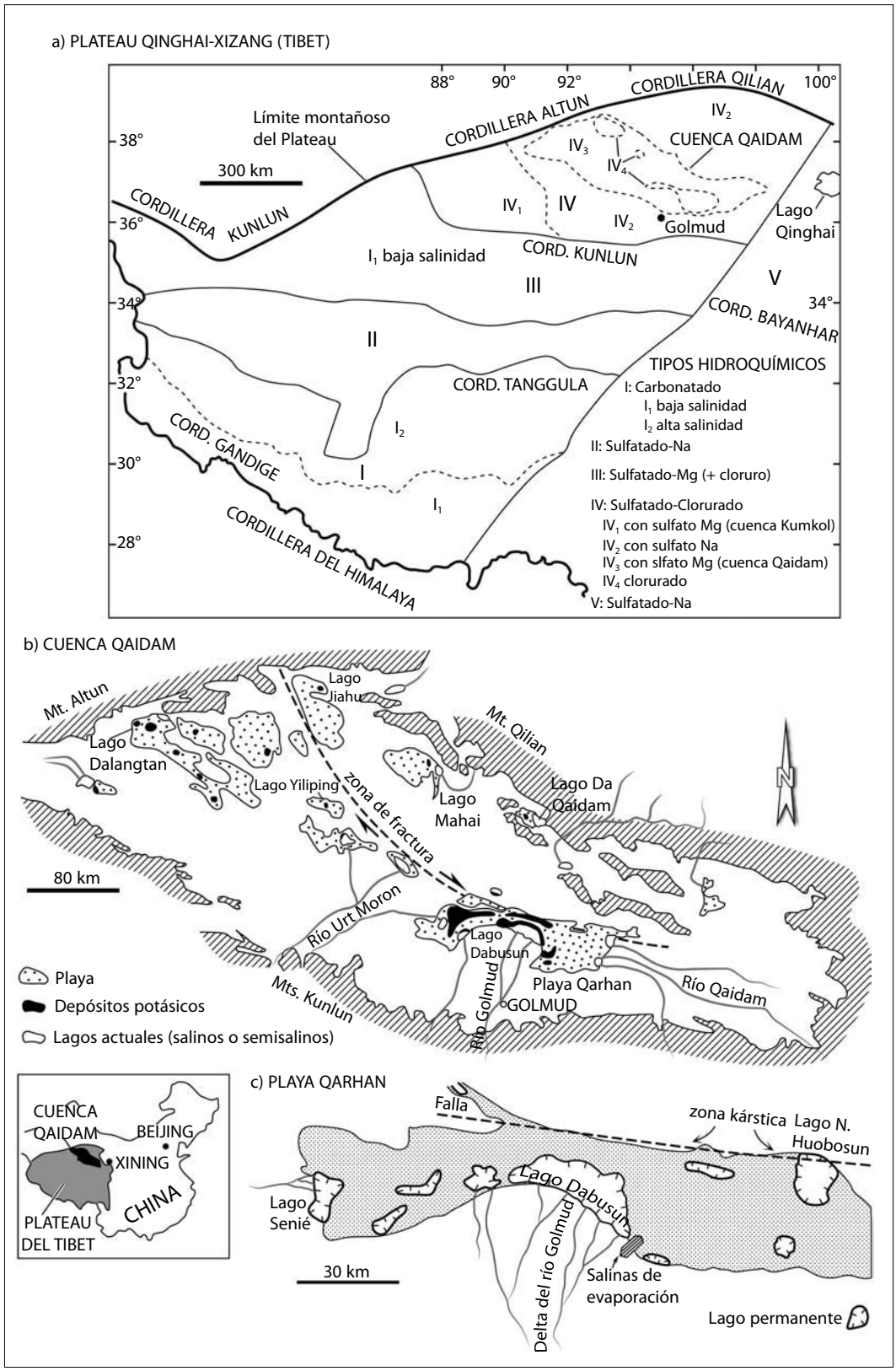


Figura 16.27. a) Esquema de los tipos hidroquímicos dominantes en el Plateau de Qinghai-Xizang (Tibet) (simplificado de Zheng Mianping, 1989; encarte). b) Esquema de la cuenca Qaidam y sus subambientes evaporíticos (simplificado de Sun y Lock, 1990, figura 1, y de Lowenstein *et al.*, 1989, figura 1). c) Esquema de la playa Qarhan y sus lagos permanentes (simplificado de Spencer *et al.*, 1990, figura 1, y de Casas *et al.*, 1992, figura 1).

Carbonatos	
Aragonito	$CaCO_3$
Burkeíta	$Na_2CO_3 \cdot 2Na_2SO_4$
Calcita	$CaCO_3$
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$
Gaylussita	$Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$
Magnesita	$MgCO_3$
Nahcolita	$NaHCO_3$
Natron	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
Northupita	$Na_3MgCl(CO_3)$
Pirssonita	$Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$
Shortita	$2CaCO_3 \cdot Na_2CO_3$
Thermonatrita	$Na_2CO_3 \cdot H_2O$
Trona	$NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$
Sulfatos	
Alunita	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$
Anhidrita	$CaSO_4$
Baritina	$BaSO_4$
Bassanita	$CaSO_4 \cdot 1/2H_2O$
Blödita	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
Celestina	$SrSO_4$
Epsomita	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$
Glauberita	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$
Kieserita	$MgSO_4 \cdot H_2O$
Hexahidrita	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$
Jarosita	$KFe_3(OH)_6(SO_4)_2$
Kainita	$MgSO_4 \cdot KCl \cdot 11/4H_2O$
Leonita	$MgSO_4 \cdot Ka_2SO_4 \cdot 4H_2O$
Loewita	$2MgSO_4 \cdot 2Na_2SO_4 \cdot 5H_2O$
Mirabilita	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
Pentahidrita	$MgSO_4 \cdot 5H_2O$
Polihalita	$K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$
Schönita	$MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6H_2O$
Thenardita	Na_2SO_4
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$

Cloruros	
Antarcticita	$CaCl_2 \cdot 6H_2O$
Bischofita	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
Carnalita	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$
Halita	$NaCl$
Silvita	KCl
Taquihidrita	$CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$
Boratos	
Bórax	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$
Colemanita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$
Hidroboracita	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$
Inderita	$Mg_2B_6O_{10} \cdot 15H_2O$
Inyoita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$
Kernita	$Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$
Kurnakovita	$MgB_6O_{19} \cdot 15H_2O$
Meyerhofferita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 7H_2O$
Priceita	$Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$
Probertita	$NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$
Tincalconita	$Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$
Ulexita	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$
Silicatos	
Magadiita	$NaSi_7O_{13} \cdot 3H_2O$
Searlesita	$NaBSi_2O_6 \cdot H_2O$

Tabla 16.1. Minerales evaporíticos más comunes de las formaciones continentales.

La cuenca Qaidam es una de las pocas área del mundo donde se acumulan en la actualidad cantidades significativas de sales de K-Mg. Contiene, además, yacimientos de petróleo y gas de origen continental (Gu Shuwong y Hengshu, 1989), así como depósitos de varios minerales evaporíticos, incluyendo boratos, estroncianita y celestina, todos ellos de gran importancia económica.

Sedimentación potásica actual

En la cuenca Qaidam existe, además de varias playas salinas, hasta diez lagos salados someros (de profundidad inferior a 1 m) en los que se forma halita. En algunos de los lagos también precipitan minerales potásicos en sus zonas costeras (figura 16.28b, c). Un paisaje desértico y de deflación eólica (dunas, loess, «gobi», llanuras lutíticas secas, etc.) se extiende entre las áreas lacustres (Zhang, 1987). El tipo hidroquímico dominante en los lagos es el sulfatado-clorurado (tipo IV del *plateau* Qinghai-Xizang), en el que se distingue dos subtipos: sulfatado-magnésico (IV3) y clorurado (IV4) (figura 16.27a). La fuente principal de potasio en la cuenca la proporcionan los macizos graníticos circundantes, que dominan las dos terceras partes del área de drenaje, con un promedio en potasio de 3,55%.

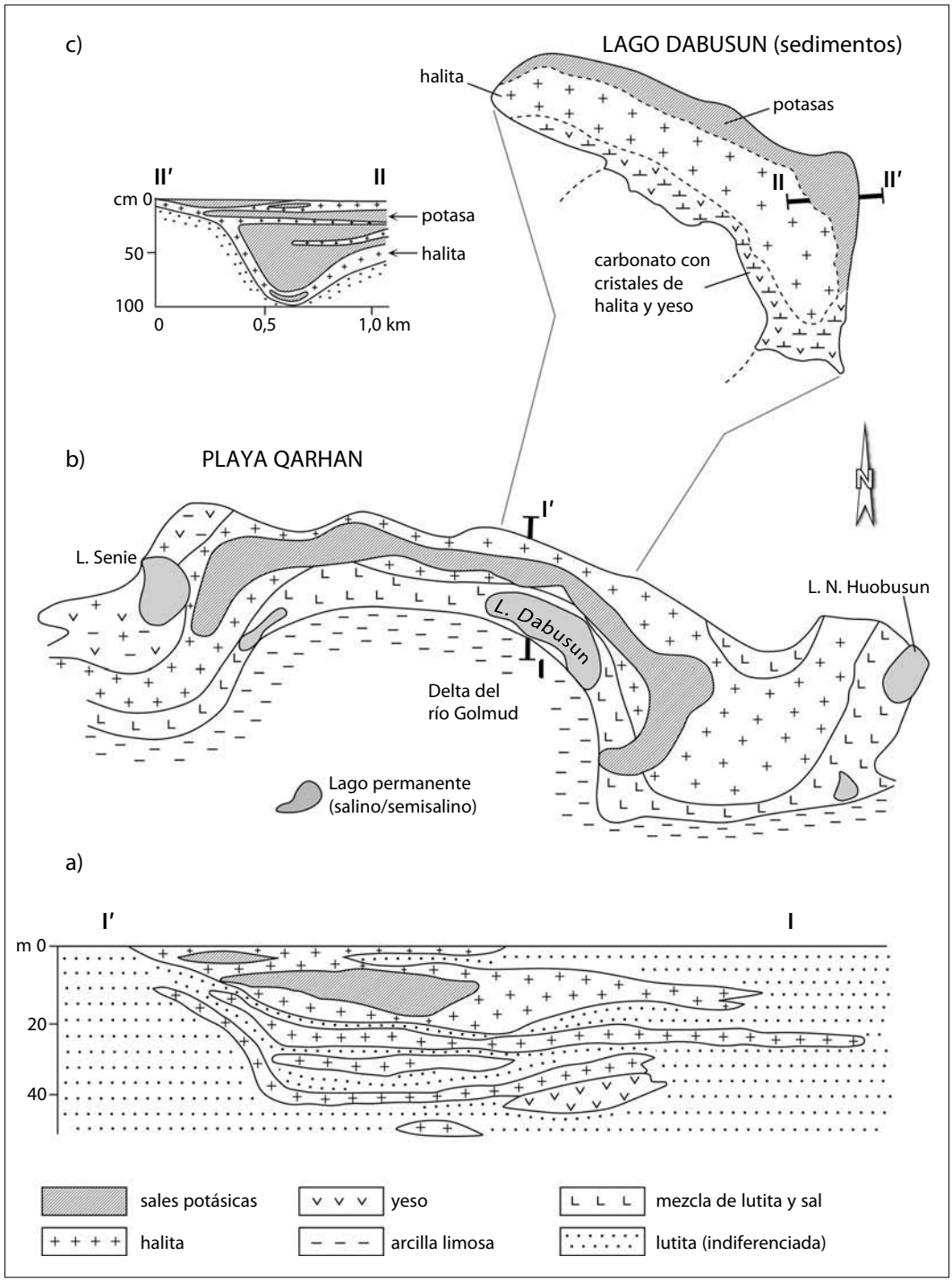


Figura 16.28. a) Capas salinas del sustrato Pleistoceno superior-Holoceno de la playa Qarhan (simplificado de Sun Dapeng, 1990a, figura 16). b) Distribución de facies evaporíticas en el subsuelo de la playa Qarhan (simplificado de Sun Dapeng, 1990a, figura 16). c) Distribución de sales potásicas recientes en la costa N y E del lago Dabusun (playa Qarhan) (simplificado de Sun Dapeng, 1990a, figura 6).

La playa Qarhan es la principal playa no sólo de la cuenca Qaidam, sino también de todo el *plateau,* con una superficie próxima a los 6.000 km^2. Tiene una pluviosidad anual de sólo 24-40 mm y una evaporación de unas 100 veces superior (3.250 mm). La superficie seca de esta playa presenta una costra rígida de halita de grano fino, mezclada caóticamente con arci-

lla. Varios ríos permanentes fluyen a la playa: Golmud (22 m^3/s), Wutumeiren y Qaidam, que dan lugar, respectivamente, a los lagos perennes Dabusun, Senie y N Houbosun (figura 16.28c). Además de estos lagos perennes, hay en la playa varios lagos efímeros. La composición química de las aguas de los ríos es típica de reacciones de meteorización, aunque su promedio en solutos (400-500 ppm) es superior al de los ríos del mundo (120 ppm; Livingston, 1963). La playa recibe también aportes de agua de surgencias permanentes y frías, localizadas en su lado N a lo largo de una importante zona de fractura, que han dado lugar a una morfología kárstica por disolución de la sal pleistocena del subsuelo de la playa (Chen Kezao y Bowler, 1985) (figura 16.27b).

La playa Qarhan tiene un nivel permanente de agua subterránea situado entre 0 y 130 cm de profundidad (en general, a 100 cm), de alto contenido en K y Mg. Esta salmuera es explotada en balsas de evaporación, con un total de 18 km^2, en las que se fraccionan sucesivamente la halita, la carnalita y la bischofita, siendo la carnalita el precipitado fundamental. Una planta industrial de separación mineral por flotación produce unas 20.000 Tm anuales de potasa (datos de 1992).

El lago Dabusun es el principal de los lagos permanentes que se implantan en la playa Qarhan, con una superficie próxima a los 225 km^2 y una profundidad promedio de sólo 40 cm (con 1,2 a 1,7 m de profundidad máxima local). Su salmuera libre tiene una salinidad de 313 g/l, siendo del tipo clorurado y muy rica en Na, K y Mg; en verano, esta salmuera está saturada en halita e incluso en sales potásicas. El sedimento del fondo es zonado, y desde la desembocadura del río Golmud (en el S) al extremo distal (al N) se presentan sucesivamente estos cinturones: sedimentos siliciclásticos finos; una costra centimétrica de aragonito; halita; halita+carnalita; y halita. La zona de halita+carnalita (de 1 km de anchura y unos 30 cm de potencia) es efímera y cambia anualmente según la evolución del agua (figura 16.28).

Las potasas (principalmente carnalita y en menor proporción bischofita) se extendieron por todo el lago en algunos años (1966, 1980), mientras que en otros se disolvieron en su totalidad (1968, 1982). Igualmente ha variado su potencia entre 80 cm (1963-1967) y sólo 20-40 cm (1980). Excepcionalmente (1966) precipitó silvita en la orilla N del lago (Sun Dapeng, 1990a). Toda esta precipitación viene favorecida por la débil profundidad de la lámina de agua (<10 cm) en la orilla N y los frecuentes vientos del W y SW. La carnalita presenta cristales equigranulares, de hasta 5 mm, que sufren cambios texturales muy intensos, dando localmente cristales fuertemente anhedrales y de tamaño decimétrico. Estos cambios están relacionados con la importante oscilación térmica diaria (> 20 °C) que experimentan la salmuera y el aire. La carnalita, no obstante, al igual que los otros minerales potásicos, es efímera y no guarda relación con las potasas de la subsuperficie del lago (Casas *et al.*, 1992).

Las aguas del río que alcanzan la playa Qarhan, en particular del río Goldmud, están enriquecidas en $NaHCO_3$. Son similares a las del promedio de ríos mundiales, aunque tienen más Na y Cl y menos Ca que aquéllas (HCO_3 > Ca). De su evaporación progresiva precipita primero calcita, luego se agota su Ca y finalmente evoluciona hacia una solución del tipo Na-HCO_3-SO_4. Las aguas de las surgencias situadas al N de la playa son del tipo clorurado, estando dominadas por Cl y Na, con menores cantidades de Ca, Mg y K, y mínimas cantidades de SO_4 y HCO_3. Estas aguas tienen salinidades de 89.000 ppm (están unas 200 veces más concentradas que las del río Golmud) y se interpretan como salmueras profundas que han ascendido por fallas. Por evaporación, estas aguas cambian al tipo químico de $CaCl_2$ (Lowenstein *et al.*, 1989).

La mezcla en proporciones adecuadas de ambos tipos de aguas evaporadas, es decir de río y de surgencia, puede recomponer los diferentes tipos hidroquímicos observables en diferentes puntos de la playa Qarhan. El lago Dabusun tiene salmueras derivadas de mezclar estas aguas, respectivamente, en la proporción de 40:1, siendo los equivalentes de Ca similares a los

de HCO_3+SO_4. De este modo, la evaporación y precipitación de calcita y yeso agota el Ca, el HCO_3 y el SO_4, y se produce una salmuera final de Na-Mg-K-Cl («deficitaria en sulfato mágnésico»). La evaporación total de la misma produce la siguiente secuencia de precipitación mineral: calcita, yeso, halita (silvita), carnalita, bischofita y kieserita (Spencer *et al.*, 1990).

Sedimentación potásica del Pleistoceno superior-Holoceno

En todo el subsuelo de la playa Qarhan, por debajo de la actual superficie, existe un depósito halítico generalizado de hasta 73 m de potencia, con un promedio de 40-50 m (figura 16.28a), muy pobre en sulfato y prácticamente sin carbonato (Sun Dapeng, 1990a). Este depósito está estructurado en 4 capas salinas principales, formadas durante el Pleistoceno superior-Holoceno, siendo la edad de su base de unos 54.000 años (Lowenstein *et al.*, 1994). En estas capas la halita presenta texturas muy modificadas por la disolución diagenética temprana, la cementación y el crecimiento desplazante. No obstante, se preserva algún nivel de halita primaria (texturas *hopper* y *chevron*) con cristales de tamaños desde milimétricos a centimétricos. Los sondeos implantados en la zona N del lago Dabusun registran carnalita asociada a halita en los 13 m superiores, coincidiendo con la máxima concentración de la salmuera intersticial (figura 16.28a). Por debajo de esta profundidad sólo se registra halita y carnalita, y pequeñas cantidades de yeso lenticular. Las capas de carnalita presentan cristales grandes (>1 cm), transparentes y anhedrales. Cuando esta carnalita está asociada a halita se comporta como un cemento diagenético. Todas estas litofacies son claramente diagenéticas. Casas *et al.* (1992) interpretan que la carnalita se ha formado por el hundimiento de salmueras superficiales, y subsiguiente enfriamiento.

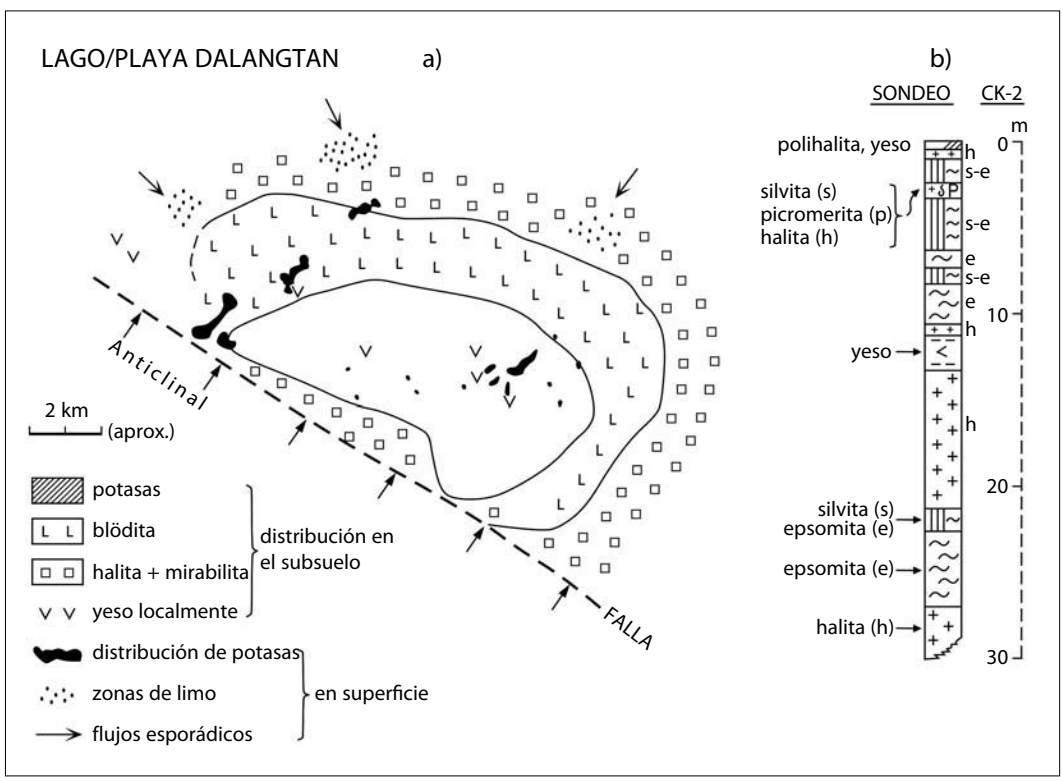


Figura 16.29. a) Distribución de facies potásicas en el subsuelo del lago Dalangtan. Modificado de Sun Dapeng, 1990, figura 3. b) Registro potásico de un sondeo representativo del subsuelo del lago Dalangtan. Modificado de Sun Dageng, 1990a, figura 2.

En relación con el resto de depósitos potásicos de la cuenca Qaidam, tanto actuales como antiguos (Pleistoceno superior-Holoceno), puede distinguirse dos tipos principales (Sun y Lock, 1990). Ambos están relacionados con los tipos hidroquímicos dominantes en la cuenca, y pueden presentar dispositivos tanto concéntricos como asimétricos: *a*) Clorurado: es el tipo más importante y presenta halita, carnalita, bischofita y silvita (tipo IV, figura 16.27a). Se desarrolla, además de en la playa Qarhan, en los lagos Dabusun, Mahai, Jiahu y Yiliping (figura 16.27b); los cloruros tienen siempre muy bajas concentraciones en Br (entre 3 y 24 ppm). *b*) Sulfatado: este tipo, de presencia más local, incluye silvita, carnalita, picromerita y polihalita, siempre asociadas a epsomita, blödita, mirabilita y yeso. Se desarrolla, entre otros lugares, en los lagos Dalangtan, Da Qaidam y en la zona W de la playa Qarhan. Los sondeos muestran alternancias de epsomita-silvita en el lago Dalangtan (figura 16.29) y de picromerita-mirabilita en el lago Da Qaidam.

Sulfatos sódicos: formaciones del Terciario ibérico

El tipo químico de salmueras dominado por el sulfato sódico es el más abundante en los ambientes continentales (Eugster y Hardie, 1978). Numerosos lagos y complejos de lagos salados actuales lo presentan, resultando por ello de gran interés económico y siendo objeto de intensa explotación, ya sea en sus precipitados naturales o directamente en sus salmueras. Muchos lagos efímeros y playas de Great Plains (W de Canadá; Last, 1984), Great Basin (W de Estados Unidos; Eugster y Hardie, 1978), Plateau del Tibet (Zheng Mianping, 1989), altiplanos andinos (Igarzábal, 1991), Australia central (Jacobson *et al*., 1988; Arakel *et al*., 1990; Arakel y Tian Hongjun, 1994), y Anatolia central (Karayazici, 1988) pertenecen a este tipo hidroquímico. Igualmente, algunos lagos profundos de Great Plains (Last, 1994) así como el golfo Kara Bogaz (mar Caspio), presentan estas características. Los minerales más frecuentes de este tipo hidroquímico son la glauberita, mirabilita y thenardita, además del yeso, anhidrita, halita y blödita (tabla 16.1).

Debido a la alta solubilidad del sulfato sódico (unos 500 g/l a 32 °C), la mirabilita puede cristalizar en capas potentes durante un ciclo anual de evaporación (hasta 1 m de potencia en las salinas de evaporación conectadas con el lago Aci, al W de Turquía). Igualmente, y debido a su carácter criófilo, la mirabilita también puede precipitar en invierno en lagos con quimismos más complejos y de un modo independiente de los precipitados mucho más variados del verano, como ocurre en Great Salt Lake (Utah, Estados Unidos). Una síntesis de la distribución mundial de yacimientos y ambientes lacustres actuales con sulfato sódico de interés industrial fue ofrecida por Ordóñez y García del Cura (1992). Más recientemente, y sobre esta misma temática, Garret (2001) ha presentado una obra extensa y fundamental.

En comparación con la abundancia mostrada por los lagos actuales, existen relativamente pocas formaciones antiguas con paragénesis de sulfato sódico. Un caso de excepción, que justifica su inclusión como ejemplo, lo constituyen los Terciarios continentales ibéricos (Ortí y Salvany, 1991; Ortí *et al*., 1992). En efecto, algunas de las grandes cuencas intracratónicas (Tajo, Calatayud) y de antepaís (Ebro) desarrolladas a lo largo del Terciario en la Península Ibérica presentan un amplio espectro de unidades evaporíticas caracterizadas por paragénesis con sulfato sódico, que son objeto de intensas explotaciones. Igualmente debe destacarse el interés de la Formación Kirmir en la cuenca miocena de Beypazary en Turquía (Ortí *et al*., 2002) y la presencia de capas de glauberita entre la sal del Oligoceno continental de la cuenca de Valence (fosa del Ródano; Dumas, 1988; Busson *et al*., 1992).

Una visión más completa y ampliada de las paragénesis con sulfato sódico del Terciario ibérico se obtiene considerando el conjunto de estas cuencas y estudiando comparativamente

todas sus unidades evaporíticas, desde el polo propiamente del sulfato cálcico (cuencas del Duero, Teruel y Depresión Intermedia) hasta el polo del sulfato sódico con cantidades variables de cloruros (cuencas del Ebro, Tajo y Calatayud). Sin duda, en este polo del sulfato sódico el mineral más frecuente y característico es la glauberita (Ortí, 2000). En el caso de la cuenca de Calatayud, la presencia de glauberita únicamente se registra en superficie como pseudomorfos en yeso secundario, aunque su presencia en el subsuelo es conocida mediante sondeos (Ortí y Rosell, 2000).

La anterior visión ampliada de las paragénesis ibéricas con sulfato sódico viene recomendada por el hecho de que 1) en las unidades evaporíticas de las cuencas terciarias referidas se observa con frecuencia el paso gradual entre las zonas marginales de sólo yeso/anhidrita a las zonas centrales de sulfatos sódicos con o sin cloruros, y 2) las facies yesíferas presentes en estas zonas marginales (yesos laminados, yesos bioturbados) son similares a las desarrolladas en las cuencas del polo del sulfato cálcico (Duero, Teruel, Depresión Intermedia). En el caso de la cuenca del Ebro, puede distinguirse claramente entre unidades correspondientes a lagos de baja concentración (polo del sulfato cálcico) y unidades correspondientes a lagos de alta concentración (polo del sulfato sódico): las primeras son pequeñas unidades yesíferas que se instalan a lo largo del margen sur de la cuenca, mientras que las segundas son grandes formaciones de sulfatos y cloruros que ocupan posiciones centrales (Ortí *et al.*, 1989).

Diversos factores, aún mal conocidos, pueden haber contribuido a esta distribución extensiva del quimismo con sulfato sódico en las cuencas lacustres del Terciario ibérico: *a*) la relativa similitud del conjunto de los sustratos rocosos de las cuencas terciaras referidas; *b*) el reciclaje de sulfatos cálcicos mesozoicos (triásicos, liásicos, cretácicos) y de cloruro sódico triásico en las formaciones terciarias continentales (Utrilla *et al.*, 1991, 1992); *c*) la ausencia o marcada pobreza de algunos fenómenos (volcanismo, magmatismo, hidrotermalismo) que pudieran haber contribuido a una mayor diversidad química de las salmueras lacustres durante el Oligoceno-Mioceno; *d*) la relativa uniformidad climática en estas cuencas durante el lapso de tiempo referido.

La observación del conjunto de litofacies presentes en las formaciones evaporíticas con sulfato sódico de estas cuencas terciarias nos lleva a considerar como primarios a los siguientes precipitados: a las litofacies de yesos bioturbados y de yesos laminados/bandeados de grano fino (gipsarenitas químicas; microselenitas); a la halita bandeada *hopper* y *chevron;* y a la glauberita transparente, tanto la de grano fino como la de mayores tamaños cristalinos, cuando se presenta en capas con poca matriz lutítica o carbonatada. A su vez, podemos considerar como precipitados diagenético-tempranos (intersticiales) a: la anhidrita nodular; la halita transparente, desplazante y cementante; la thenardita macrocristalina transparente y cementante; la glauberita con litofacies nodular y enterolítica; y la polihalita esferulítica y reemplazante.

Sólo en los precipitados que acabamos de referir como primarios se aprecian características seguras de cristalización libre en el seno de lámina de agua o sobre un fondo deposicional. En el conjunto de precipitados diagenético-tempranos, los crecimientos son fundamentalmente intrasedimentarios, dominando en ellos: *a*) las zonaciones causadas por la presencia de inclusiones sólidas; *b*) las recristalizaciones con pérdida de la fábrica deposicional y de las inclusiones fluidas primarias, y *c*) los crecimientos desplazantes, incorporativos, cementantes o poiquilíticos. Todo ello sugiere la frecuencia de los episodios de lámina de agua en posición subterránea en los ambientes deposicionales y la clara dominancia de las situaciones de lago efímero-llanura lutítica salina frente a las de lago permanente.

Una dificultad añadida en la interpretación sedimentológica de los sulfatos sódicos se presenta en la glauberita, debido a la escasez de litofacies y fábricas cristalinas que indiquen inequívocamente su cristalización bajo lámina de agua. Hardie (1968) interpretó la glauberita de la playa Saline Valley (California) como producto de la reacción del yeso con las salmueras

intersticiales. En los lagos profundos del W del Canadá, con importante precipitación de mirabilita, la glauberita se presenta sólo en mínimas cantidades (Last, 1994) y, de hecho, no hay citas en el conjunto de aquellos lagos actuales, ya sea profundos o someros, de que este mineral precipite de un modo significativo bajo lámina de agua. Posiblemente, muchos crecimientos de glauberita han ocurrido tras la disolución estacional de fases metastables (mirabilita) y el hundimiento de las soluciones resultantes a posiciones intersticiales (véase una discusión al respecto en Ortí, 2000). Ello no obstante, varios trabajos recientes han mostrado evidencias de un origen primario para ciertas texturas de la glauberita, en particular las texturas con granoclasificación de origen químico y texturas de cristales transparentes en láminas y capas sin matriz sedimentaria acompañante (Mees, 1999, en el sistema paleolacustre del Holoceno en la cuenca de Taoudenni-Agorgott, Mali; Ortí *et al.*, 2002, en la Fm. Kirmir del Mioceno del W de Turquía; Salvany *et al.*, 2007, en la Fm. Zaragoza del Mioceno de la cuenca del Ebro).

Una dificultad similar se presenta en relación con el origen de la thenardita, que con frecuencia se asocia en la literatura a un precursor de mirabilita. Así, la thenardita podría haberse generado principalmente durante el enterramiento a partir de capas primarias de mirabilita. Un ejemplo de este origen puede encontrase en las capas de thenardita de la Fm. Kirmir (Mioceno, W de Turquía; Ortí *et al.*, 2002), objeto de explotación.

Algunos hechos diagenéticos, tempranos o tardíos, complican aún más la visión deposicional de estas formaciones de sulfatos sódicos del Terciario ibérico: *a*) la frecuente anhidritización de los sulfatos (yeso, glauberita), que ocurre de un modo muy inicial; *b*) la polihalitización, igualmente temprana, de sulfatos y halita, aunque sólo en determinadas formaciones; *c*) la yesificación en superficie (durante la exhumación) de varios sulfatos precursores, como anhidrita, glauberita y polihalita; *d*) la anhidritización meganodular del yeso primario en las zonas marginales de muchas unidades evaporíticas (Ortí, 1988); *e*) la silicificación de las unidades evaporíticas de borde de cuenca, de carácter muy temprano, en general (Ortí *et al.*, 1997). El conocimiento de todos estos procesos de transformación diagenética es esencial para comprender adecuadamente la sedimentología de estas formaciones de sulfatos cálcicos y sódicos. Por otro lado, quizá también algunos sulfatos con Mg o K (blödita, epsomita) pudieron formarse de un modo metastable en los ambientes lacustres originales, aunque no se ha observado pseudomorfos atribuibles a tales minerales. De todos ellos, el único registro preservado sería la polihalita, como fase diagenética estable (Ortí y Pueyo, 1980).

Tipo hidroquímico sulfatado cálcico

Este tipo está ampliamente desarrollado en los Terciarios lacustres ibéricos y está dominado por la presencia de yeso y, en menor medida, anhidrita. Los principales ambientes deposicionales son: *a*) lagos someros, en los que se presentan diversas facies de yesos, y *b*) playas, caracterizadas por la presencia de anhidrita nodular y enterolítica. En algunos casos, no obstante, se han documentado lagos más profundos con sedimentación de láminas de pellets de yeso primario y de turbiditas yesíferas (Yesos de Libros; Ortí *et al.*, 2003) (figura 16.30a).

Según las litofacies de los sulfatos y los sedimentos acompañantes, pueden distinguirse varios tipos de formaciones:

1. *Formaciones dominadas por litofacies de yesos laminados*. En estas formaciones los yesos laminados pueden intercalar niveles de yesos seleníticos, o bien alternar con litofacies de anhidrita bandeado-nodular. En general, no se presenta sílex asociado a estas litofacies. Como ejemplos puede citarse los Yesos de Clariana (cuenca del Ebro, Eoceno superior, Barcelona; Ortí *et al.*, 2007) y la parte central de los Yesos de Benamaurel (cuenca de Baza, Plio-Pleistoceno; Gibert *et al.*, 2007). Localmente, no obstante, exis-

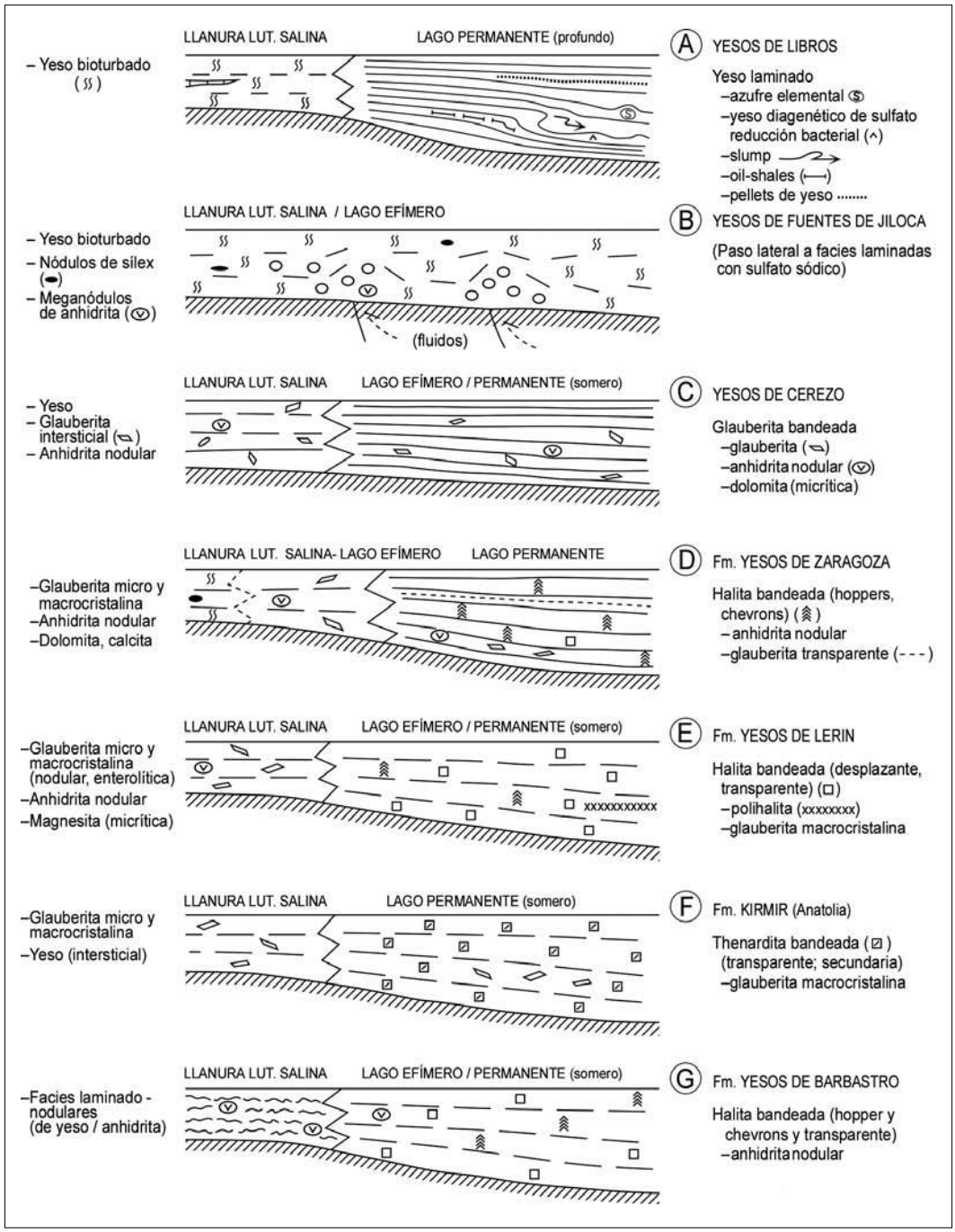


Figura 16.30. Esquemas interpretativos, sin escala, de los ambientes lacustres correspondientes a diversas formaciones del Terciario ibérico caracterizadas por la presencia de minerales con sulfato cálcico (A, B) y sulfato sódico (C, D, E). Las formaciones son principalmente de la cuenca del Ebro, aunque se incluyen otras de las cuencas de Calatayud y Teruel, además de una formación miocena de Turquía (F). También se incluye una formación de alta concentración (G) en la que se presenta cloruro sódico, en ausencia de minerales de sulfato sódicos. Véase explicación en el texto. Los esquemas corresponden a los momentos de mayor salinidad (en las épocas de dilución estos cuerpos lacustres pueden registrar sedimentaciones evaporíticas muy diferentes de las aquí representadas). A: basado en Ortí *et al*. (2003). B: basado en Ortí y Rosell (2000). C: basado en Ortí (1982) y Ortí *et al*. (1979). D: basado en Ortí (1990) y Salvany *et al*. (2007). E: basado en Ortí y Salvany (1991) y Salvany y Ortí (1994). F: basado en Ortí *et al*. (2002). G: basado en Sáez y Salvany (1990).

ten indicios en alguna de estas unidades de la presencia de sal o de sulfato sódico, que sugieren que el tipo hidroquímico puede ser más complejo; un ejemplo de esta situación serían los Yesos de Talavera (cuenca del Ebro, Eoceno superior, Barcelona), donde son conocidas aguas subterráneas de carácter sulfatadosódico (Ortí *et al.*, 2007).

2. *Formaciones dominadas por litofacies de yesos laminados que se acompañan de abundante materia orgánica (diatomitas, pizarras bituminosas) y yacimientos de azufre nativo* (figura 16.30a). Ejemplos son: los Yesos de Libros (Mioceno, cuenca de Teruel; Anadón *et al.*, 1989, 1995; Ortí *et al.*, 2003); los Yesos de la Minas de Hellín (Tortoniense, Calvo y Elízaga, 1990; Servant-Vildary *et al.*, 1990); y los Yesos de Benamaurel (Plio-Pleistoceno, cuenca de Baza; Gibert *et al.*, 2007).
3. *Formaciones dominadas por litofacies de yeso bioturbado*. Es muy frecuente que el yeso de estas formaciones se presente con abundante sílex nodular. Entre otras muchas formaciones, cabe citar las siguientes: unidades marginales de la cuenca del Ebro (de edades comprendidas entre el Eoceno y el Mioceno; Ortí *et al.*, 1989, 2007); unidades de la Depresión Intermedia (cuenca de Loranca; Bustillo y Díaz Molina, 1980); Unidad Intermedia de la cuenca del Tajo (en sus zonas marginales; Rodríguez Aranda, 1994); y algunas unidades de las cordilleras Béticas (Playà *et al.*, 2000). Entre las formaciones que no presentan sílex asociado al yeso bioturbado, o lo presentan en muy baja proporción, cabe citar las diversas unidades yesíferas de la cuenca de Teruel (Anadón *et al.*, 1995; Ortí *et al.*, 2003) y los Yesos de Ninyerola (Depresión de Valencia, Mioceno; Ortí y Rosell, 2007). Es frecuente la presencia de meganódulos de yeso secundario en el seno de las unidades o facies de yesos bioturbados que ocupan posiciones de margen de cuenca; algunos ejemplos son: las unidades marginales de la cuenca del Ebro (Eoceno a Mioceno; Ortí, 1990; Salvany *et al.*, 1994; Ortí *et al.*, 2007), los Yesos de Fuentes de Jiloca (cuenca de Calatayud; Ortí et al., 1994) y los Yesos de Ninyerola (Ortí y Rosell, 2007) (figura 16.30b). Finalmente, las facies de yeso bioturbado suelen también desarrollarse como facies marginales en lagos del tipo sulfatado sódico; como ejemplo puede citarse los Yesos de Fuentes de Jiloca, en la cuenca de Calatayud (Mioceno; Ortí y Rosell, 2000).
4. *Formaciones con litofacies de yesos detríticos*. Algunos ejemplos son: la Unidad Intermedia (cuenca del Tajo; Sanz *et al.*, 1994) y algunas unidades de la cuenca del Duero (Mediavilla y Dabrio, 1986; Armenteros, 1991).

Para el caso de la cuenca del Ebro, recientemente han sido ofrecidos esquemas interpretativos de los subambientes deposicionales tanto en las formaciones dominadas por yesos laminados como en las dominadas por yesos bioturbados (Ortí *et al.*, 2007). Esquemas similares para una formación dominada por yesos laminados que se acompañan de materia orgánica y yacimientos de azufre han sido ofrecidos para el caso de la cuenca de Baza (Yesos de Benamaurel; Gibert *et al.*, 2007).

Tipo hidroquímico sulfatado sódico

Este tipo general es mucho más variado que el sulfatado cálcico, y en él podemos hacer algunas distinciones:

- Hidroquímica: Ca, Na/SO_4 (figura 16.30c).
  Asociación mineral: *yeso, glauberita, anhidrita* (con dolomita, y en ausencia de halita y thenardita). Ejemplo: Yesos de Cerezo (Mioceno, cuenca del Ebro; Menduiña *et al.*, 1984; Ortí, 1990).

- Hidroquímica: Ca, Na/SO_4, Cl (figura 16.30d).

  Asociación mineral: *yeso, glauberita, anhidrita, halita* (con dolomita y en ausencia de thenardita). Ejemplos: Yesos de Zaragoza (Mioceno inferior; Mandado, 1987; García-Veigas *et al.*, 1994; Salvany *et al.*, 2007); Yesos de Falces (Oligoceno, cuenca del Ebro; Salvany, 1990); Yesos de Calatayud (Mioceno inferior; Ortí y Rosell, 2000).
- Hidroquímica: Ca, Na, (Mg, K)/SO_4, (Cl) (figura 16.30e).

  Asociación mineral: *yeso, anhidrita, glauberita, halita, polihalita* (con magnesita y en ausencia de thenardita). Ejemplos: Yesos de Lerín (Mioceno basal, cuenca del Ebro; Salvany y Ortí, 1994); Unidad Salina (Mioceno inferior, cuenca del Tajo, excluido el episodio thenardítico de techo; Ortí *et al.*, 1979; García del Cura *et al.*, 1979).
- Hidroquímica: Na, Ca/SO_4.

  Asociación mineral: *thenardita/mirabilita, glauberita* (con yeso, anhidrita y magnesita). Ejemplo: episodio thenardítico al techo de la Unidad Salina (Mioceno inferior, cuenca del Tajo).

  Un ejemplo adicional de esta misma hidroquímica, aunque en un dominio no ibérico, es la Fm. Kirmir (cuenca de Beypazari, Mioceno, Turquía; Ortí *et al.*, 2002) (figura 16.30f).

Como complemento a los ejemplos anteriores, aunque con un tipo hidroquímico clorurado sódico (desprovisto de minerales de sulfato sódico), puede citarse las unidades de Yesos de Barbastro y Yesos de Puente La Reina (Oligoceno, cuenca del Ebro; Sáez y Salvany, 1990). La hidroquímica sería de Ca, (Na)/SO_4, Cl, y la asociación mineral está formada por yeso, anhidrita y halita (figura 16.30g). Algunas unidades neógenas de las cordilleras Béticas también presentan estas características (Playà *et al.*, 2000).

En general, en todas las unidades arriba citadas que corresponden al tipo hidroquímico de sulfato sódico se observa su instalación lacustre directa sobre una llanura lutítica roja, y sólo muy rara vez se aprecia que estas unidades derivan de la evolución de un cuerpo lacustre preexistente, ya sea carbonatado o de sedimentos varvados arcillosos u orgánicos.

Boratos lacustres (Turquía; NW Argentina)

Los boratos constituyen un grupo mineral muy amplio (más de 150 especies; Sureda, 1991) que da lugar a depósitos de interes económico (tabla 16.1). Aunque existen varios tipos de yacimientos de boratos, los principales son los sedimentarios evaporíticos de origen continental (y en menor grado, los de origen marino). Tanto los boratos de los ambientes lacustres actuales como los de las formaciones antiguas presentan una serie de particularidades que al ser comparadas con las de otros grupos químicos evaporíticos (carbonatos, sulfatos, cloruros) permiten comprender mejor los diversos aspectos deposicionales y diagenéticos del conjunto de las evaporitas. Síntesis sobre las formaciones de boratos sedimentarios fueron presentadas, entre otros trabajos, en los de Alonso (1991) y Kistler y Helvaci (1994). Más recientemente, la obra de Garret (1998) resulta fundamental para el estudio de los boratos.

Las cuencas lacustres con boratos son conocidas desde el Oligoceno hasta la actualidad. Estas cuencas se sitúan en áreas muy concretas, ligadas a la acción de los fluidos hidrotermales o volcanogénicos, a los sustratos litológicos regionales enriquecidos en boro (algunos macizos plutónicos, desde ácidos a básicos; algunas formaciones volcánicas y piroclásticas), a los climas áridos/semiáridos y, con frecuencia, también a las bajas temperaturas.

En relación con las salmueras boratíferas lacustres, los minerales de borato pueden precipitar en un amplio espectro de salinidades y en diferentes tipos hidroquímicos, desde carbonatados a clorurados de alta concentración. Los principales boratos de las formaciones conti-

nentales son de Ca y Na, en menor grado de Mg, y sólo en pequeñas cantidades de Sr y As. Por el contrario, los boratos ligados a formaciones evaporíticas marinas antiguas, principalmente del Zechstein europeo, son dominantemente magnésicos y suelen precipitar en los estadios de concentración más avanzados de las salmueras (asociados a carnalita y bischofita), por lo que tradicionalmente se les ha considerado como los «productos finales» de la evaporación del agua marina (Valyashko, 1970).

Las principales regiones boratíferas con precipitación actual de control evaporítico son: *a*) los salares de los altiplanos andinos (Argentina, Bolivia, Perú, Chile); *b*) las playas y lagos salados del desierto Mojave y de Death Valley (California); *c*) los lagos salados del Plateau Qinghai-Xizang (Tibet), y *d*) la región del lago Inder (N del Caspio). En estas regiones la sedimentación de boratos ocurre en diferentes ambientes: 1) en las proximidades a las surgencias boratíferas, frecuentemente hidrotermales, en forma de conos o abanicos *(spring apron deposits);* 2) en el subsuelo de determinadas playas salinas, y 3) en las orillas (y más raramente en los fondos) de numerosos lagos efímeros y de unos pocos lagos permanentes, estos últimos más profundos y de mayor tamaño. En todos estos ambientes las soluciones boratíferas pueden presentarse intercaladas entre lutitas y niveles volcanoclásticos, dando lugar a depósitos exclusivamente de boratos. Sin embargo, más frecuentemente se mezclan con soluciones evaporíticas y con salmueras diversas y a diferentes grados de concentración, dando lugar a paragénesis de boratos con otros minerales evaporíticos.

Las facies desarrolladas por los boratos son en todo comparables a las de las restantes evaporitas, en particular los sulfatos. Así, se distinguen litofacies laminadas, bandeadas, masivas, nodulares y meganodulares, enterolíticas, columnares-verticales, macrocristalinas intersticiales, etc. Las texturas van desde micro a macrocristalinas, así como fibrosas, y desde desorientadas a en agregados esferulíticos y fibroso-radiales de orden decimétrico, pasando por las texturas porosas y vacuolar/cavernosas. Algunas de estas litofacies pueden dar lugar a alternancias de tipo cíclico, ya sea entre los propios boratos o entre éstos y otras litologías (carbonatos, sulfatos, lutitas, niveles piroclásticos y cenizas volcánicas). Igualmente, estas litofacies dan lugar a cinturones típicamente organizados en función de la solubilidad, es decir, del gradiente de concentración.

De los boratos más frecuentes presentes en los medios evaporíticos continentales actuales sólo alguno de ellos, particularmente el bórax, da lugar a depósitos sedimentarios y texturas cristalinas inequívocamente de precipitación subacuática. Otros boratos, como priceíta, ulexita, probertita e hidroboracita, pueden presentar ocasionalmente láminas de grano muy fino que también podrían atribuirse a precipitación subacuática. El resto de boratos, en general, presenta litofacies de más difícil interpretación o litofacies propias de crecimientos intersticiales, en particular las nodulares. Igualmente, estos minerales pueden mostran reemplazamientos mutuos.

En los ambientes boratíferos del Holoceno se observa que algunos boratos son muy frecuentes (bórax, tincalconita, ulexita), otros son de presencia más esporádica (inyoita, meyerhofferita, hidroboracita, kurnakovita, inderita) y otros están prácticamente ausentes (colemanita, priceíta, probertita, kernita). No obstante, la comparación de estas ocurrencias con las de las formaciones neógenas revela algunos aspectos de gran interés genético (figura 16.31). En efecto, en los depósitos antiguos: *a*) la colemanita es el borato cálcico más importante; *b*) otros boratos, como inyoita, probertita, priceíta y howlita están más representados que en los medios actuales; *c*) la kernita está invariablemente ligada al bórax, existiendo el siguiente ciclo de transformaciones (sedimentación-enterramiento-exhumación): bórax (primario)-kernita (de remplazamiento)-bórax (secundario); *d*) es frecuente el reemplazamiento en superficie, bajo la acción de las aguas meteóricas, de varios boratos (colemanita, bórax, priceíta, etc.) por carbonatos, en particular por la calcita, y con frecuencia este reemplazamiento ocurre de un modo pseudomórfico.

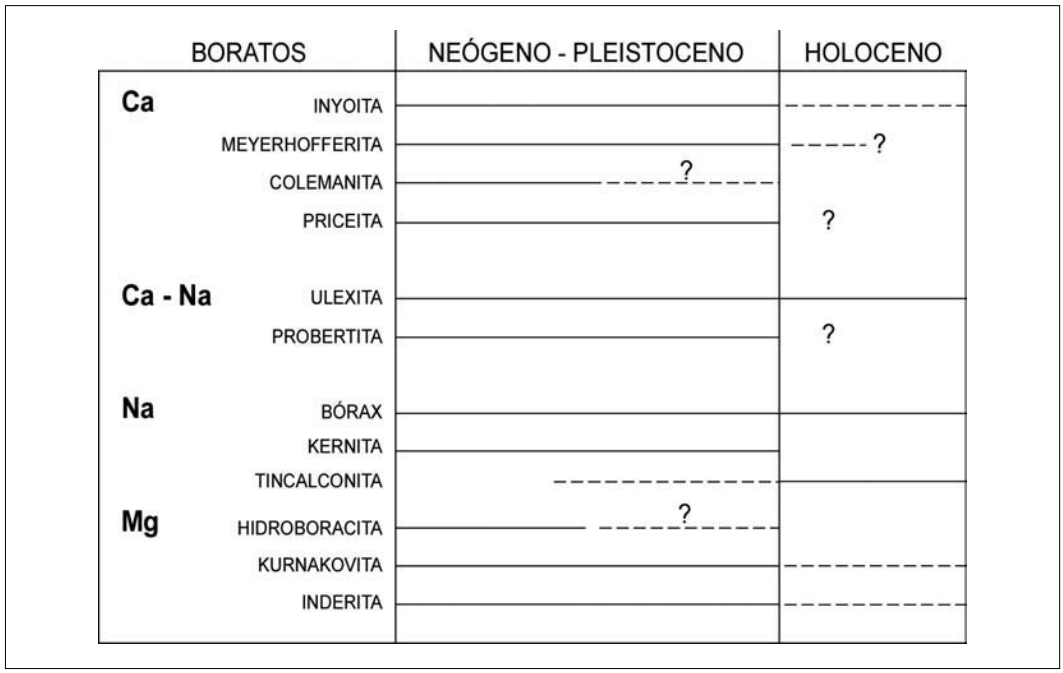


Figura 16.31. Distribución de los boratos más frecuentes en los depósitos actuales y en los neógenos (basado, en parte, en Alonso, 1986, lámina 30).

De acuerdo con lo anterior, y en particuar con la distribución mineral de las formaciones neógenas, los principales boratos de interés petrológico (formadores de roca o de yacimientos de interés económico) son la colemanita, la ulexita, la probertita, la hidroboracita, el bórax y en menor medida la kernita. Varios de los procesos citados anteriormente, en particular las reacciones de hidratación-deshidratación de los boratos de un mismo quimismo, son similares a los procesos diagenéticos que experimentan las evaporitas más comunes (sulfatos y cloruros).

El estudio de los sistemas de equilibrio químico entre el borato, los diferentes cationes y el agua (Hanshaw, 1963; Christ *et al*., 1967; Inan *et al*., 1973) ha resuelto sólo algunos de los muchos aspectos inciertos en la interpretación de las paragénesis de estos minerales. Así: *a*) en relación con el principal grupo cálcico (inyoita, meyerhofferita, colemanita) se observa que las condiciones de precipitación directa de la fase anhidra (colemanita) son difíciles de alcanzar en los ambientes sedimentarios actuales (figura 16.32b). Por ello, ha sido ampliamente invocada en la literatura la génesis de colemanita a partir de la deshidratación de la inyoita o de la disolución incongruente de la ulexita. Algo similar puede decirse de la probertita respecto de la ulexita en la serie de boratos de Na/Ca (figura 16.32a). Ello no obstante, la dominancia en las formaciones neógenas de algunas de estas fases, en particular de la colemanita, hace que se haya generado una larga controversia en torno a su posible origen primario (Helvaci y Ortí, 1998; Ortí y Alonso, 2000). En los sulfatos, situaciones similares se conocen para la anhidrita, omnipresente en el subsuelo y cuya génesis no pudo aclararse hasta la década de los sesenta del pasado siglo, tras su hallazgo en los ambientes actuales de la costa S del golfo Pérsico (Shearman, 1966).

Algunas de las condiciones para la precipitación de los boratos a bajas temperaturas han sido resumidas por Sun Dapeng y Li Bingxiao (1993) en su experimentación —implicando períodos de observación superiores al decenio— con salmueras de lagos boratíferos del Plateau del Tibet:

a) *Equilibrio estable*. Sólo el bórax precipita en laboratorio en condiciones metastables (rápidas). Muchos de los demás boratos requieren condiciones muy estables y largos

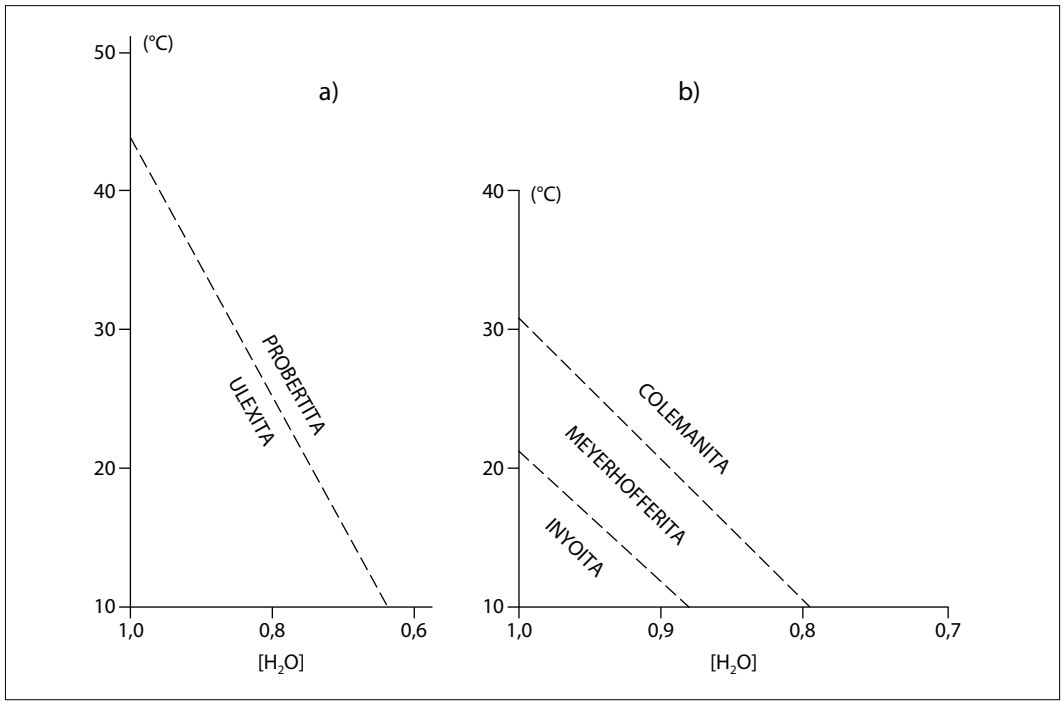


Figura 16.32. a) Estabilidad de algunos boratos de Ca en relación con la temperatura y la actividad del agua (simplificado de Barker y Barker, 1985, fig. 10). b) Estabilidad de boratos de Ca/Na en función de la temperatura y la actividad del agua (simplificado de Barker y Barker, 1985, figura 11).

períodos de tiempo (entre meses y varios años) para precipitar y, cuando lo hacen, suceder a los restantes grupos minerales que han precipitado previamente (carbonatos, sulfatos, cloruros). Por ello, se cree que dichos boratos no se formarían como precipitados primarios directos sobre fondos deposicionales, sino a partir de salmueras intersticiales en el seno de una matriz o sedimento encajante al que pueden desplazar, reemplazar o incorporar, adquiriendo litofacies y disposiciones geométricas de «aspecto secundario» (Sun Dapeng, 1990b). En los sulfatos evaporíticos, un comportamiento similar es conocido en minerales como anhidrita y polihalita, y en algunos casos glauberita, frente al comportamiento del yeso.

b) *Bajas temperaturas*. Muchos boratos tienen un comportamiento criófilo, precipitando preferentemente en invierno, haciéndolo conjuntamente con la mirabilita. Estos precipitados pueden mostrar una estructuración controlada por la acción capilar.

c) *Hidroquímica y estadio de concentración*. Preferentemente, el bórax precipita en aguas de tipo carbonatado, y en general está asociado a la mirabilita así como a diferentes carbonatos alcalinos (soda, trona, nahcolita). La ulexita se asocia a carbonato, mirabilita, yeso y halita. En general, muchos boratos (y en particular los de Mg) precipitan en aguas del tipo sulfatado en un amplio rango de concentraciones, desde los estadios más iniciales hasta el de la bischofita; sin embargo, lo más frecuente es que lo hagan antes del estadio de concentración del sulfato magnésico.

d) *Mezcla de salmueras*. En los lagos y playas actuales la precipitación de boratos viene facilitada por la mezcla de salmueras, en particular la mezcla de soluciones relativamente diluidas pero ricas en boro (de fuentes termales) con las de lago o playa (intersticiales), más concentradas pero de menor contenido en boro. De este modo, los boratos precipitan preferentemente en las orillas lacustres, en la proximidad a las surgencias, y frente a las desembocaduras de ríos con aguas de alto contenido en este elemento.

e) *Suministro continuado de soluciones boratiferas*. El aporte continuado y de larga duración de estas soluciones a los medios lacustres y playas es imprescindible para la sedimentación de cantidades apreciables de boratos. En muchos de los ambientes actuales es posible que esta situación se haya dado durante todo el Holoceno.

El estudio de la razón isotópica $\delta^{11}B$ en los boratos sedimentarios ha recibido cierta atención (Yingkai Xiao *et al*., 1992; Vengosh *et al*., 1995). Estas determinaciones han sido utilizadas para discriminar entre depósitos de origen marino y lacustre (Vengosh *et al*., 1992), presentándose valores más altos de dicha razón isotópica en los primeros que en los segundos.

Formaciones neógenas

Las formaciones lacustres evaporíticas del Neógeno constituyen los recursos principales en boratos de interés para la industria. Entre otros muchos trabajos, las formaciones de Sudamérica, en particular de la Puna Argentina, han sido resumidas por Alonso (1991, 1997); las de Anatolia (Turquía) han sido tratadas por Helvaci (1977, 1995) e Inan *et al*. (1973); y las del W de Estados Unidos por McAllister (1970) y Baker and Baker (1985). Una visión de conjunto de todas estas formacines se ofrece en Kistler y Helvaci (1994) y en Garret (1998).

Las anteriores formaciones son principalmente de boratos cálcicos (colemanita, inyoita), sódico-cálcicos (ulexita y probertita), sódicos (bórax y kernita) y, en menor grado, magnésicos (hidroboracita; Ortí y Alonso, 2000). La mayor importancia económica, no obstante, reside en las grandes explotaciones de bórax en Boron (Kramer; W de Estados Unidos) y en Kirka (Turquía), seguidas de las de colemanita en Turquía (distritos de Bigadiç y Emet). Los estudios de los frentes de extracción y de los sondeos practicados en todas estas formaciones han permitido conocer con cierto detalle los cinturones de facies y los ciclos sedimentarios desarrollados por los boratos lacustres.

Ejemplos de cinturones de facies en boratos de Ca y Na

La organización sedimentaria de estos boratos muestra zonaciones basadas en la solubilidad mineral y en la existencia de gradientes laterales de concentración en los ambientes originales. Esta zonación puede oscilar desde el caso más simple, de sólo un borato cálcico, hasta el más complejo, con un borato sódico bien diferenciado en el centro de una formación boratífera. Igualmente, esta zonación se encuentra en la vertical, dando lugar a ciclos sedimentarios entre los propios boratos, entre lutitas-boratos, o entre carbonatos-boratos, o entre boratos-sulfatos. En este sentido, estos boratos muestran un comportamiento similar al de los sulfatos de Ca y Na.

A continuación se ofrecen ejemplos de sucesiones deposicionales y cinturones de facies en los boratos de Ca y Na de las formaciones neógenas de Argentina, Turquía y California. Los esquemas interpretativos del ambiente lacustre deposicional (figura 16.33) se refieren al estadio de mayor concentración de la solución boratífera. La precipitación «libre» de estos boratos sólo se atribuye a las facies laminadas de centro de cuenca lacustre para unos pocos minerales como bórax, ulexita/probetita, o hidroboracita. Para el resto de litofacies presentes en los cinturones de facies, se interpreta que su crecimiento pudo darse intersticialmente en los márgenes lacustres o bien en posición más central pero durante exposiciones subaéreas. Una discusión sobre el origen deposicional (primario) o diagenético de la zonación mineral en las formaciones boratíferas puede encontrarse en Helvaci y Ortí (2004).

- Hidroquímica: Ca/borato (figura 16.33a)
  Asociación mineral: colemanita
  Ejemplo: parte marginal del distrito Emet (Turquía)
  Referencia: Helvaci y Firman (1976)
  Sucesión vertical: colemanita

- Hidroquímica: Ca, Na/borato
  Asociación mineral: inyoita, ulexita (figura 16.33b)
  Ejemplo: Lagunita Playa (Argentina)
  Referencia: Helvaci y Alonso (1994; figura 3)
  Sucesión vertical (de base a techo): colemanita-inyoita
  Asociación mineral: colemanita, ulexita (figura 16.33c)
  Ejemplo: distrito de Bigadiç (W Anatolia, Turquía)
  Referencia: Helvaci y Alaca (1991)
  Sucesión vertical (b. a t.): colemanita-ulexita-colemanita
  Asociación mineral: colemanita, ulexita, probertita (figura 16.33d)
  Ejemplo: Formación Furnace Creek (California)
  Referencia: Mc Allister (1970)
  Sucesión vertical (b. a t.): colemanita-ulexita-probertita-ulexita-colemanita

- Hidroquímica: Na, (Ca)/borato
  Asociación mineral: colemanita, ulexita, bórax (figura 16.33e)
  Ejemplo: Formación Kirka (Anatolia central, Turquía)
  Referencias: Inan *et al*. (1973; figura 11); Helvaci y Ortí (2004)
  Sucesión vertical (b. a t.): colemanita-ulexita-bórax-ulexita-colemanita
  Asociación mineral: colemanita, ulexita, bórax, kernita
  Ejemplo: Boron (Kramer), California
  Referencias: Kistler y Helvaci (1994; figura 4); Bowser y Dickson (1966)
  Sucesión vertical (b. a t.): ?-ulexita-bórax (+kernita)-ulexita-colemanita
  Asociación mineral: colemanita, inyoita, ulexita, bórax (figura 16.33f)
  Ejemplo: Loma Blanca, Fm. Sijes (Puna Argentina)
  Referencia: Alonso *et al*. (1988, figura 3)
  Sucesión vertical (b. a t.):
  colemanita-inyoita-ulexita-bórax-(ulexita-inyoita-ulexita-borax)-ulexita-inyoita
  Asociación mineral: inyoita, ulexita, bórax
  Ejemplo: Tincalayu (Puna Argentina)
  Referencia: Alonso (1986)
  Sucesión vertical (b. a t.): (?)-bórax-ulexita-inyoita

En estos ejemplos se aprecia la tendencia a una secuencia con la siguiente evolución vertical cíclica:

borato Ca – borato Ca/Na – borato Na – borato Ca/Na – borato Ca

La sucesión puede ser completa y simétrica (Kirka) o bien asimétrica, faltando entonces alguno (Boron) o algunos (Tincalayu) de los términos basales. También puede ser completa pero con repeticiones de algunos términos (Loma Blanca). En las sucesiones en las que interviene el bórax, el depósito principal en volumen corresponde siempre a este mineral (+kernita), que ocupa la posición central, siendo subordinados los boratos con Ca (colemanita, inyoita, ulexita).

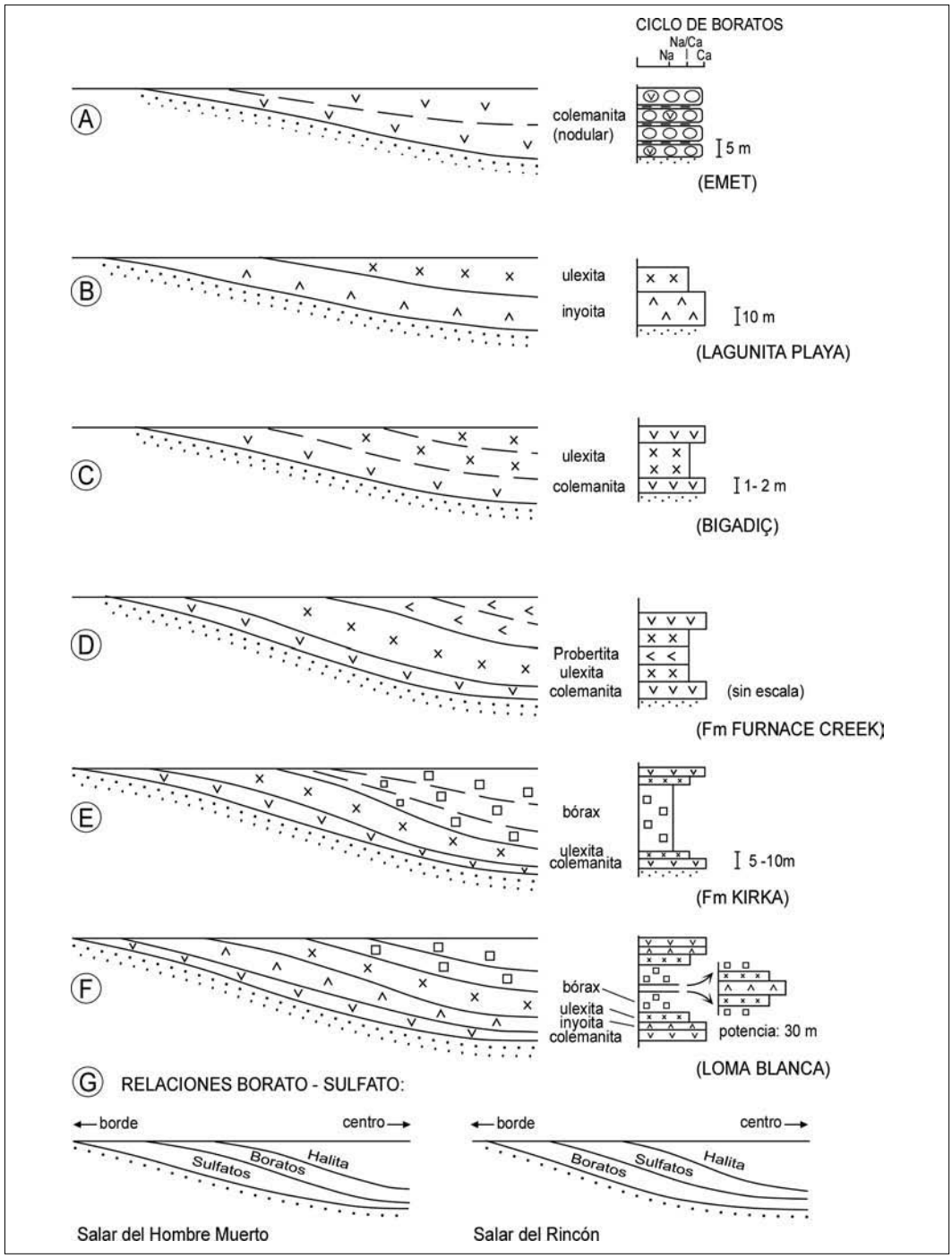


Figura 16.33. a-f) Ejemplos (simplificados) de ciclos deposicionales en boratos (parte derecha de la figura) con las correspondientes interpretaciones de los cinturones lacustres (parte izquierda). En estas interpretaciones se refleja sólo el estadio de máxima concentración. g) Ejemplos de relaciones entre boratos y sulfatos en salares de la Puna Argentina (véase explicación en el texto). A: basado en Helvaci y Ortí (1998). B: basado en Helvaci y Alonso (1994). C: basado en Helvaci y Ortí (1998). D: basado en Mc Allister (1970). E: basado en Helvaci y Ortí (2004). F: basado en Alonso *et al.* (1998).

Estas sucesiones son claramente químico-evaporíticas y están de acuerdo con las solubilidades de estos boratos (la más baja para la colemanita y la más alta para el bórax). Ello implica una evolución continua del quimismo en el cuerpo boratífero, con una primera mitad de concentación progresiva (hacia borato de Na) y otra mitad superior de dilución (hacia borato

de Ca). Por otro lado, la secuencia se organiza independientemente de que la salmuera sea aflorante y en ocasiones de cierta profundidad (ello sólo ocurre en algunos casos de los depósitos de bórax, probertita o hidroboracita), o somera e incluso intersticial (en el resto de boratos, en general).

Los casos de relación genética entre boratos y sulfatos son frecuentes en los lagos y playas actuales, pero más raros en los depósitos antiguos. En la región de la Puna Argentina han sido ofrecidas estas dos relaciones diferentes en los salares actuales (figura 16.33g):

En el Salar del Rincón, Igarzábal (1991) describe la siguiente sucesión, de borde a centro:

boratos – sulfatos – halita

y en el Salar del Hombre Muerto, así como en la Fm. Sijes (neógena), Alonso (1991) describe la siguiente relación, de borde a centro:

sulfatos – boratos – halita

En el caso de las formaciones neógenas, y para el área sur del distrito de Emet (Anatolia), Helvaci y Firman (1976) interpretan esta sucesión lacustre, de borde a centro:

carbonatos – sulfatos (yeso) – boratos (colemanita)

aunque recientemente también se han encontrado indicios en este mismo distrito de una sucesión de boratos – sulfatos – cloruros.

En la Fm. Sijes (Mioceno, Puna Argentina), Ortí y Alonso (2000) describen la sucesión siguiente, de borde a centro lacustre:

yeso – yeso (+colemanita) – yeso (+ hidroboracita) – hidroboracita

En la cuenca de Sultancayir, del Mioceno de Turquía, Ortí *et al*. (1998) describen la asociación de:

yeso – priceíta (+ howlita)

Así pues, los boratos en las soluciones sulfatadas pueden precipitar en un amplio margen de salinidades, y en paragénesis y sucesiones verticales cuya predicción requiere estudios particulares.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R. N. (1986): *Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina*. Tesis Doctoral, Univ. Salta, Argentina.

— (1991): Evaporitas neógenas de los Andes Centrales. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos*. *Estudi General,* 2, Univ. Barcelona, 267-329.

Alonso, R. N.; Helvaci, C.; Sureda, R. J. y Viramonte, J. G. (1988): A new Tertiary borax deposit in the Andes. *Min. Depos.,* 23, 299-305.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Julià, R.; Roca, E. y Rosell, L. (1989): Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European rift system). *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.,* 70, 7-28.

Anadón, P.; Orti, F. y Rosell, L. (1995): *Unidades evaporíticas de la zona de Libros-Cascante (Mioceno, cuenca de Teruel): características estratigráficas y sedimentológicas*. XIII Congr. Sed., Teruel, junio 1995, Com., 135-136.

Arakel, A. (1980): Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman Lagoons, Western Australia. *J. Sed. Petrol.,* 50 (4), 1305-1326.

Arakel, A. V.; Jacobson, G. y Lyons, W. B. (1990): Sediment-water interaction as a control on geochemical evolution of playa lake systems in the Austalian arid interior. En F. Comín y T. G. Northcote (eds.), *Saline Lakes. Hydrobiologia,* 197, 1-12.

Arakel, A. V. y Tian Hongjun (1994): Seasonal evaporite sedimentation in desert playa lakes of the Karinga Creek drainage system, Central Australia. En R. W. Renaut y W. M. Last (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient saline lakes. SEPM Spec. Publi.,* 50, 91-100.

Armenteros, L. (1991): Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la Cuenca terciaria del Duero (sector centrooriental, Valladolid-Peñafiel-Sacramenia-Cuéllar). *Acta Geol. Hisp.,* 26 (2), 97-131.

Ayora, C.; García Veigas, J. y Pueyo, J. J. (1994): The chemical and hydrological evolution of an ancient potash-forming evaporite basin as constrained by mineral sequence, fluid inclusión composition and numerical simulation. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 58 (16), 3379-3394.

Ayora, C.; Taberner, C.; Pierre, C. y Pueyo, J. J. (1995): Modeling the sulfur oxygen isotopic composition of sulfates through a halite-potash sequence: Implications for the hydrological evolution of the Upper Eocene Southpyrenean Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 59 (9), 1799-1808.

Bąbel, M. (1985): Growth and sedimentary environment of large gypsum crystals of the Nida-Gypsum Plateau. En Z. Belka, B. A. Matyja y A. Radwanski (eds.), *Field-guide of the geological excursion to Poland,* 2. Warszawa Univ. Publ. House, 111-116.

— (1987): Giant gypsum intergrowths from the Middle Miocene evaporites of southern Poland. *Acta Geol. Polonica,* 37 (1-2), 1-19.

— (1990): Crystallography and genesis of the giant intergrowths of gypsum from the Miocene evaporites of Poland. *Archiwum Mineralogiczne,* 44 (2), 103-135.

— (1991): Dissolution of halite within the Middle Miocene (Badenian) laminated gypsum of southern Poland. *Acta Geol. Polonica,* 41 (3-4), 165-182.

— (2004): Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geol. Polonica,* 54 (3), 313-337.

— (2005): Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentay evolution of the Carpathian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Polonica,* 55 (2), 187-210.

Barker, Ch. E. y Barker, J. M. (1985): A re-evaluation of the origin and diagenesis of borate deposits, Death Valley Region, California. En J. M. Barker y S. L. Lefond (eds.), *Borates: economic geology and production*. Soc. Min. Eng., Am. Inst. Min. Met. Pet. Eng., Inc., New York, 101-135.

Barón, A. y González, C. (1985): *Correlation and geometry of the Messinian facies on the oriental edge of the plain of Palma (Island of Mallorca)*. 6th Eur. Reg. Meet. Sed., Lérida, Abstracts book, 508-511.

Bowser, C. J. y Dickson, F. W. (1966): Chemical zonation of the borates of Kramer, California. En J. L. Rau (ed.), *Second Simposium on Salt,* 1. Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland, 122-132.

Brinkman, R. y Lögsters, H. (1968): Diapirs in Western Pyrenees and foreland, Spain. En J. Braunstein y G. D. O'Brien. (eds.), *Diapirism and Diapirs, a symposium*. *A.A.P.G. Mem.,* 8, 275-292.

Busquets, P. (1981): *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinec entre els rius Llobregat i Freser-Ter*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Busquets, P.; Ortí, F.; Pueyo, J. J.; Riba, O.; Rosell-Ortiz, L.; Sáez, A.; Salas, R. y Taberner, C. (1985): Evaporite deposition and diagenesis in the saline (potash) Catalan Basin, Upper Eocene. En D. Milà y J. Rosell, J. (eds.), *Excursion Guidebook,* 6th European Regional Meeting, I.A.S., 13-59.

Busson, G. (1982): Le Trias comme période salifère. *Geol. Rundschau,* 71, 857-880.

Busson, G.; Blanc-Valleron, M. M.; Cornée, A.; Curial, A.; Dromart, G.; Dumas, D.; Moretto, R.; Rouchy, J. M. y Schreiber, Ch. B. (1992): Bassins paléogènes salifères de l'Est de la France (Valence, Bresse et Haute-Alsace). *Géologie de la France,* 1, 15-64.

Bustillo, M. A. y Díaz Molina, M. (1980): Sílex tobáceos en el Mioceno inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silicificaciones de paleosuelos en ambiente de lago-playa. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.),* 78, 227-241.

Butler, G. P.; Harris, P. M. y Kendall, C. G. St. C. (1982): Recent evaporites from the Abu Dhabi coast flats. En C. R. Handford; R. G. Loucks y G. R. Davies (eds.), *Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites. SEPM core workshop,* 3. Calgary, 33-64.

Butler, R. W. H.; Lickorish, W. H.; Grasso, M. y Ramberti, L. (1995): Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 107, 425-439.

Calvo Sorando, J. P. y Elízaga, E. (1990): Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y las Minas-Camarillas (región de Hellín, Mioceno Superior del área Prebética). En F. Ortí y J. M. Salvany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 246-250.

Carrillo Álvarez, E. (2009): Unidades evaporíticas eocenas de la Zona Surpirenaica Oriental (Área de la Garrotxa). *Geogaceta,* 47, 73-76.

Casas, E.; Lowenstein, T. K.; Spencer, R. J. y Zhang Pengxi (1992): Carnallite mineralization in the nonmarine, Qaidam Basin, China: evidences for the early diagenetic origin of potash evaporites. *J. Sed. Petrol.,* 62 (5), 881-898.

Castillo Herrador, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Géol. France,* 7 sér., 16 (6), 666-675.

Cendón, D. I. (1999): *Evolución geoquímica de cuencas evaporíticas terciarias: implicaciones en la composición isotópica del sulfato disuelto en el océano durante el Terciario*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Cendón, D. I.; Peryt, T. M.; Ayora, C.; Pueyo, J. J. y Taberner, C. (2004): The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.,* 212, 141-158.

Cendón, D. I.; Pueyo, J. J.; Ayora, C.; Taberner, C. y Pierre, C. (1998): Geochemical evolution of Súria evaporite sequence: Implications for the chemistry of the Eocene ocean. *Min. Magaz.,* 62A, 294-295.

Chen Kezao (1991): Salt lakes and eolianites in the Qaidam Basin. En Liu Tungsheng (ed.), *Highlights of Quaternary Geology in China*. XIII INQUA Congr. Beijing, Exc. Guidebook III, 23.

Chen Kezao y Bowler, J. M. (1985): Preliminary study of sedimentary characteristics and evolution of paleoclimate of Qarhan Salt Lake in Qaidam Basin. *Scientia Sinica (Series B),* 28 (11), 1218-1231.

Christ, C. L.; Truesdell, A. H. y Erd, R. (1967): Borate mineral assemblage in the system Na_2O-CaO-MgO-B_2O_3-H_2O. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 31, 313-337.

Clarck, D. N. (1980): The sedimentology of the Zechstein-2 Carbonate Formation of eastern Drenthe, the Netherlands. En H. Fuchtbauer y T. Peryt (eds.), *The Zechstein Basin with emphasis on the carbonate sequences*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Sttutgart, 131-165.

Cuevas, J. y Tubia, J. M. (1985): Estructuras diapíricas asociadas al sinclinorio de Vizcaya. *Munibe (Cienc. Natur.),* 37, 1-4.

Czapowski, G. y Gasiewicz, A. (eds.) (1994): Tertiary sulphur-bearing formation in the Carpathian Foreedeep. *Geol. Quart., Spec. Iss.,* 38 (3), 337-608.

Decima, A. y Wezel, F. (1973): Late Miocene evaporites of Central Sicilian Basin, Italy. En W. B. F. Ryan, K. J. Hsü *et al.* (eds.), *Inicial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Leg XIII. Govern. Print. Office, Washington, 1234-1241

Dinarés-Turell, J.; Ortí, F.; Playà, E. y Rosell, L. (1999): Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogene Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the Messinian «Salinity Crisis». *Palaeogeogra., Palaeoclim., Palaeoecol.,* 154, 161-178.

Dittert, N.; Schrader, S.; Skowronek, A.; Wrobel, F. y Michalzik, D. (1993): Sedimentationszyklen im Messinium des Lorca-Beckens (SE Spain). *Zbl. Geol. Paläont. Teil,* I 7/8, 841-851.

Dronkert, H. (1977): The evaporites of the Sorbas Basin. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 32, 55-76.

— (1985): Evaporite models and sedimentology of Messinian and recent evaporites. *GUA Papers Geol.,* 1 (24), Amsterdam.

Dumas, D. (1988): *Le Paléogène salifère du bassin de Valence (Sud-Est de la France). Géometrie et sédimentologie des dépôts. Synthèse de bassin*. Thèse Univ. Claude-Bernard, Lyon.

Esteban, M. (1979-1980): Significance of the upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.,* 29, 169-188.

Eugster, H. P. y Hardie, L. A. (1978): Saline lakes. En A. Lerman (ed.), *Lakes: chemistry, geology, physics*. Springer Verlag, 237-293.

Fortuin, A. R. y Krijgsman, W. (2003): The Messinian of the Níjar basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. *Sed. Geol.,* 160, 213-242.

García, M. R.; Behar, F.; Dorronsoro, C. y Permanyer, A. (1993): Organic charaterization of residual bitumen in exhumated reservoir. En K. Oygard (ed.), *Organ. Geochem.,* 16th Int. Meet. Org. Geochem., Stavanger, Poster Sessions. E. As. Org. Geochem., 505-508.

García-Veigas, J. (1993): *Geoquímica de inclusiones fluidas en formaciones salinas*. Microanálisis Cryo-SEM-EDS. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

García-Veigas, J.; Rosell, L.; Utrilla, R. y Ortí, F. (1990): Aportaciones geoquímicas al conocimiento de las evaporitas messinienses: cuencas de Palma (Mallorca), San Miguel de Salinas (Alicante) y Lorca (Murcia). En F. Ortí y J. M. Salvany, J. M. (eds.), *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 257-266.

García Veigas, J.; Ortí, F.; Rosell, L. e Inglès, M. (1994a): Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5). *Geogaceta,* 15, 78-81.

García-Veigas, J.; Ortí, F. y Fernández-Nieto, C. (1994b): Modelo hidroquímico de sedimentación de glauberita-halita: sondeo PURASAL, Formación Yesos de Zaragoza (Mioceno Inferior, Cuenca del Ebro). *Geogaceta,* 16, 136-139.

García Veigas, J.; Ortí, F.; Rosell, L.; Ayora, C.; Rouchy, J. M. y Lugli, S. (1995): The Messinian salt of the Mediterranean: geochemical study of the salt from the Central Sicily Basin and comparison with the Lorca Basin (Spain). *Bull. Géol. Soc. France,* 166, 699-710.

García Veigas, J.; Rosell, L. y Garlicki, A. (1997): Petrology and geochemistry (fluid inclusions) of Miocene halite rock salts (Badenian, Poland). *Slovak Geol. Magaz.,* 3 (3), 181-186.

García del Cura, M. A. y Ordóñez, S. (1992): El sulfato sódico natural: características generales y yacimientos. En J. García Guinea y J. Martínez Frías (coords.), *Recursos minerales de España*. CSIC, Madrid, 1211-1228.

García del Cura, M. A.; Ordóñez, S. y López Aguayo, F. (1979): Estudio petrológico de la Unidad Salina. *Estud. Geol.,* 35, 325-339.

Garcin, M. (1987): *Le bassin de San Miguel de Salinas (Alicante, Spain). Relations entre contexte structuro-sédimentaire et dépôts évaporitiques et carbonatés*. Thèse Docteur d'Université, Univ. Paris-Sud, Orsay.

Garlicki, A. (1974): *Miocene salt deposits in Poland. Fourth Symposium on Salt,* vol 1: Northern Ohio Geol. Soc., Inc. Cleveland, Ohio, 129-134.

Garlicki, A. y Wali, A. M. A. (1981): Geochemical characteristics of the Bochnia Evaporite Member, with new aspects in Br/Cl ratio determinations. *Min. Polonica,* 12 (2), 25-47.

Garlicki. A. y Wiewiorka, J. (1981): The distribution of bromine in some halite rock-salts on the Wieliczka salt deposit (Poland). *Ann. Soc. Geol. Poloniae,* 51 (3-4), 353-359.

Garret, D. E. (1998): *Borates. Handbook of deposits, processing, properties, and use*. Academic Press.

— (2001): *Sodium sulfate. Handbook of deposits, processing, properties, and use*. Academic Press.

Garrido Megías, A. y Villena Morales, J. (1977): El Trías germánico en España: paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibér.,* 4, 37-56.

Geel, T. (1976): Messinian gypsiferous deposits of the Lorca basin (province of Murcia, SE Spain). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 26, 369-385.

Gibert L.; Ortí, F. y Rosell, L. (2007): Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sed. Geol.* 200, 89-116.

Gómez, J. J. y Goy, A. (1998): Las unidades litoestratigráficas del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Lécera. *Geogaceta,* 23, 63-66.

Gu Shusong y Di Hengshu (1989): Mechanism of formation of the Qaidam Basin and its control on Petroleum. En X. Zhu (ed.), *Chinese sedimentary basins, Sedimentary basins of the world,* 1. Elsevier, 45-52.

Hanshaw, B. B. (1963): Preliminary relations in the system $Na_2B_4O_7$-B_6O_{11}-H_2O. *U.S. Geol. Sur. Prof. Paper,* 475-B, 24-27.

Haq, B. U.; Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science,* 235, 1157-1166.

Hardie, L. A. (1968): The origin of the Recent nonmarine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo Country, California. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 32, 1279-1301.

Helvaci, C. (1977): *Geology, mineralogy and geochemistry of the borate deposits and associated rocks at the Emet Valley, Turkey*. Ph. D. Thesis, Univ. Nottingham, Reino Unido.

— (1995): Stratigraphy, mineralogy and genesis of the Bigadiç borate deposits, western Turkey. *Econ. Geol.,* 90, 1237-1260.

Helvaci, C. y Firman, R. J. (1976): Geological setting and mineralogy of the Emet borate deposits, Turkey. *Trans. Inst. Min. Metall., Sect B,* 85, 142-152

Helvaci, C. y Alaca, O. (1991): Geology and mineralogy of the Bigadiç borate deposits and vicinity. *Min. Res. Explor. Bull.,* 113, 31-63.

Helvaci, C. y Alonso, R. (1994): *An occurrence of primary inyoite at Lagunita Playa, Northern Argentina*. 29th Inter. Geol. Congr., Proc., Parte A, 299-308.

Helvaci, C. y Ortí, F. (1998): Sedimentology and diagenesis of Miocene colemanite-ulexite deposits (western Anatolia, Turkey). *J. Sed. Res.,* 68 (5), 1021-1033

— (2004): Zoning in the Kirka borate deposit, western Turkey: primary evaporitic fractionation or diagenetic modifications? *Can. Min.,* 42, 1179-1204.

Hempel, M. (1967): Der Diapir von Poza de la Sal (Nordspanien). *Beih. Geol. Jb.,* 66, 95-126. Hannover.

Herrmann, A. y Richter-Bernburg, G. (1955): Frühdiagenetische Störungen der Schichtung und Lagerung im Werra-Anhydrit (Zechstein 1) am Südwestharz. *Z. dt. Geol. Gesch.,* 105, 689-702.

Hsü, K. J. (1973): The dessicated deep basin model for the Messinian events. En C. W. Drooger (ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*. Kon. ned. Akad. Wetensch., 60-67.

— (1989): Origin of sedimentary basins of China. En X. Zhu (ed.), *Chinese sedimentary basins, Sedimentary basins of the world,* 1, Elsevier, 207-227.

Igarzábal, A. (1991): Evaporitas cuaternarias de la Puna Argentina. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas. modelos andinos e ibéricos*. *Estudi General,* 2, Univ. Barcelona, 333-417.

Inan, K.; Dunham, A. C. y Esson, J. (1973): Mineralogy, chemistry and origin of Kirka borate deposit, Eskisehir Province, Turkey. *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B,* 82, 114-123.

Jacobson, G.; Arakel, A. V. y Chen Yijian (1988): The central Australian grounwater discharge zone: Evolution of associated calcrete and gypcrete deposits. *Austral. J. Earth Sci.,* 35, 549-565.

Jurado, M. J. (1990): El Triásico y el Liásico basal evaporíticos del subsuelo de la cuenca del Ebro. En F. Ortí y J. M. Salvany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 21-28.

Karayazici, F. (1988): Industrial structure. Past, present and future. *Indust. Min., sup.,* marzo, 13-21.

Kasprzyk, A. (1993): Gypsum facies in the Badenian (Middle Miocene) of southern Poland. *Can. J. Earth Sci.,* 30, 1799-1814.

— (1994): Gypsum-anhydrite transition in the Miocene of Southern Poland. *J. Sed. Res.,* A65 (2), 348-357.

— (2003): Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sed. Geol.,* 158, 167-194.

Kasprzyk, A y Ortí, F. (1998): Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: a case study from the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology,* 45, 889-907.

Kendall, C. G. S. C. y Warren, J. K. (1988): Peritidal evaporites and their sedimentary assemblages. En B. C. Schreiber (ed.), *Evaporites and hydrocarbons*. New York, Columbia University Press, 66-138.

Kind, H. D. (1967): Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). *Beih. geol. Jb.,* 66, 127-174. Hannover.

Kistler, R. B. y Helvaci, C. (1994): Boron and borates. En D. D. Carr (ed.), *Industrial Minerals and Rocks,* 6,ª ed. Soc. Min. Metallurgy and Exploration, Inc., 171-186.

Kolasa, K. y Slaczka, A. (1985): Sedimentary salt megabreccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian Depression. *Acta Geol. Polonica,* 35 (3-4), 221-230.

Kovalevich, V. M. y Petrichenko, O. I. (1997): Chemical composition of brines in Miocene evaporite basins of Carphatian region. *Slovak Geol. Magaz.,* 3, 173-180.

Krijgsman, W. (1996): Miocene magnetostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean: extension of the astronomical polarity time scale. *Geol. Ultraiectina,* 141.

Krijgsman, W.; Hilgen, F. J.; Raffi, I.; Sierro, F. J. y Wilson, D. S. (1999): Chronology, causes and progression of the Mediterranean salinity crisis. *Nature,* 400, 652-655.

Krijgsman, W.; Garcés, M.; Agusti, J.; Raffi, I.; Taberner, C. y Zachariasse, W. J. (2000): The «Tortonian salinity crisis» of the eastern Betics (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.,* 181, 497-511.

Last, W. M. (1984): Sedimentology of playa lakes of the northern Great Plains. *Can. J. Earth Sci.,* 21, 107-125.

— (1994): Deep-water evaporite mineral formation in lakes of Western Canada. En R. W. Renaut y W. M. Last (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient Saline Lakes. SEPM Spec. Publ.,* 50, 51-59.

Livingstone, D. A. (1963): Chemical composition of rivers and lakes. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper,* 440-G.

Lotze, F. (1953): Salzdiapirismus im nördlichen Spanien. *Zeit. Deuts. Geol. Gess.,* 105, 814-822.

Lowenstein, T. R.; Spencer, R. J. y Zhang Pengxi (1989): Origin of ancient potash evaporites: clues from the modern nonmarine Qaidam Basin of Western China. *Science, Reprint Ser.,* sept., 245, 1090-1092.

Lowenstein, T. R.; Spencer, R. J.; Yang, W.; Casas, E.; Zhang, P.; Zhang, B.; Fan, H. y Krouse, H. R. (1994): Major-element and stable-isotope geochemistry of fluid inclusions in halite, Qaidam Basin, Western China: Implications for late Pleistocene/Holocene brine evolution and paleoclimates. En M. R. Rosen (ed.), *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems. Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 289, 19-32.

Lukowski, Ph. (1988): *Evolution tectonosédimentaire du bassin Neogène de Fortuna*. Thèse Doctorat Sciences, Univ. Paris Sud. Géodiffusion, 1.

Mandado, J. (1987): *Litofacies yesíferas del sector aragonés de la cuenca Terciara del Ebro*. Petrogénesis y geoquímica. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza.

Manzi, V.; Lugli, S.; Ricci Lucchi, F. y Rovieri, M. (2005): Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology,* 52, 875-902.

Martínez, A.; Samsó, J. M.; Zamorano, M.; Picart, J.; Solà, J.; Montaner, J. y Matò, E. (2000): *Mapa Geològic de Catalunya, escala 1:25.000: Besalú 257-2-2 (76-22)*. Institut Cartogràfic de Catalunya.

Martínez del Olmo, W. (1996): Yesos de margen y turbidíticos en el Messiniense del Golfo de Valencia: Una desecación imposible. *Rev. Soc. Geol. España,* 9, 97-112.

Martínez Torres, L. M. y González Tapia, J. R. (1992): Aspectos geóticos del diapiro de Salinas de Añana. *Actes Coll. Int. Sel, Salies-de-Béarn,* sept., 145-155.

McAllister, J. F. (1970): Geology of the Furnace Creek borate area, Death Valley, Inyo Country, California. *Calif. Div. Min. Geol. Map, sheet* 14, 1:24.000.

Mediavilla, R. y Dabrio, C. (1986): La sedimentación continental del Neógeno en el sector centroseptentrional de la Depresión del Duero (provincia de Palencia). *Studia Geol. Salmant.,* 22, 111-132.

Mees, F. (1999): Textural features of Holocene perennial saline lake deposits of the Taoudenni-Agorgott basin, northern Mali. *Sed. Geol.,* 127, 65-84.

Meiburg, P.; Michalzik, D. y Schmitt, R. (1985): Fazies-kontrollierte Halokinese am Beispeil des Diapirs Salinas de Rosío (Nordspanien). *Zeit. dt. geol. Gess.,* 135, 67-130.

Menduiña, J.; Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1984): Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Rio Tirón (provincia de Burgos). *Bol. Geol. Min.,* 95, 33-51.

Menning, M.; Katzuny, G. y Lutzner, H. (1988): Magnetostratigraphic investigations in the Rotliegendes (300-252 M.a.) of Central Europe. *Zeit. geol. Wissenschaft,* 16, 1045-1063.

Michalzik, D. (1982): *Stratigraphie, Faziesentwicklung und Halokinese am Ostand des Diapirs von Salinas de Rosío (Nordspanien)*. Dipl. Arb. Darmstad.

— (1996): Lithofacies, diagenetic spectra and sedimentary cycles of Messinian (Late Miocene) evaporites in SE Spain. *Sed. Geol.,* 106, 203-222.

Montenat, C. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (provinces d'Alicante et de Murcie)*. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris Sud, Orsay.

Montenat, C.; Ott d'Estevou, P.; de Larouziere, D. y Bedu, P. (1987): Originalité géodynamique des bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne). *Not. Mem. Total,* 21, 11-50.

Montenat, C.; Ott d'Estevou, P. y Delort, T. (1990): Le bassin de Lorca. *Doc. Trav. IGAL,* 12-13, 261-280, Paris.

Müller, D. W. (1986): *Die Salinitätskrise im Messinian (Spätes Miozän) der Bequen von Fortuna und Sorbas (Südost-Spanien)*. Ph. D., E.T.H., Zürich.

Nettleton, L. L. (1968): Gravity anomalies over salt diapirs, Northern Spain. En R. B. Mattox (ed.), *Saline Deposits. Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 88, 75-82

Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1992): El sulfato sódico natural en España: las sales sódicas de la cuenca de Madrid. En J. García Guinea y J. Martínez Frías (eds.), *Recursos minerales de España. Textos Universitarios,* 15, 1229-1250.

— (1994): Deposition and diagenesis of sodium-calcium sulphate salts in the Tertiary saline lakes of the Madrid basin, Spain. En R. W. Renault y W. Last (eds.), Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient saline lakes. *SEMP, Spec. Publ.,* 50, 229-238.

Ortí, F. (1982): Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares. *Tem. Geol.-Min.,* 6, 2.ª parte, IGME. Madrid, 485-506.

— (1982-1983): Sur les conditions de dépôt, la diagenèse et la structure des évaporites dans l'Est de l'Espagne. *Sciences de la Terre,* 25 (2), 179-199.

— (1987): Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico Inferior en el E de la Península Ibérica. *Cuad. Geol. Ibér.,* 11, 837-858.

— (1988): *Sedimentación evaporítica continental durante el Terciario en la Península Ibérica: aspectos generales*. II Congr. Geol. España, vol. Simposios. S.G.E., Granada, 509-518.

— (1990a): Observaciones sobre la Formación Zaragoza y unidades evaporíticas adyacentes (Mioceno continental). En F. Ortí y J. M. Salvany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 117-119.

— (1990b): Introducción al Triásico evaporítico en el sector central valenciano. En F. Ortí y J. M.ª Salvany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 205-211.

— (1990c): Introducción a las evaporitas de la cuenca de Lorca. En F. Ortí y J. M. Salvany (eds.), *Formaciones salinas de las Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. ENRESA-Univ. Barcelona, 251-256.

— (1992): *Diagénesis en las evaporitas continentales del Terciario peninsular ibérico*. III Cong. Geol. España, volumen Simposios t. 1. S.G.E., Salamanca, 118-127.

— (1997): Evaporitic sedimentation in the South Pyrenean Foredeeps and the Ebro Basin during the Tertiary: a general view. En G. Busson y B. C. Schreiber (eds.), *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain*. Columbia University Press, New York, 319-334.

— (2000): Unidades glauberíticas del Terciario ibérico: nuevas aprotaciones. *Rev. Soc. Geol. España,* 13 (2), 227-249.

— (2004): Últimas etapas de actividad del rifting. Sedimentos asociados. En J. A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, 492-495.

Ortí, F. y Alonso, R. N. (2000): Gypsum-hydroboracite association in the Sijes Formation (Miocene, NW Argentina): implications for the genesis of Mg-bearing borates. *J. Sed. Res.,* 70 (3), 664-681.

Ortí, F.; Busquets, P.; Rosell, L.; Taberner, C.; Utrilla, R. y Quadras, M. (1987-1988): La fase evaporítica del Eoceno medio (Luteciense) en la cuenca surpirenaica catalana. Nuevas aportaciones. *Rev. Inv. Geològ., Dip. Prov. Barcelona,* 44-45, 281-302.

Ortí, F.; García-Veigas, J.; Rosell, L.; Jurado, M.ª J. y Utrilla, R. (1996): Formaciones salinas de las cuencas triásicas en la Península Ibérica: caracterización petrológica y geoquímica. *Cuad. Geol. Ibér.,* 20, 13-35.

Ortí, F.; Gündoğan, I. y Helvaci, C. (2002): Sodium sulphate deposits of Neogene age: the Kirmir Formation, Beypazari Basin, Turkey. *Sed. Geol.,* 146, 305-333.

Ortí, F.; Helvaci, C.; Rosell, L. y Gündoğan, I. (1998): Sulphate-borate relations in an evaporitic lacustrine environment: the Sultaçayir Gypsum (Miocene, western Anatolia). *Sedimentology,* 45, 697-710.

Ortí, F. y Pérez López, A. (1994): *El Triásico superior de Levante*. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, Cuenca. Libro-Guía de Excursiones.

Ortí, F. y Pueyo, J. J. (1980): Polihalita diagenética en una secuencia evaporítica continental (Mioceno, Cuenca del Tajo, España). *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 34, 209-222.

Ortí, F.; Pueyo, J. J.; Geisler-Cussey, D. y Dulau, N. (1984b): Evaporitic sedimentation in the costal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Rev. Inv. Geològ., Dip. Prov. Barcelona,* 38-39, 169-220.

Ortí, F.; Pueyo, J. J. y Rosell Ortiz, L. (1985): La halite du bassin potassique sud-pyrénéen (Éocène supérieur, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France,* 8, 1 (6), 863-872.

Ortí, F.; Pueyo, J. J. y San Miguel, A. (1979): Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago, Toledo (Terciario continental de la cuenca del Tajo). *Bol. Geol. Min.,* 94, 19-45.

Ortí, F.; Pueyo, J. J. y Truc, G. (1984a): Las salinas marítimas de Santa Pola (Alicante, España). Breve introducción al estudio de un medio natural controlado de sedimentación evaporítica somera. *Rev. Inv. Geològ., Dip. Prov. Barcelona,* 38-39, 9-30.

Ortí, F. y Rosell, L. (2000): Evaporite systems and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology,* 47, 665-685.

— (2007): The Ninyerola Gypsum unit: an example of cyclic, lacustrine sedimentation (Middle Miocene, E Spain). *J. Iber. Geol.,* 33 (2), 249-260.

Ortí, F.; Rosell, L. y Anadón, P. (2003): Deep to shallow lacustrine evaporites in the Libros Gypsum (southern Teruel Basin, Miocene, NE Spain): an occurrence of pelletal gypsum rhythmites. *Sedimentology,* 50, 361-386.

Ortí, F.; Rosell, L.; Fallick, A. E. y Utrilla, R. (1994): Yesos de Calatayud: aplicación del estudio de facies y geoquímica de sulfatos al conocimiento de un sistema evaporítico. *Geogaceta,* 15, 74-77.

Ortí, F.; Rosell, L.; Inglès, M. y Playà, E. (2007): Depositional models of lacustrine evaporites in the SE margin of the Ebro Basin (Paleogene, NE Spain). *Geol. Acta,* 5 (1), 19-34.

Orti, F.; Rosell, L. y Pueyo, J. J. (1984c): Cuenca evaporítica (potásica) Surpirenaica del Eoceno Superior. Aportaciones para una interpretación deposicional. *Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre*. Univ. Autónoma de Barcelona, *Publicaciones de Geología,* 20, 209-231.

Ortí, F.; Rosell. L. y Salvany, J. M. (1992): Depósitos evaporíticos en España: aspectos geológicos y recursos. En J. García Guinea y J. Martínez Frías (eds.), *Recursos minerales de España*. *Textos Universitarios,* 15, 1171-1209.

Ortí, F.; Rosell, L.; Salvany, J. M. e Inglès, M. (1997): Chert in continental evaporites of the Ebro and Calatayud Basins (Spain): distribution and significance. En A. Ramos-Millán y M. A. Bustillo (eds.), *Siliceous Rocks and Culture*. Universidad de Granada, *Monográfica Arte y Arqueología,* 42, 78-89.

Ortí, F. y Salvany, J. M. (1991): Depósitos de glauberita en España: aspectos sedimentológicos y petrológicos generales. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos*. Univ. Barcelona, *Estudi General,* 2, 193-230.

— (2004): Coastal salina evaporites of the Triassic-Liassic boundary in the Iberian Peninsula: the Alacón borehole. *Geol. Acta,* 2 (4), 291-304.

Ortí, F.; Salvany, J. M.; Rosell, L. e Inglès, M. (1989): Sistemas lacustres evaporíticos del Terciario de la cuenca del Ebro. *Geogaceta,* 6, 103-104.

Ortí, F. y Shearman, D. J. (1977): Estructuras y fábricas deposicionales en las evaporitas del Mioceno superior (Messiniense) de San Miguel de Salinas (Alicante, España). *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 32, 5-53.

Ott d'Estevou, P. (1980): *Évolution dynamique du bassin neogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Espagne)*. Thèse, Univ. Paris VII.

Pérez-Llorente, F.; Rodríguez Estrella, T.; Serrano, F.; Mancheno, M. A.; Guillén Mondéjar, F.; López Aguayo, F. y Fernández-Tapia, M. T. (1992): *Contribución a la bioestratigrafía neógena de la cuenca de Lorca (Murcia)*. III Congr. Geol. España y VIII Cong. Latinoam. Geol., Salamanca, Actas, 1, 185-190.

Perez-López, A. (1991): *El Trías de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada.

Perez-López, A.; Solé de Porta, N. y Ortí, F. (1996): Facies carbonato-evaporíticas del Trías Superior y tránsito al Lías en el Levante español: nuevas precisiones estratigráficas. *Cuad. Geol. Ibér.,* 20, 245-269.

Peryt, T. M. (2000): Resedimentation of basin centre sulphate deposits: Middle Miocene Badenian of Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sed. Geol.,* 134, 331-342.

— (2001): Gypsum facies transitions in basin-marginal evaporites: middle Miocene (Badenian) of west Ukraine. *Sedimentology,* 48, 1103-1119.

— (2006): The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sed. Geol.,* 188-189, 379-396.

Peryt, T. M. y Jasionowki, M. (1994): In situ formed and redeposited gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of southern Poland. *Sed. Geol.,* 94, 153-163.

Peryt, T. M. y Kasprzyk, A. (1992): Earthquake-induced resedimentation in the Badenian (middle Miocene) gypsum of southern Poland. *Sedimentology,* 39, 235-249.

Peryt, T. M.; Ortí, F. y Rosell, L. (1993): Sulfate platform-basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), western Poland: facies and petrography. *J. Sed. Petrol.,* 63 (4), 646-658.

Peryt, T. M.; Poberezski, A. W.; Jasionowski, M.; Petryczencko, O. I.; Peryt, D. y Ryka, W. (1994): Facje gipsów badénskich Ponidzia i Naddniestrza. *Przeglad Geologiczny,* 42 (9), 771-776.

Playà, E. (1998): *Les evaporites de les conques bètiques marginals (Fortuna-Lorca, Miocè Superior): Comparació amb altres conques mediterrànies*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Playà, E.; Ortí, F. y Rosell, L. (2000): Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidence. *Sed. Geol.,* 133, 135-166.

Plug, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien). *Beih. geol. Jb.,* 66, 21-66.

Pueyo, J. J. (1975): *Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Súria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España)*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Pueyo, J. J. y San Miguel, A. (1974): Características petrológicas de las sales potásicas y magnésicas de la cuenca potásica catalana. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 29, 23-49.

Puigdefàbregas, C.; Muñoz, J. A. y Marzo, M. (1986): Thrust development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the Southern foreland basin. *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.,* 8, 229-246.

Richter-Bernburg, G. (1953): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechstein. *Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr.,* 105, 843-854.

— (1955): Über salinere Sedimentation. *Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr.,* 105, 593-645.

Riding, R.; Braga, J. C.; Martín, J. M. y Sánchez-Almazo, I. M. (1998): Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southern Spain. *Sed. Geol.,* 146, 1-20.

Riding, R.; Braga, J. C. y Martín, J. M. (1999): Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the «Salinity Crisis» erosion surface on-land in southern Spain. *Sed. Geol.,* 123, 1-7.

Ríos, J. M. (1963): *Materiales salinos del suelo español*. IGME, Mem., 64, Madrid.

— (1968): Saline deposits of Spain. En R. B. Mattox (ed.), *Saline Deposits. Geol. Soc. Am. Spec. Paper,* 88, 59-74.

Rodríguez Aranda, J. P. (1994): *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la Zona Oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid.

Rosell, L. (1983): *Estudi petrològic, sedimentològic i geoquímic de la formació de sals potàssiques de Navarra (Eocè superior)*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Rosell, L. y Ortí, F. (1980): Presencia de analcima y observaciones diagenéticas en la anhidrita basal de la cuenca potásica de Navarra (Eoceno superior, cuenca del Ebro, España). *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 34, 223-235.

— (1981-1982): The Saline (Potash) Formation of the Navarra Basin (Upper Eocene, Spain). *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 35, 71-121.

Rosell, L.; Ortí, F.; Kasprzyk, A.; Playà, E. y Peryt, T. M. (1998): Strontium geochemistry of Miocene primary gypsum: Messinian of southern Spain and Sicily and Badenian of Poland. *J. Sed. Res.,* 68, 63-79.

Rosell, L. y Pueyo, J. J. (1984): Características geoquímicas de la formación de sales potásicas de Navarra (Eoceno superior). Comparación con la cuenca potásica catalana. *Acta Geol. Hisp.,* 19 (2), 81-95.

— (1997): Second Marine Evaporitic Phase in the South Pyrenean Foredeep: The Priabonian Potash Basin (Late Eocene: Autochthonous-Allochthonous Zone). En G. Busson y B. C. Schreiber (eds.), *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Neogene)*. Columbia Univ. Press, New York, 358-387.

Rouchy, J. M. (1982): *La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée*. Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, sèrie C, t. L, 1.

Rouchy, J. M. y Blanch-Valleron, M. M. (2006): *Les évaporites. Matériaux singuliers, milieux extrêmes* (Chap. 13 Quelques grands événements évaporitiques). Coll «Interactions», M.N.H.N., Paris. S.G.F., Vuibert, 150-173.

Rouchy, J. M. y Caruso, A. (2006): The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sed. Geol.,* 188-189, 35-67.

Rouchy, J. M. y San Martín, J. P. (1992): Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology,* 20, 629-632.

Rouchy, J. M.; Taberner, C.; Blanc-Valleron, M.-M.; Sprovieri, R.; Russell, M.; Pierre, C.; Di Stefano, E.; Pueyo, J. J.; Caruso, A.; Dinarès-Turell, J.; Gomis-Coll, E.; Wolf, G. A.; Cespuglio, G.; Ditchfield, P.; Pestrea, S.; Combourieu-Nebout, N.; Santisteban, C. y Grimalt, J. O. (1998): Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sed. Geol.,* 121, 23-55.

Rovieri, M.; Lugli, S. y Manzi, V. (2006): The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins. *Acta Naturalia de «L'Ateneo Parmense»,* 42 (3), 47-86.

Sáez, A. y Salvany, J. M. (1990): Las formaciones evaporíticas de Barbastro y Puente La Reina (Eoceno superior - Oligoceno basa1 de la Cuenca Surpirenaica). En F. Ortí y J. M. Sa1vany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. Univ. Barce1ona-ENRESA, 100-105.

Sáez, A.; Vergés, J.; Taberner, C.; Pueyo, J. J.; Muñoz, J. A. y Busquets, P. (1991): *Eventos evaporíticos paleógenos de la cuenca de antepaís surpirenaica: ¿Causas climáticas – causas tectónicas?* I Congr. Grupo de Terciario, Vic, Libro-Guia, Excursión 5.

Salas, R. (1979): *El sistema arrecifal del Eoceno superior de la cuenca de Igualada (Barcelona)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona.

Salvany, J. M. (1990a): El Keuper del Diapiro de Poza de la Sal (Burgos). En F. Ortí y J. M. Salvany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 54-58.

— (1990b): Las formaciones Falces y Lerín (Oligoceno-Mioceno continental de Navarra). En F. Ortí y J. M. Salvany (eds.), *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 106-116.

Salvany, J. M.; García-Veigas, J. y Ortí, F. (2007): Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology,* 54, 443-467.

Salvany, J. M.; Muñoz, A. y Pérez, A. (1994): Nonmarine evaporitic sedimentation and associated processes of the southwestern margin of the Ebro Basin (Lower Miocene), Spain. *J. Sed. Res.,* A64 (2), 190-203.

Salvany, J. M. y Ortí, F. (1994): Miocene glauberite deposits of Alcanadre: sedimentary and diagenetic processes (lower Miocene, Ebro Basin, Spain). En R. W. Renaut y W. M. Last (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes. SEPM Spec. Publ.,* 50, 73-90.

Santisteban, C. (1981): *Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno Superior de la cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la «teoría de la crisis de salinidad»*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Sanz, M. E.; Rodríguez-Aranda, J. P.; Calvo, J. P. y Ordóñez, S. (1994): Tertiary detrita1 gypsum in the Madrid Basin, Spain: criteria for interpreting detrita1 gypsum in continental evaporitic sequences. En R. W. Renault y W. M. Last (eds.), *Sedimentology and geochemistry of modern and ancient sa1ine lakes. SEMP, Spec. Pub.,* 50, 217-228.

Sappenfield, L. W. y Schroeder, E. R. (1968): Iza, an unusual diapir in Northern Spain. En J. Braunstein y G. D. O'Brien (eds.): *Diapirism and Diapirs. A.A.P.G. Memoir,* 8, 293-300.

Schlager, W. y Bolz, H. (1977): Clastic accumulation of sulphate evaporites in deepwater. *J. Sed. Petrol.,* 47, 600-609.

Schroeder, R. y Willems, H. (1983): Über den salinaren Durchbruch des Diapirs Villasana de Mena (Prov. Burgos, N-Spanien) an der Grenze Unter-Überkreide. *N. Jb. Paläont. Abh.,* 166, 65-85.

Serrano, A.; Hernaiz, P. P.; Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994): Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta,* 15, 131-134.

Serrano, A. y Martínez del Olmo, W. (1990): Tectónica salina en el Dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas. En F. Ortí y J. M. Salvany (Eds), *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Univ. Barcelona-ENRESA, 39-53.

Serrano, A.; Martínez del Olmo, W. y Cámara, P. (1989): *Diapirismo del Trías Salino del Dominio Cántabro-Navarro*. Libro homenaje a Rafael Soler. A.G.G.E.P., Madrid, 115-121.

Shearman, D. J. (1966): Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Min. Metall.,* B, 75, 208-215.

— (1971): *Calcium sulphate evaporitic facies*. Short Course, Imperial College, London.

— (1978): Evaporites and coastal sabkhas. En E. W. Dean y B. C. Schreiber (eds.), *Marine Evaporites. SEPM, Short Course,* 4, 6-42.

Shearman, D. J. y Ortí, F. (1976): Upper Miocene gypsum: San Miguel de Salinas, S.E. Spain. *Mem. Soc. Geol. Ital.,* 16, 327-339.

Smith, D. B.;, Brunstrom, R. G.; Manning, P. I.; Simpson, S. y Shotton, F. W. (1974): A correlation of Permian rocks in British Isles. *Geol. Soc. London, Spec. Rep.,* 5.

Smoot, J. P. y Lowenstein, T. K. (1991): Depositional environments of non-marine evaporites. En J. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. Developments in Sedimentology,* 50, 189-347.

Spencer, R. J.; Lowenstein, T. K. y Casas, E. (1990): Origin of potash salts and brines in the Qaidam Basin, China. En J. Spencer e I. Ming Chou (eds.), *Fluid-Mineral Interactions: a tribute to H. P. Eugster. The Geochem. Soc., Spec. Pub.,* 2, 395-408.

Strakhov, N. M. (1970): *Principles of lithogenesis*, vol. 3. Oliver & Boyd, Edinburgh.

Suárez, J. (2007): La Mancha Triassic and Lower Lias Stratigraphy, a well log interpretation. *J. Iber. Geol.,* 33 (1), 55-78.

Sun Dapeng (1990a): «Tear-drop pattern» potash deposits in lacustrine facies. *Chin. J. Oceanol. Limnol.,* 8 (1), 198-210.

— (1990b): Origin of borate deposits in Xiao Qaidam Lake, Qaidam Basin, China. *China Earth Sci.,* 1 (3), 253-266.

Sun Dapeng y Lock, D. E. (1990): Origins of potahs deposits in the Qaidan Basin, China. *Sci. in China* (Series B), 33 (2), 198-210.

Sun Dapeng y Li Bingxiao (1993): Origins of borates in the saline lakes of China. *Seventh Symposium on Salt,* vol. 1. Elsevier, 177-193.

Sureda, R. (1991): Mineralogia de las rocas evaporíticas. En J. J. Pueyo (coord.), *Génesis de formaciones evaporiticas. Modelos andinos e ibéricos*. Univ. Barcelona, *Estudi General,* 2, 15-86.

Taberner, C. (1982): *Evolución ambiental y diagenética de los depósitos del Terciario Inferior (Paleoceno y Eoceno) de la cuenca de Vic*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Taylor, J. C. M. (1980): Origin of the Werraanhydrit in the U.K. southern North Sea - a reappraisal. *Contr. Sed.,* 9, 91-113.

Tucker, M. E. (1991): Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *J. Geol. Soc. London,* 148, 1019-1036.

Utrilla, R.; Ortí, F.; Pierre, C. y Pueyo, J. J. (1991): Composición isotópica de las evaporitas terciarias continentales de la cuenca del Ebro; relación con los ambientes deposicionales. *Rev. Soc. Geol. España,* 4 (3-4), 353-360.

Utrilla, R.; Pierre, C.; Orti, F. y Pueyo, J. J. (1992): Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.),* 102, 229-244.

Vai, G. G. y Ricci Lucchi, F. (1977): Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of northern Apennines. *Sedimentology,* 24, 211-244.

Vallés, D. (1986): Carbonate facies and depositional cycles in the Upper Miocene of Santa Pola (Alicante, SE Spain). *Rev. Inv. Geològ., Dip. Prov. Barcelona,* 42-43, 45-66

Valyashko, M. G. (1970): Genesis and exploration of borate deposits related to marine salt deposits. *Int. Geol. Rev.,* 12 (6), 711-719.

Vengosh, A.; Chivas, A. R.; Starinsky, A.; Kolodny, Y.; Baozhen, Z. y Pengxi, Z. (1995): Chemical and boron isotope compositions of non-marine brines from the Qaidam Basin, Qinghai, China. *Chem. Geol.,* 120 (1-2), 135-145.

Vengosh, A.; Starinsky, A.; Kolodny, Y.; Chivas, A. R. y Raab, M. (1992): Boron isotope variations during fractional evaporation of sea water: New constraints on the marine vs. nonmarine debate. *Geology,* 20, 799-802.

von Stackelberg, U. (1967): Der Diapir von Murguía (Nordspanien). *Beih. geol. Jb.,* 66, 63-94.

Warren, J. K. (1982): The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology,* 29, 609-638.

— (1989): *Evaporite Sedimentology. Importance in Hydrocarbon Accumulation*. Prentice-Hall, New Jersey.

Warren, J. K. y Kendall, C. G. St. C. (1985): Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and saline (subaqueous) settings. Modern and ancient. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 69, 1013-1023.

Yingkai Xiao; Dapeng Sun; Yunhui Wang; Haiping Qi y Lin Jin (1992): Boron isotope compositions of brine, sediments and source water in Da Qaidam Lake, Qinghai, China. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 56, 1561-1568.

Zhang, P. (1987): *Saline Lakes in the Qaidam Basin*. Beijing Publishing House of Science.

Zheng Mianping (1989): *Saline Lakes on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*. Beijing Scientific and Technical Publishing.

XVII

La sedimentación carbonática en mares someros: las plataformas carbonáticas

por Ramón Mas*, M.ª Isabel Benito* y Ángela Alonso**

LOS SEDIMENTOS CARBONÁTICOS. DIFERENCIAS CON LOS SILICICLÁSTICOS Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS CARACTERÍSTICAS

«Los sedimentos carbonáticos nacen, no se hacen» (James, 1979). Esta frase tan simple constituye la clave para la comprensión de las diferencias esenciales existentes entre los sedimentos carbonáticos y los siliciclásticos.

Los sedimentos carbonáticos se forman en o casi en el mismo medio de depósito y por eso su análisis, además de tener en cuenta como en el caso de los siliciclásticos los parámetros físicos, indicadores del régimen hidráulico (estructuras sedimentarias, texturas y fábrica), debe considerar, como parte esencial, la propia naturaleza de las partículas sedimentarias que lo componen. Estas partículas pueden ser de precipitación directa del agua del mar, de precipitación inducida por organismos o formadas como resultado de la desintegración de los armazones esqueléticos.

La tabla 17.1 establece la comparación entre las características fundamentales de los sedimentos carbonáticos y siliciclásticos. Por otra parte, existen también algunas diferencias de gran interés entre ambos tipos de sedimentos en cuanto a las estructuras sedimentarias. Como es bien conocido, todas las estructuras de corriente, ya descritas en un tema anterior, son comunes a los carbonatos y a los terrígenos, pero existen ciertos hechos en los carbonatos que no tienen representación en los terrígenos: Se refieren concretamente a ciertos tipos de planos de estratificación y a las cavidades.

Los *planos de estratificación,* al igual que en el caso de las rocas siliciclásticas, representan un cambio en las condiciones de sedimentación, pero existen dos tipos de planos que son más característicos de las rocas carbonáticas:

- hardgrounds
- paleokarsts

Los primeros representan horizontes de cementación sinsedimentaria justo por debajo de la superficie del sedimento y antes del enterramiento por la siguiente llegada de material. Son siempre subacuáticos y representan un momento de no sedimentación (diastema). Están incrustados generalmente por lamelibranquios, foraminíferos, crinoides, etc., y perforados por esponjas, anélidos, ciertos bivalvos, etcétera. También es frecuente que se produzca la precipitación de ciertos minerales como el fosfato, los óxidos e hidróxidos de Fe, la glauconita, etc.

* Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Instituto de Geología Económica. CSIC. C/ José Antonio Nováis, 2. 28040 Madrid. E-mail: ramonmas@geo.ucm.es.

** Departamento de Xeoloxía. Facultade de Ciencias. Univ. A Coruña. Campus da Zapateira s/n. 15071 A Coruña. E-mail: angelami@udc.es.

Sedimentos carbonáticos	Sedimentos siliciclásticos
La mayoría se dan en medios tropicales someros.	No importa el clima, se dan en todas partes y profundidades.
La mayoría son marinos.	Continentales y marinos.
El tamaño de grano generalmente refleja el tamaño original de las partículas duras calcificadas de los organismos.	El tamaño de grano refleja la energía del medio.
A menudo la presencia de fango calcáreo indica el crecimiento prolífico de organismos cuyas partes calcificadas están constituidas por agregados de cristales de tamaño fango.	La presencia de fango indica decantación a partir de suspensión.
El tipo de sedimento ha cambiado a través del tiempo, respondiendo a la evolución de la vida.	La naturaleza de los granos sedimentarios no ha cambiado en el transcurso de los tiempos geológicas.
Los cuerpos arenosos carbonáticos, de aguas someras, se forman primariamente como resultado de la fijación localizada de carbonato, tanto de origen biológico como físico químico. Las construcciones localizadas de sedimentos modifican el carácter de los ambientes sedimentarios de alrededor, aun sin ser acompañados en origen de alteraciones en el régimen hidráulico.	Los cuerpos arenosos siliciclásticos, de aguas someras, siempre se forman directamente a partir de la interacción de las corrientes y oleaje. Las cambios en los ambientes sedimentarios son generalmente el resultado de cambios generalizados en el régimen hidráulico.
Normalmente, en el fondo marino, los sedimentos están cementados.	Los sedimentos permanecen sin consolidarse en el medio de deposición.
La exposición subaérea periódica de los sedimentos durante la deposición da lugar a una intensa diagénesis (disolución, cementación y recristalización esencialmente).	La exposición periódica de los sedimentos durante la deposición, deja a éstos relativamente sin afectar (exceptuando costras endurecidas y paleosuelos).
Las señales de diferentes facies sedimentarias se borran con un metamorfismo de bajo grado.	Las señales de facies sedimentarias sobreviven al metamorfismo de bajo grado.

Tabla 17.1. Comparación entre las características fundamentales de los sedimentos carbonáticos y siliciclásticos. Modificada de James, 1979.

Existen dos tipos de hardgrounds: Aquellos en los que se reconocen superficies de abrasión lisas, que se dan comúnmente en ambientes someros, donde la energía del medio erosiona la parte superior por movimiento de las partículas carbonáticas sobre su superficie, y aquéllos en los que se reconocen superficies de disolución, rugosas. Estos son más frecuentes en sedimentos pelágicos, en los que los períodos de no sedimentación permiten la disolución del fondo marino previamente cementado. En los dos casos se suelen encontrar fósiles y estructuras sedimentarias cortados.

Los paleokarsts responden a procesos de disolución por las aguas meteóricas de las superficies de los materiales, cuando éstas emergen. Esto produce una superficie irregular y agujereada.

Las cavidades suelen ser debidas a diferentes orígenes, diferenciándose los siguientes tipos:

- Geopetales. Son rellenos parciales de cavidades generalmente intraesqueléticas. Estos rellenos ocupan la parte inferior de la cavidad, mientras que la parte superior no está rellena de sedimento y en su lugar generalmente se produce la precipitación de un cemento.
- Fenestrales (*birdseyes* o estructuras fenestrales). Son pequeñas cavidades que se forman generalmente en sedimentos micríticos de origen supramareal o intermareal.

  a) Fenestra irregular o verdaderos birdseyes producidos por burbujas de gas atrapado en el sedimento que posteriormente se deseca y litifica.

b) Fenestra laminar. Formada en estromatolitos laminares (laminitas criptalgales) y relacionada con la desaparición de la materia orgánica y posterior desecación.

De acuerdo con Shinn (1983), el término «fenestra tubular» debe ser desechado y ser simplemente denominado *burrows* o tubos de raíces según su génesis, no creando así confusionismo en cuanto a la génesis de este tipo de cavidad.

- Stromatactis. Son cavidades centimétricas de techo irregular y base plana, muy características de los montículos de fango (mud mounds) del Paleozoico. Están cementadas por una primera generación de calcita fibrosa y otra segunda de calcita drúsica. Actualmente hay dos teorías para explicar su génesis: Una las relaciona con colapsos sedimentarios por pérdida de agua y otra con cementaciones locales en el fondo marino con cavidades justo por debajo de ellas. No se puede descartar, sin embargo, una teoría anterior según la cual estarían relacionadas con la desaparición de organismos blandos (i.e. cianobacterias).
- Diques neptúnicos y grietas planas *(sheet cracks)*. Ambas son cavidades a mayor escala, rellenas por sedimentos que, en general, presentan fósiles más modernos que la edad de la roca encajante. Los diques neptúnicos son grietas verticales que a veces tienen varios metros, mientras que las grietas planas siguen la estratificación. Su origen es debido a movimientos tectónicos y suaves deslizamientos de pendiente que dan lugar a la fracturación del material litificado o parcialmente litificado.

COMPONENTES MINERALÓGICOS Y TEXTURALES DE LOS CARBONATOS

Componentes mineralógicos

En la tabla 17.2 se indican los principales minerales que componen las rocas carbonáticas (los más importantes aparecen en negrita). Con carácter generalmente secundario los elementos minerales no carbonáticos que se observan en los depósitos carbonáticos son los siguientes:

- Materia orgánica.
- Oxidos e hidróxidos, principalmente de aluminio (hidrargillita o gibbsita), de hierro (limonita, goethita) y de silicio (calcedonia, ópalo, sílex).
- Cuarzo. Generalmente en forma de granos detríticos.

Mineral	Fórmula	Sistema cristalino *subsistema	Aparición
Aragonito	$CaCO_3$	Otorrómbico	En ciertos esqueletos carbonáticos. Es inestable y pasa al polimorfo estable.
Calcita	$CaCO_3$	Hexagonal *romboédrico	*a*) En ciertos esqueletos carbonáticos. *b*) Como fango (micrita). *c*) Como cemento (esparita).
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$	Hexagonal *romboédrico	*a*) Ampliamente como roca cristalina diagenética. *b*) También en asociación penecontemporánea con evaporitas.
Magnesita	$MgCO_3$	Hexagonal *romboédrico	En cantidades pequeñas dentro de las mallas del aragonito y la calcita de origen esquelético. La calcita con más del 5% de $MgCO_3$ se llama magnésica *(High Mg calcite-HMC)*.
Ankerita (ferrodolomita)	$Ca(MgFe)(CO_3)_2$	Hexagonal *romboédrico	Una variedad menor de la dolomita.
Siderita	$FeCO_3$	Hexagonal *romboédrico	Encontrada en concreciones y oolitos (esferosideritos).

Tabla 17.2. Los minerales principales que componen las rocas carbonáticas, los más importantes aparecen en negrita. Modificada de Selley, 1976.

- Fosfatos. Principalmente de calcio y de hierro.
- Sales halógenas. Principalmente cloruro de sodio y potasio.
- Silicatos. Sobre todo de origen detrítico y a veces de neoformación (minerales de arcilla y algunos feldespatos).
- Sulfatos. Principalmente anhidrita y yeso.
- Sulfuros. Principalmente pirita y marcasita.

ROCA CARBONÁTICA	SEDIMENTO CARBONÁTICO	A. GRANOS	A1. ESQUELÉTICOS O BIOCLASTOS	Moluscos	Bivalos Gasterópodos Cefalópodos
				Branquiópodos Cnidarios (Corales) Equinodermos Briozoos Poraminíferos Esponjas Estromatopóridos Arqueociáticos Artrópodos Clacisferas	
				Algas	Rodofitas Clorofitas Crisofitas (Cocolitos) Cianofitas-Cianobacterias
			A2. NO ESQUELÉTICOS	Pellet Peloides Ooides (Oolitos) Agregados *(Grapestones* o *Lumps)* Intraclastos Pisolitos	
		B. MATRIZ			
	C. CEMENTO				

Tabla 17.3. Los componentes texturales principales de los materiales carbonáticos. Modificada de Mas y Alonso, 1989.

Componentes texturales

En la tabla 17.3 se sintetizan los principales componentes texturales de los materiales carbonáticos.

A) Granos

La dificultad que existe en interpretar correctamente la génesis de algunos de los componentes de las rocas carbonáticas impide que se los pueda dividir en orgánicos e inorgánicos simplemente (p. ej., el caso de los oolitos o los fangos micríticos). Para evitar esto, Illing (1954) determinó dividirlos en esqueléticos y no esqueléticos. Los componentes no esqueléticos fueron definidos como «los granos que no parecen haber sido precipitados como partes esqueléticas» aunque eso no significa que alguna vez no hayan sido esqueléticos o que sean expresamente inorgánicos.

A.1) *Granos esqueléticos o bioclastos*

Las partículas bioclásticas provienen de las partes duras de la comunidad biótica existente en el medio, la cual produce una tanatocenosis característica. Al morir, los individuos que componen una comunidad en un determinado lugar, sufren una serie de transformaciones, entre las cuales las más importantes son la destrucción y la redistribución física, química y biológica (tafocenosis), lo cual dificultará posteriormente su reconocimiento.

Obviamente, la primera dificultad la constituye el tamaño de la partícula, porque cuanto más pequeño sea el grano, más difícil resultará el reconocimiento del organismo al cual perteneció. Pero además, los procesos de litificación que sufre el sedimento no permiten muchas veces el reconocimiento directo de las partículas, debiéndose recurrir al uso de láminas delgadas, restringiéndose por tanto la observación a un espacio bidimensional. A todo esto debe añadirse la diagénesis, lo que incrementa aún más el grado de dificultad. Por ejemplo, el caso más común es el paso de aragonito a calcita, proceso relativamente temprano que destruye la estructura cristalina original de las partes esqueléticas.

En la figura 17.1 se representa la composición mineralógica de las partes esqueléticas de algunos de los principales phyllums, así como su distribución e importancia relativa a través del tiempo geológico. Esta composición es un factor importante que va a condicionar la preservación potencial químico-mineralógica de las partículas. El hecho de que diferentes grupos secreten distintos minerales para construir sus esqueletos, es todavía bastante enigmático. Además, hay que tener en cuenta que las comunidades bióticas antiguas han ido evolucionando

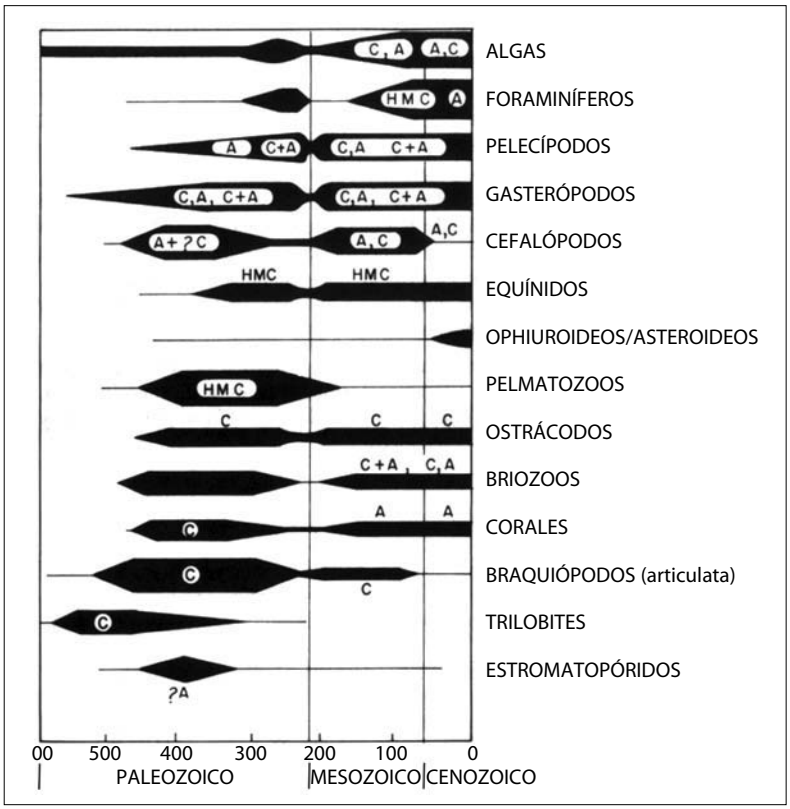


Figura 17.1. Distribución e importancia relativa de algunos de los principales phyllum a través del tiempo geológico. Composición mineralógica de las partes esqueléticas: C-calcita, HMC-calcita magnésica, A-aragonito. Modificada de Loewnstam, 1963.

constantemente, lo que hace que el sedimentólogo se enfrente al reconocimiento de una enorme variedad de partículas.

A continuación se describen muy brevemente algunos de los tipos de partículas más comunes en los sedimentos. El interesado en problemas petrológicos encontrará mayor información en los siguientes autores: Horowitz y Potter (1971), Scholle (1978), Bathurst (1975), Milliman (1976), Flugel (1982, 2004), Carozzi (1989), Tucker, M. E. (1988), Tucker y Wright (1990) y Scholle y Ulmer-Scholle (2003).

MOLUSCOS

- *Bivalvos.* La composición de las conchas es generalmente aragonítica aunque hay algunas de carácter mixto y otras, como por ejemplo las de los Ostreidos, que son calcíticas.

  Al ser el aragonito un mineral metaestable se transforma fácilmente en calcita, lo que hace que se borre la estructura original de la concha (figura 17.2). Por el contrario, las conchas inicialmente formadas por calcita suelen conservar la estructura original. Al microscopio los bivalvos aparecen generalmente en fragmentos rectangulares, alargados y curvos.
- *Gasterópodos.* La mayor parte de los gasterópodos tienen concha aragonítica, con una estructura interna similar a la de los bivalvos. Debido a la inestabilidad del aragonito, casi siempre está disuelto o reemplazado por calcita en los gasterópodos fósiles, lo que hace que la estructura original no sea reconocible. Sin embargo, los gasterópodos son fáciles de reconocer por la forma (ver figura 17.2), que depende del plano de sección. Los de tamaño pequeño se pueden confundir con ciertos foraminíferos, pero éstos son más pequeños y suelen tener concha micrítica oscura.
- *Cefalópodos.* Las conchas de los nautiloideos y ammonites eran en principio aragoníticas, y por eso actualmente están disueltas o remplazadas por calcita. Sin embargo, tienen una forma fácilmente reconocible y además su gran tamaño y la existencia de tabiques son muy característicos.

BRAQUIÓPODOS

La concha de los braquiópodos está formada por calcita con bajo contenido en Mg (LMC), lo cual hace que se conserve muy bien y sea posible diferenciarlos en la mayor parte de los casos de los bivalvos, a los cuales se asemejan en sección, en forma y tamaño. La concha consta de dos capas, la externa es de calcita prismática y muy fina, mientras que la interna es mucho más gruesa y con fibras oblicuas (figura 17.2). Algunos tienen unos tubos finos perpendiculares a la concha (endopunctos) que perforan la capa interna. Estos tubos producen, a veces, deformaciones en la estrutura de la concha (pseudopunctos).

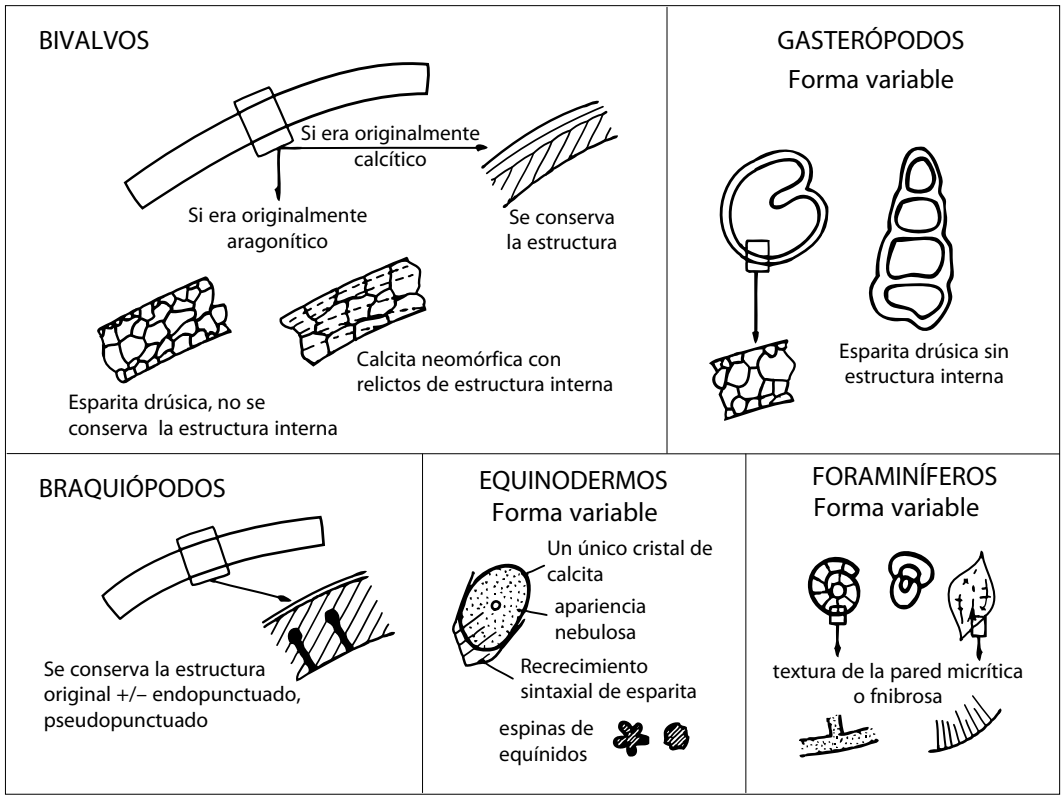


Figura 17.2. Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos correspondientes a bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, equinodermos y foraminíferos. Modificada de Tucker, 1981.

CNIDARIOS (corales)

Los cnidarios incluyen como grupo muy importante a los corales (antozoos). En la actualidad se diferencian dos tipos de corales:

- Hermatípicos, constructores de arrecifes, en su mayoría coloniales, que viven en simbiosis con las algas dinoflageladas zooxanthellas.
- Ahermatípicos, en su mayoría solitarios, no asociados a estas algas.

Las zooxanthellas se asocian al coral porque para realizar su fotosíntesis necesitan los productos de desecho del metabolismo del pólipo. Por otra parte, requieren aguas cálidas, someras y muy claras. Los corales ahermatípicos, al no estar asociados a estas algas deben eliminar ellos mismos los productos metabólicos y ello frecuentemente les conduce a vivir en solitario para no interferir con sus productos en el desarrollo de otros pólipos. Pero en contraposición, esto les permite vivir en aguas mucho más profundas y frías.

Originalmente, los corales mesozoicos y cenozoicos (scleractinios) están formados por aragonito, lo que hace que se conserve muy mal la estructura interna cristalina. Por el contrario, la composición original de los corales paleozoicos (rugosos y tabulados) era calcítica, por lo que suelen estar muy bien conservados.

Los criterios de identificación se basan en la disposición de las placas internas, thecas, septos y disipimentos). A menor escala se reconoce la estructura microristalina, formada por fibras constituidas por cristales de organización esferulítica paralela (trabéculas).

EQUINODERMOS

Los esqueletos de los equinodermos y crinoides están formados por calcita de alto contenido en magnesio. El esqueleto de los equinodermos está formado por placas constituidas por grandes cristales simples de calcita lo que hace que sean muy fácilmente reconocibles, pues tienen extinción única (figura 17.2). Además tienen un aspecto característico nebuloso y punteado, y suelen presentar recrecimiento sintaxial de calcita. Las espinas tienen forma estrellada.

BRIOZOS

Los briozos actuales tienen esqueletos aragoníticos o calcíticos (frecuentemente con un alto contenido en Mg). Incluso puede haber mezcla de ambos. Los tipos de briozos más comunes son: fenestélidos (Paleozoico) y cheilostomados (Cretácico-actual). Se presentan como cadenas o grupos de celdas (zoecias) de forma circular, poligonal, etc., rellenas con sedimentos o esparita.

FORAMINÍFEROS

Los foraminíferos son protozoos marinos y generalmente microscópicos. Existen dos tipos fundamentales, que son:

- *Planctónicos,* que llegan a ser predominantes en depósitos pelágicos (lodos de globigerinas de fondos oceánicos actuales, cretas y margas cretácicas y cenozoicas).
- *Bentónicos,* que generalmente viven en mares cálidos, someros, dentro o sobre el sedimento y a veces incrustando sustratos duros. La mayoría son marinos y estenohalinos (i.e., toleran pequeñas variaciones en los niveles de salinidad de las aguas). La composición de las conchas es calcítica más o menos magnésica, aunque muy raramente puede ser aragonítica. Las formas más comunes son globulares, circulares o subcirculares con cámaras, y la textura de las paredes de las conchas, dependiendo de la disposición de los cristales, puede ser aporcelanada o hialina (figura 17.2). Algunos presentan conchas aglutinadas que construyen con partículas del medio ambiente unidas entre sí mediante un cemento calcítico. Hay foraminíferos que son capaces de adaptarse a condiciones variadas de salinidad, así ocurre que algunos foraminíferos con conchas de tipo aporcelanado pueden vivir en ambientes hipersalinos (salinidad > 35 por mil), mientras que algunos foraminíferos aglutinados o hialinos pueden vivir en aguas salobres.

OTROS ORGANISMOS GENERADORES DE CARBONATOS

Otros organismos, a pesar de tener esqueleto o armazón carbonático, han contribuido en menor grado a la producción de carbonatos, a veces debido a que han tenido un corto desarrollo en el tiempo geológico. Dentro de ellos se pueden distinguir:

- *Esponjas.* Poseen un armazón de espículas de sílice o calcita de formas variadas que al morir el organismo pasan a formar parte del sedimento. Se encuentran fósiles desde el Cámbrico. Las silíceas juegan un papel importante en la formación de nódulos de sílex y silicificaciones en las calizas.

  Ocasionalmente forman el núcleo de arrecifes y montículos (mounds) (Ordovícico, Pérmico de Tejas, Triásico de los Alpes, Jurásico europeo, en concreto en el Bajociense y Oxfordiense de la cordillera Ibérica española e incluso actualmente algunos arrecifes en el Caribe).
- *Estromatopóridos.* Actualmente se consideran un subfilum de los Poríferos (esponjas), aunque durante mucho tiempo han sido considerados hidrozoos. Su esqueleto era ara-

gonítico, aunque en algún caso pudo haber sido calcítico. Presentan un aspecto poroso característico, en celdillas difusas. Han sido los organismos arrecifales principales en el Silúrico y Devónico, encontrándose muchas veces asociados a corales rugosos y tabulados.

- *Arqueociátidos.* Tienen forma parecida a la de las esponjas, forma de copa con dos paredes, una interna y otra externa que están perforadas y unidas por septos y tábulas, de forma similar a los corales. Formaron arrecifes en el Cámbrico, fundamentalmente en el inferior.
- *Artrópodos.* Dentro de los artrópodos son los *ostrácodos* los organismos más significativos. Se conocen desde el Cámbrico hasta la actualidad. Están formados por conchas bivalvas lisas u ornamentadas de calcita prismática. Son organismos que viven, tanto en aguas dulces como marinas, generalmente en ambientes someros.
- *Calcisferas.* Son objetos de origen incierto. Se reconocen desde el Cámbrico a la actualidad, siendo comunes desde el Devónico, aunque incluso se han citado en materiales proterozoicos. Actualmente se considera que la mayor parte de las calcisferas mesozoicas y cenozoicas están relacionadas con los dinoflagelados. Tienen forma esférica, con paredes normalmente micríticas rellenas de esparita.

ALGAS

Las algas han constituido a lo largo del tiempo geológico uno de los principales productores de carbonatos:

- *Rodofitas*. Algas rojas.
- *Clorofitas*. Algas verdes.
- *Cianofitas*. Algas azules-verdes (Cianobacterias).
- *Crisofitas*. Algas amarillas-verdes.

Los textos que se mencionan a continuación, tratan de forma exhaustiva la temática de las algas calcáreas: Johnson (1961), Wray (1971, 1977), Flugel (1977, 2004), 2.^{eme} Symposium sur les Alges fossiles (1979) y Walter (1979) específicamente para estromatolitos.

- *Rodofitas.* Las rodofitas calcáreas (Coralináceas, Jurásico-Actual y algunas en el Paleozoico superior; Solenoporáceas, Cámbrico-Mioceno) comúnmente tienen esqueleto de calcita de alto contenido en Mg (HMC) que en sección da una estructura celular regular. Muchas incrustan sustratos, por ejemplo sujetando y cementando arrecifes, lugares donde juegan un papel importante. A veces se presentan asociadas en formas esféricas o subesféricas, llamándose entonces rodolitos. Algunos géneros importantes son: *Archaeolitothammium, Litothammium, Litophillum.*
- *Clorofitas.* Dentro de las algas verdes se pueden distinguir tres grupos: Codiáceas y Dasycladáceas (Cámbrico-actual) y Charofitas (Silúrico-actual). Las codiáceas son algas aragoníticas. Hay dos tipos muy importantes en la actualidad: *Halimeda,* que genera partículas de tamaño arena al descomponerse y *Penicillum* que produce cristales aragoníticos de tamaño fango. Ambos son comunes en los arrecifes y lagoones tropicales. Hay un tipo algo problemático, que algunos investigadores incluyen en las algas rojas y otros en las algas codiáceas, son las algas Phylloides (del Paleozoico superior), las cuales llegaron a jugar un papel muy importante en la formación de montículos de fango del Carbonífero superior y Pérmico inferior del SO de Estados Unidos.

  Las dasycladáceas son algas en las que se produce una precipitación de cristales de aragonito en los tallos y ramas. Son características de medios marinos someros y protegidos, principalmente de lagoones tropicales. Las charofitas, por último, sufren una

calcificación parcial de calcita con bajo contenido en Mg. En los sedimentos se encuentran tallos y cápsulas reproductoras (oogonios o gyrogonites). Son algas características de aguas dulces o salobres.

- *Crisofitas (Coccolitos).* Los coccolitofóridos son algas, conocidas desde el Jurásico hasta la actualidad, formadas por esferas poco consistentes de calcita de bajo contenido en Mg (LMC). Estas esferas están formadas por placas redondeadas de cristales radiales llamadas coccolitos. Pueden llegar a ser el componente principal de los fangos pelágicos.
- *Cianofitas. Estromatolitos.* Como tradicionalmente las cianofitas han sido consideradas como algas, las incluimos en este apartado, aunque en realidad pertenecen al Dominio Bacteria por lo que deben denominarse cianobacterias. Éstas han tenido una gran importancia a lo largo de toda la historia geológica, pues, aunque pocas calcifican, por un lado producen tapices de microbianos que atrapan y entierran sedimentos y por otro tienen una alta actividad perforadora favoreciendo, junto con otros microorganismos (i.e. hongos), los procesos de micritización. Así, alrededor de los granos esqueléticos producen microperforaciones que son luego rellenas de micrita. Este proceso se produce repetidas veces dando lugar a lo que se denominan *cubiertas micríticas.* Las producen formas de cianobacterias cocoides endolíticas perforantes y el relleno micrítico está formado por cristales aragoníticos o de calcita magnésica, producidos como resultado de la descomposición de las propias cianobacterias. A veces llega a producirse la micritización total de los granos produciendo peloides.

En las áreas marinas someras, en las supramareales y en los lagos (hipersalinos e hiposalinos) y marismas, las cianobacterias, acompañadas de otros microrganismos y algas, producen los llamados *tapices de algas (algal mats)*. La superficie del sedimento es cubierta por mantos orgánicos de algas y bacterias formando también columnas y domos. Forman una comunidad muy específica, estando actualmente bien desarrolladas en las Bahamas, Golfo Pérsico y Shark-Bay en Australia. Están formadas principalmente por bacterias filamentosas (tipo oscilatoráceas) aunque también existen formas cocoides. Este carácter filamentoso, junto con su naturaleza mucilaginosa produce el atrape y fijación de partículas sedimentarias, lo cual conduce a un sedimento laminado llamado también estromatolito.

Los estromatolitos han sido siempre abundantes, pero cuando más importancia adquirieron fue en el Precámbrico, donde llegaron a constituir potentes series y han sido incluso utilizados para correlaciones estratigráficas (sobre todo por autores de la antigua URSS).

La laminación de los tapices de algas actuales está constituida por la alternancia de capas ricas en materia orgánica y capas ricas en carbonato. En las laminaciones estromatolíticas se puede observar la alternancia de acumulaciones de granos esqueléticos o pellets y capas micríticas. La alternancia parece responder a diferentes fenómenos periódicos: en los tapices submareales parece predominar el crecimiento diurno; en las zonas intermareales se relacionan con el humedecimiento periódico por subida de la marea y en los lagos someros con cambios estacionales y del nivel del agua. Por ejemplo, este último control parece ser el que ha provocado el desarrollo de las laminaciones en las construcciones de cianobacterias, formadas en lagos someros relacionados con marismas, durante el Cretácico inferior (Weald) en la región de Valencia (Monty & Mas, 1981).

Los estromatolitos presentan la siguiente estructura desde el punto de vista morfológico (figura 17.3):

- Láminas planas u onduladas que se denominan laminación criptalgal o estromatolitos laminares. Se encuentran fundamentalmente en llanuras de marea protegidas y suelen presentar grietas de desecación, estructura fenestral y minerales evaporíticos o pseudomorfos.

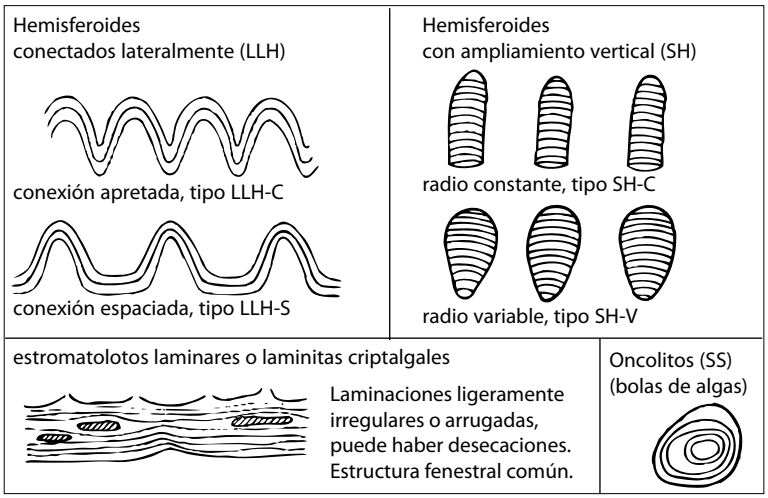


Figura 17.3. Formas típicas de estromatolitos con la terminología de Logan *et al.*, 1964. Modificada de Tucker, 1981.

- Estromatolitos dómicos. Son los denominados hemiesferoides conectados lateralmente (lateral-linked hemispheroids) LLH por Logan *et al.* (1964). Actualmente aparecen en zonas protegidas (Shark-Bay).
- Estromatolitos columnares. Denominados hemiesferoides apilados verticalmente (vertically-stacked hemispheroides) SH. En Shark-Bay aparecen en zonas sub e intermareales agitadas, próximas a promontorios.
- Estromatolitos complejos. Aparecen en el Precámbrico. Son formas complicadas, mezcla de adomados y columnares.
- Oncolitos. Se trata de laminaciones concéntricas generalmente alrededor de un clasto. Logan *et al.* (1964) las llamaron estructuras esféricas *(spherical structures)* SS. Aunque no siempre, normalmente se forman en zonas someras relativamente agitadas.

La variación morfológica de los estromatolitos guarda una relación directa con factores ambientales, es decir, profundidad del agua, energía de las mareas, y las olas, frecuencia en la exposición subaérea y velocidad de sedimentación.

En la actualidad los estromatolitos se encuentran prácticamente restringidos a llanuras de marea hipersalinas y aguas dulces. Ello es debido a que en las aguas de salinidad normal proliferan los gasterópodos, que se alimentan de algas (pastadores). La enorme abundancia de los estromatolitos en el Precámbrico, incluso en zonas más profundas, se debe precisamente al hecho de que no existían otros organismos (como los gasterópodos) que se los comieran.

Los tapices de algas marinas, no están, en general, litificados. Sin embargo, en ambientes de agua dulce e hipersalina se produce la calcificación por precipitación inducida por las propias cianobacterias o por procesos físico-químicos no inducidos orgánicamente.

También se pueden formar estromatolitos en aguas marinas profundas, pero en este caso, dada la escasez de luz, no serían las cianobacterias o algas cianofitas (foto-dependientes) las responsables de su génesis, que estaría relacionada con otros tipos de bacterias.

A.2) *Granos no esqueléticos*

En este apartado se incluyen los pellets y peloides, ooides (u oolitos), agregados (*lumps* o *grapestones*), intraclastos y pisolitos (figura 17.4):

- *Pellets.* Los pellets son partículas redondeadas de tamaño arena, que generalmente presentan una estructura interna característica relacionada con su origen fecal. Están formados por fango aragonítico. Actualmente son muy abundantes ya que un solo individuo produce una gran cantidad de ellos. En los sedimentos antiguos, sin embargo, son mucho menos frecuentes de lo que cabría esperar, debido a que los procesos de litificación los borran, apareciendo la roca como una micrita.
- *Peloides.* Se denominan así a todas aquellas partículas que parecen pellets aun cuando no se pueda determinar su origen. Algunos de ellos son realmente pellets fecales pero no determinables por haberse borrado su estructura. Otros provienen de la desecación

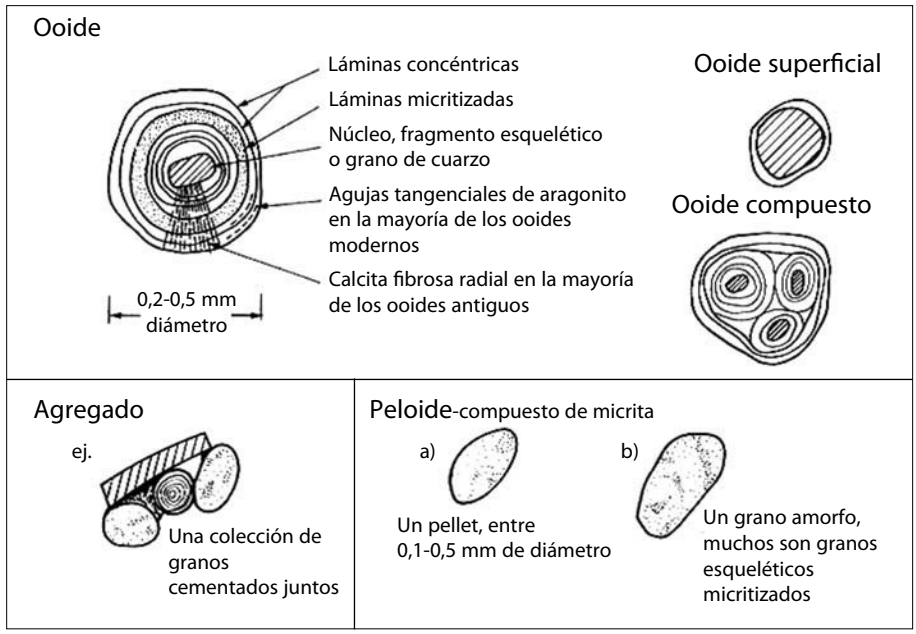


Figura 17.4. Algunos de los principales granos no esqueléticos: ooides, peloides y agregados. Modificada de Tucker, 1981.

y fracturación de lodos calcáreos, con posterior redondeamiento de los clastos de tamaño arena que se producen (intraclastos). Por último, pueden ser también fragmentos esqueléticos u ooides micritizados.

- *Ooides u oolitos.* Los ooides son partículas esféricas o elípticas de tamaño menor a 2 mm. Poseen un núcleo que puede ser cualquier partícula, ya sea carbonática o no, y una corteza de cristales de aragonito o calcita de alto contenido en Mg (Wilkinson y Given, 1986; Scholle, 2003), que se pueden disponer en forma tangencial (estructura concéntrica) o normal a la superficie (estructura radial).

  La corteza puede estar formada por una o varias capas. En los ooides actuales son más comunes las cortezas aragoníticas o de HMC de estructura concéntrica. Los de estructura radial se suelen encontrar en condiciones hipersalinas o en acumulaciones importantes de tapices de cianobacterias (p. ej., mar Rojo). En sedimentos antiguos, por el contrario, la estructura de calcita radial es la más frecuente.

  Actualmente, la mayoría de los oolitos se encuentran en la zona intermareal o áreas próximas donde existe una cierta agitación de las aguas. Su origen es problemático, ya que no ha sido hasta ahora bien comprendido, pero parece haber dos tipos:

  De origen inorgánico. Se producen a causa de la subida a zonas someras con aguas cálidas y agitadas, de corrientes frías más profundas y sobresaturadas en $(CO_3H)_2Ca$. Al calentarse, el agua pierde CO_2 y precipita CO_3Ca.

  De origen orgánico. Actualmente se admite que el origen de los ooides puede ser más complicado y relacionado con procesos bioquímicos. Existen dos teorías: la primera considera que la actividad de las bacterias sobre la capa mucilaginosa que rodea los oolitos provoca la precipitación de carbonatos. La segunda se relaciona con el hecho de que se ha detectado la presencia de proteínas en los cristales aragoníticos y, dado que en otros organismos se ha podido demostrar que ciertos aminoácidos inducen la calcificación, se supone que el proceso de cristalización de las agujas de aragonito ha podido tener este origen.

  Los experimentos realizados por Davies *et al.* (1978) parecen apuntar a la probable coexistencia de las dos posibilidades de orígenes: en aguas tranquilas, jugaría un papel

muy importante la materia orgánica y en aguas agitadas el origen sería inorgánico. Por otra parte Monty & Van Laer (1984), basándose también en trabajos experimentales, ponen más énfasis en su origen orgánico, pues consideran que la diversidad de oolitos radiales actuales básicamente resulta de los diferentes modelos y formas de interacción entre el crecimiento microbiano y/o mucílagos, y las fuentes de carbonato.

- *Agregados* (*lumps* o *grapestones*). Son agrupaciones de partículas carbonáticas (esqueléticas, ooides, peloides), en forma de racimos aglutinadas por un carbonato microcristalino. Se dan en zonas submareales relativamente protegidas y se supone que se forman por alternancia de unos momentos cortos de agitación, seguidos de períodos de calma prolongados, durante los cuales precipita el cemento. Generalmente este proceso está favorecido por la actividad de cianobacterias (algas azules-verdes). En sedimentos antiguos son partículas relativamente poco comunes, sin embargo, actualmente son muy frecuentes en las Bahamas.
- *Intraclastos.* Son partículas carbonáticas de tamaño arena o mayores, procedentes de sedimentos litificados o casi litificados que son arrancados de la propia cuenca de sedimentación o de cerca de ella (i.e.: a partir de pequeñas lascas —*chips*— generadas por desecación de los sedimentos superficiales en las llanuras de marea).

  Se relacionan con procesos destructivos frente a los agregados, que se originan por un proceso constructivo. Así, se diferencian de ellos porque tienen bordes netos y truncados. Son también denominados litoclastos, pero este término es quizás mejor utilizado en el sentido de extraclasto, es decir, para los fragmentos de rocas que desde un punto de vista sedimentario no presentan ningún tipo de relación genética con la roca que los incluye (p. ej., fragmentos de roca jurásica dentro de material cretácico).
- *Pisolitos.* Son partículas esféricas o elípticas mayores de 2 mm de diámetro. Su diferencia morfológica con los oolitos es pues una cuestión de tamaño, aunque su origen es en general distinto (los pisolitos que provienen del agrandamiento de un oolito son muy raros).

  Su origen es vadoso y suelen relacionarse con caliches. Se forman en la zona vadosa por precipitación de carbonato cálcico (poco magnésico) en climas semiáridos. Se confunden con facilidad con los oncolitos, por eso es necesario su estudio al microscopio.

B) La matriz

Constituye el componente textural de grano más fino, formado por cristales microcristalinos de carbonato cálcico, de tamaño generalmente menor de 4 micras, que se denomina micrita. Uno de los lugares donde mejor se ha podido estudiar el carácter y origen de los fangos calcáreos es en las Bahamas. Se ha comprobado que el factor más importante de producción del sedimento micrítico es la desintegración de las algas calcáreas verdes *(Penicillus)* que al morir dejan caer las agujas aragoníticas que comportan el esqueleto. La cantidad de fango producido de esta forma es suficiente para explicar todo el que existe en la zona submareal y aún existe una sobreproducción que alimentaría las llanuras de marea y zonas externas profundas adyacentes (figura 17.5).

Otros procesos generadores de fangos calcáreos son:

- Bioerosión. Producidos por esponjas y algas que atacan y perforan granos carbonáticos y sustratos.
- Rotura mecánica de granos por la agitación de las olas y corrientes.
- Precipitación bioquímica debida a la fotosíntesis y descomposición de algas. Actualmente se da en tapices de algas supramareales hipersalinas y de agua dulce.

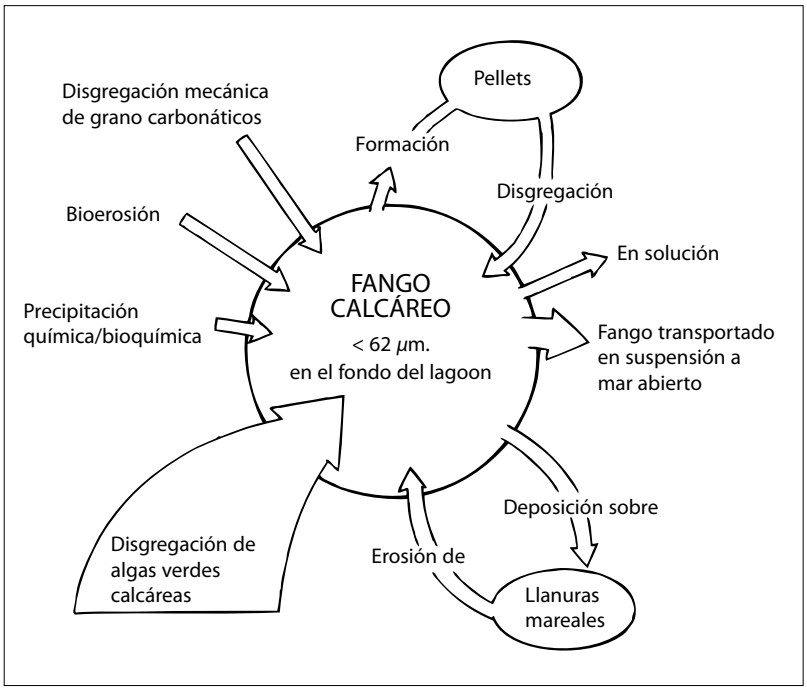


Figura 17.5. Modelo de formación y transformación de fango calcáreo en un lagoon de las Bahamas. Modificada de Tucker, 1981; basado en Neumann y Land, 1975.

- Lluvia de nannofósiles (coccolitos) en las zonas oceánicas profundas.
- Precipitación inorgánica provocada por evaporación del agua marina. Un ejemplo actual son los lagoones de la costa de Trucial donde el alto contenido en Sr en los cristales es muy similar al que se produciría a partir de una precipitación directa del agua del mar.

Es muy difícil determinar el origen de la micrita en rocas antiguas, no sólo por la susceptibilidad de la misma a la diagénesis, que provoca recrecimientos enmascarantes dando lugar a mosaicos de microesparita, sino también porque puede existir cemento micrítico y porque la micrita ha podido rellenar de forma geopetal los huecos entre los granos. Sin embargo, se puede suponer en principio, en base a las observaciones actuales, que en las etapas de océanos aragoníticos el principal agente de producción sería, como hoy, la desintegración de las algas calcáreas verdes, reservando, por supuesto, un papel para el resto de los procesos generadores. Por otro lado, en los mares calcíticos es muy probable que la micrita en origen en su mayor parte fueran partículas carbonáticas de HMC.

C) El cemento

El tercer componente textural de las calizas es el cemento que, en general, está formado por calcita cristalina denominada esparita (i.e. en el cemento drúsico, blocky y en empalizada), aunque también y principalmente en los ambientes marinos (diagénesis temprana) puede estar formado por calcita microcristalina de alto contenido en Mg (i.e. en el cemento micrítico y micrítico-peloidal) o por aragonito (i.e. en el cemento botroidal, fibroso o acicular). El término esparita (cemento esparítico) se debe usar exclusivamente para el crecimiento de cristales de carbonato en un espacio poroso intergranular o cavidades originales. Para las recristalizaciones originadas a partir de carbonatos preexistentes se utiliza el término esparita neomórfica o más comúnmente pseudoesparita.

CEMENTACIÓN		NEOMORFISMO	
Calcita fibrosa generalmente isopaca (puede ser de reemplazamiento)		Calcitización de granos esqueléticos originalmente aragoníticos	
Calcita drúsica a menudo posterior a la fibrosa		Calcita fibrosa, reemplazamiento de carbonatos aciculares	
Cemento sintaxial común en restos de equinodermos		Neomorfismo de agradación en calcilutitas	
Cemento calcítico granular (puede ser de neoformación)		Neoformismo de degradación (raro)	

Figura 17.6. Fábricas diagenéticas comunes producidas por cementación y neomorfismo. Modificada de Tucker, 1981.

Tanto la cementación como el neomorfismo, dos de los factores más importantes de la diagénesis de carbonatos y cuyos efectos se representan en la figura 17.6, son tratados extensamente dentro de este libro en el capítulo dedicado a la diagénesis de carbonatos.

Aquí nos limitamos a exponer algunos de los caracteres más importantes que posee el cemento esparítico:

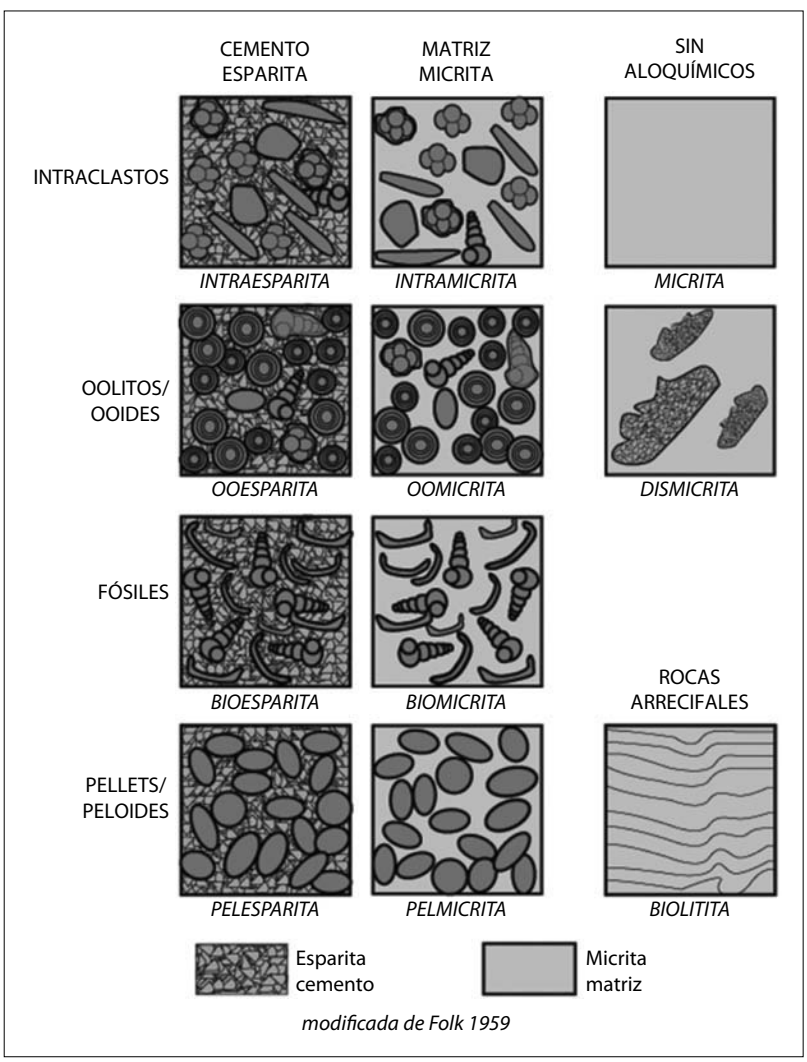
- Precipita entre granos o dentro de cavidades originales.
- Tiene un aspecto claro y con pocas inclusiones.
- Los límites intercristalinos son planares o rectilíneos.
- Fábrica drúsica (incremento del tamaño de cristales a partir del sustrato o pared).
- Los cristales orientan sus ejes ópticos de forma preferentemente perpendicular al sustrato.

Clasificaciones de las rocas carbonáticas

Generalmente se usan dos sistemas de clasificación, cada uno de los cuales hace hincapié en aspectos diferentes:

1. *El esquema de clasificación de Folk* (1959, 1962) está basado principalmente en la composición (figura 17.7). Distingue tres componentes:

- Los aloquímicos (partículas o granos).
- La matriz, fundamentalmente micrita.
- El cemento, fundamentalmente esparita drúsica.



Dependiendo de cual sea el aloquímico dominante utiliza como prefijo una abreviatura *(bio-* para granos esqueléticos, *oo-* ooides, *pel-* peloides e *intra-* intraclastos) que va seguida de los términos *micrita o esparita,* dependiendo de cual sea el componente que los liga. Si dominan dos tipos de aloquímicos, estos términos pueden ser combinados (p. ej., *biopelesparita* u *oobioesparita).* Para indicar un tamaño de grano grueso, los términos pueden ser modificados, por ejemplo: *bioesparrudita o biomicrudita,* para una bioesparita o una biomicrita de bioclastos gruesos, respectivamente.

Otras categorías que distingue Folk son: el término *biolitita*, referente a una caliza formada in situ por organismos (p. ej. un estromatolito o una roca arrecifal); y el término *dismicrita,* para una micrita con cavidades (generalmente rellenas de esparita), como por p. ej. una caliza con birdseyes o porosidad fenestral.

Figura 17.7. Clasificación de las calizas basada en su composición según Folk (1959, 1962). Modificada de Tucker, 1981.

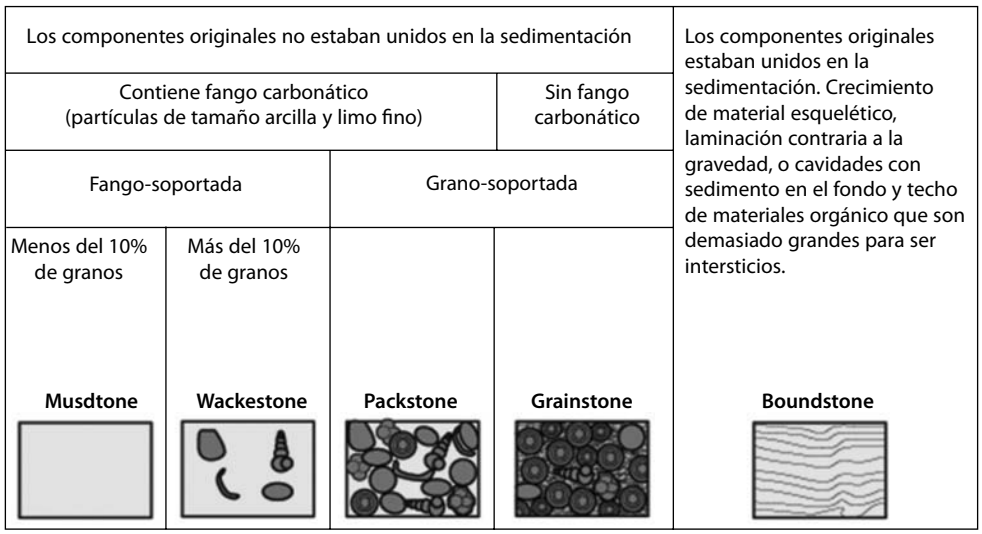


Figura 17.8. Clasificación de las calizas basadas en su textura deposicional según Dunham (1962).

2. *La clasificación de Dunham* (1962) (figura 17.8) divide las calizas en base a su textura en:

- *Grainstone,* granos sin matriz (p. ej., una bio- u oo-esparita de Folk).
- *Packstone,* granos en contacto con matriz (p. ej., una biomicrita de Folk).
- *Wackestone,* granos flotando en una matriz (p. ej., también una biomicrita de Folk).
- *Mudstone,* micrita con pocos granos.
- *Boundstone,* caliza de sujeción orgánica.

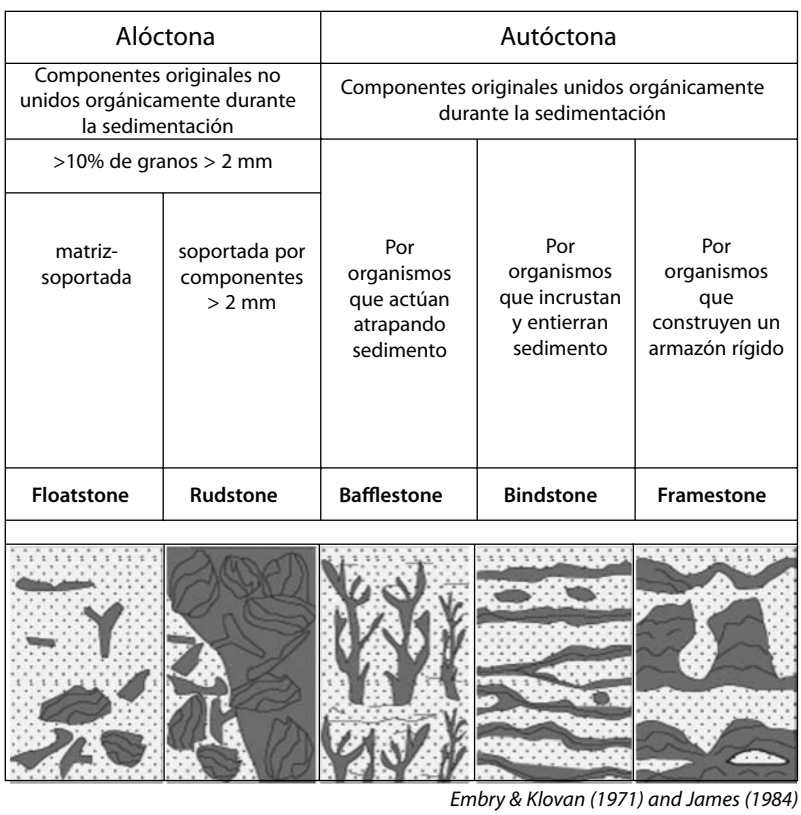


Figura 17.9. Esquema de los diferentes tipos de calizas bioconstruidas reconocidos por Embry y Klovan, 1971. Modificada de James, 1984.

Embry & Klovan (1971) propusieron varios términos adicionales (figura 17.9), tanto para indicar un tamaño de grano *(floatstone* y *rudstone)* como el tipo de sujeción orgánica para el caso de los boundstones *(bafflestone, bindstone* y *framestone).*

Para dar información sobre la composición de los granos se puede indicar su naturaleza; por ejemplo, grainstone oolítica, mudstone con pellets o rudstone de crinoides.

Debido a las modificaciones diagenéticas en las calizas, se debe llevar cuidado a la hora de dar un nombre a una roca. Ejemplos: 1) micritas de apariencia homogénea pueden ser pelmicritas; 2) la micrita de una roca bioclástica granosostenida podría ser: *a*) cemento (cemento micrítico, difícilmente distinguible de la matriz, a ve-

ces se puede reconocer porque tapiza las paredes de las cavidades); *b*) pellets compactados (granos); c) sedimento primario (p. ej., matriz); *d*) sedimento geopetal infiltrado. En los casos *a*), *b*) y *d*) se trataría de un grainstone, mientras que en el caso c) sería un packestone.

Además de los anteriores, Tucker (1981) tiene en cuenta un tercer esquema de clasificación muy simple, pero a menudo útil (sobre todo en el campo) que divide las calizas en base a su tamaño de grano en:

- *Calcirrudita.* La mayoría de los granos mayores de 2 mm.
- *Calcarenita.* La mayoría de los granos entre 2 mm y 62 micras.
- *Calcilutita.* La mayoría de los granos menores de 62 micras.

CONTROLES DE LA SEDIMENTACIÓN DE CARBONATOS

En las plataformas continentales actuales, la sedimentación carbonática se relaciona principalmente con los factores siguientes:

- Una alta producción orgánica de carbonato.
- Unas condiciones de temperatura y salinidad de las aguas apropiadas.
- Una ausencia relativa de sedimentación clástica, particularmente de grano fino.
- Una relativa escasez de aportes de nutrientes.

En esencia se puede decir que los carbonatos de las plataformas continentales tanto actuales como del registro fósil están formados fundamentalmente por material esquelético o son producto de la precipitación inducida por la actividad orgánica, que es función de múltiples factores (figura 17.10).

El clima

La cantidad de producción orgánica de carbonato depende de muchos factores aunque los dos más importantes vienen determinados por el *clima* y son: la *temperatura,* que lógicamente está relacionada directamente con la actividad solar, y los *aportes de nutrientes,* que se relacionan con la circulación de corrientes oceánicas ascendentes y con los aportes de los ríos.

Los dos factores marcan una franja de máxima productividad en el globo, que se sitúa entre los 30° N y 30° S (figura 17.11), es decir, en los cinturones ecuatorial y subtropicales. Lógicamente, los carbonatos no se restringen exclusivamente a esta franja, sino que, relacionados con corrientes cálidas, pueden ser encontrados en latitudes más altas (p. ej., costa oeste de Irlanda, afectada por la corriente del golfo).

Sin embargo, en la actualidad, la producción de carbonatos está también restringida por el escaso desarrollo que poseen las actuales plataformas continentales en general, y particularmente en esta franja.

La temperatura, como factor claramente más importante, se combina además con otras variables, tales como: salinidad, balance de CO_2, profundidad del agua, modelo local de corrientes, penetración de la luz, longitud efectiva del día, naturaleza del substrato, turbidez del agua.

Lees (1975) llegó a la conclusión de que junto a la temperatura, es la salinidad la otra variable más importante, y en 1972, junto con Buller, observó la existencia a nivel mundial y siempre en ambientes someros (menos de 100 m de profundidad), de dos asociaciones fundamentales dentro de los granos esqueléticos en función de la temperatura. Estas asociaciones son (figura 17.12):

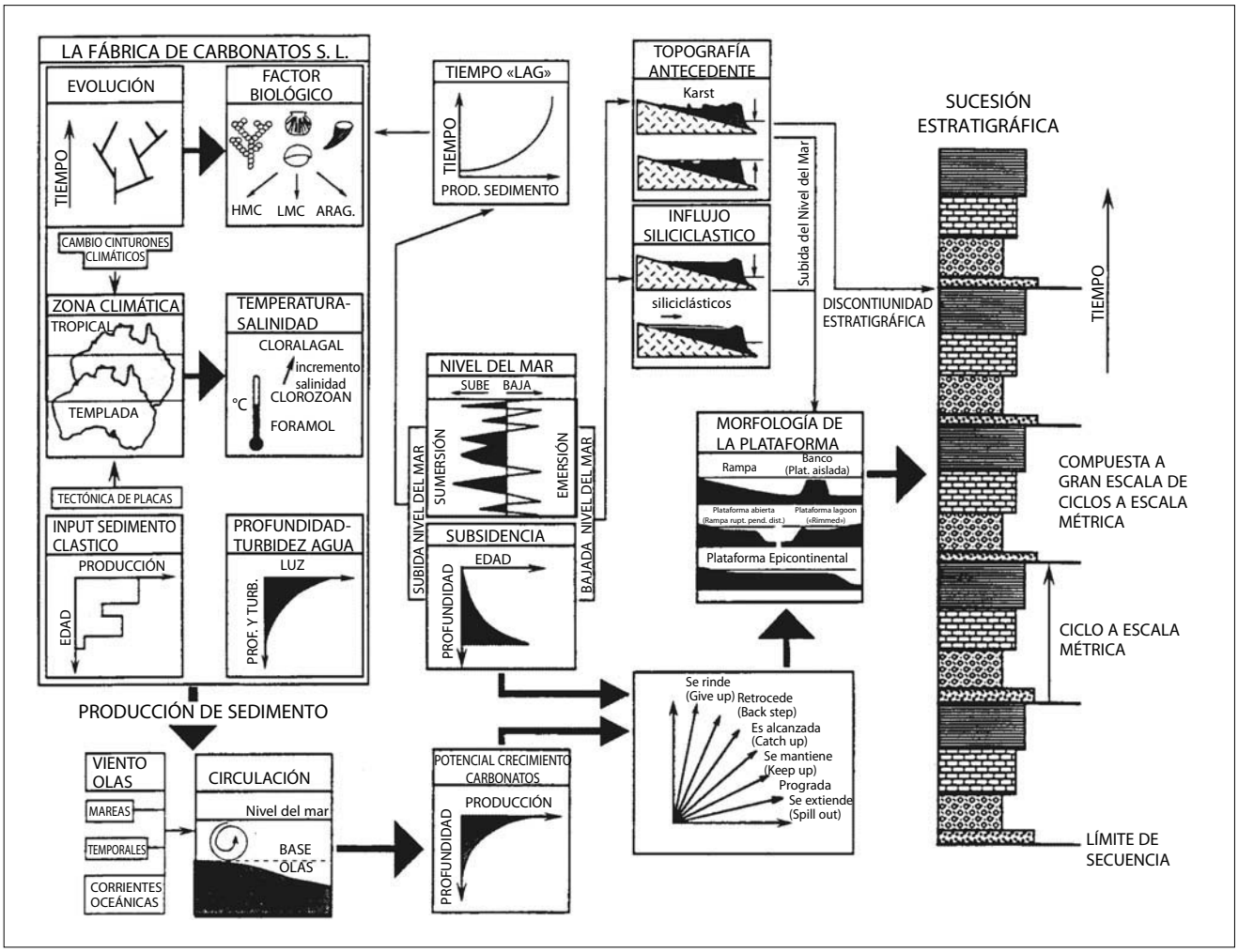


Figura 17.10. Diagrama que resume los factores principales que controlan la formación de sucesiones carbonáticas en las plataformas. Modificada de James y Kendall, 1992.

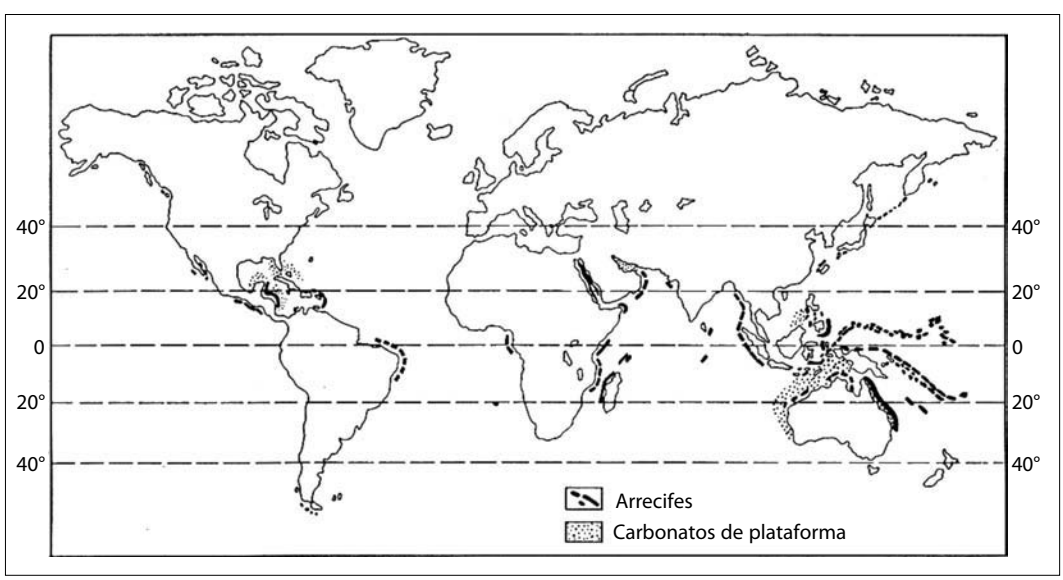


Figura 17.11. Distribución de los carbonatos marinos actuales en aguas someras. Modificada de Wilson, 1975.

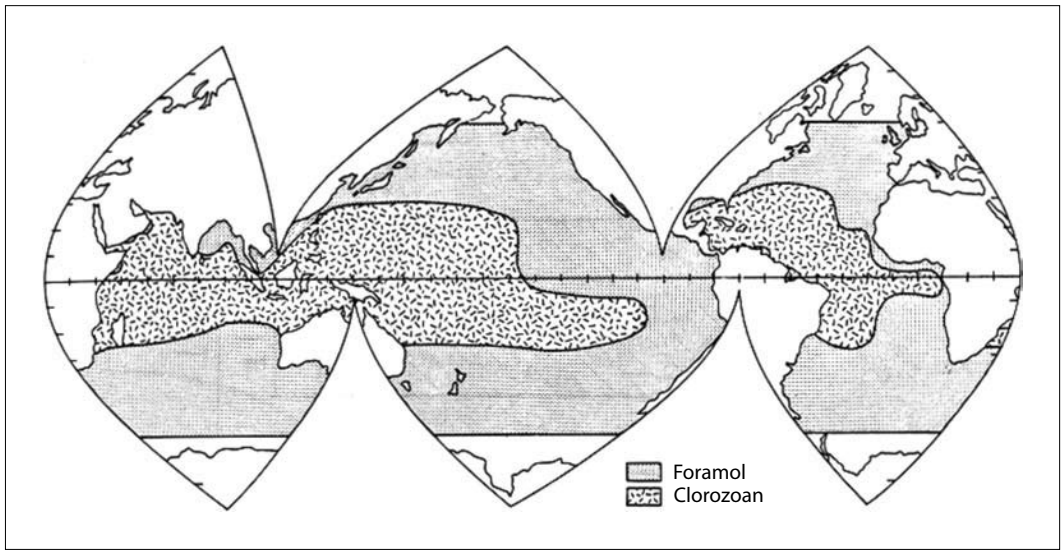


Figura 17.12. Distribución potencial de las asociaciones de granos esqueléticos en los sedimentos carbonáticos de aguas marinas someras (0-100 m) actuales. Modificada de Lees, 1975.

1. *Foramol.* Característica de aguas templadas cuyos componentes más importantes son: Foraminíferos bentónicos.

- Moluscos.
- Cirrípedos.
- Briozoos.
- Algas rojas calcáreas.

Y con carácter secundario:

- Equinodermos.
- Ostrácodos.
- Espículas de esponjas.

2. *Clorozoan.* Característica de aguas cálidas:

- Corales hermatípicos.
- Algas verdes calcáreas.
- Foraminíferos bentónicos.
- Moluscos.
- Briozoos (pocos).
- Algas rojas calcáreas.

Y los mismos accesorios que en la asociación foramol.
En cuanto a los granos no esqueléticos se diferencian tres tipos de asociaciones (figura 17.13):

1. Granos no esqueléticos ausentes.
2. Sólo pellets.
3. Asociación oolitos/agregados con o sin pellets.

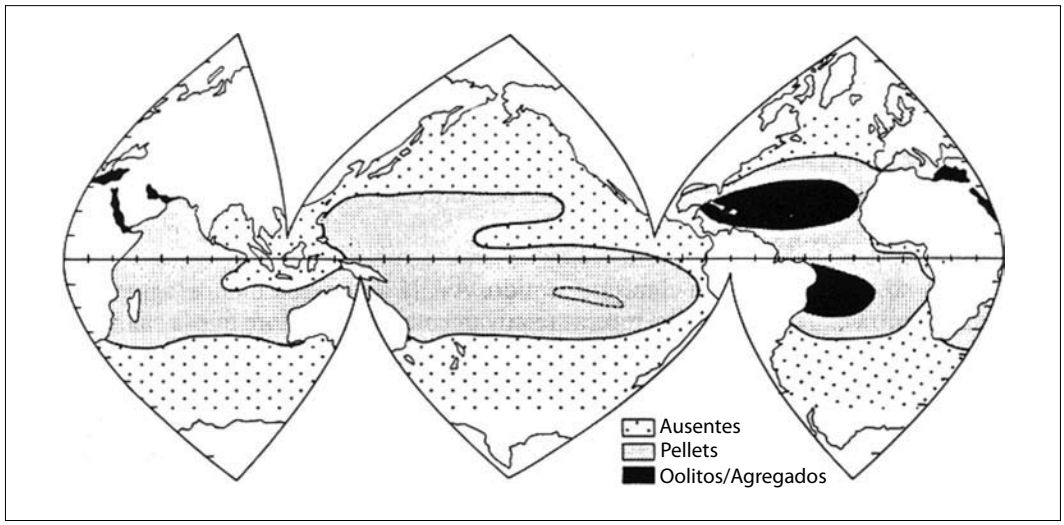


Figura 17.13. Distribución potencial de las asociaciones de granos no esqueléticos en los sedimentos carbonáticos de aguas marinas someras (0-100 m) actuales. Modificada de Lees, 1975.

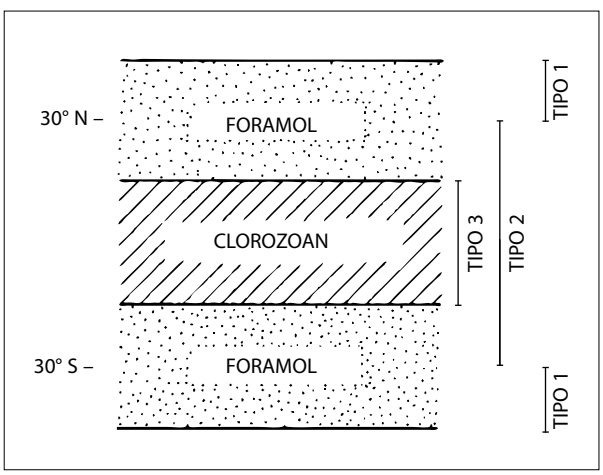


Figura 17.14. Relación entre la distribución de las asociaciones de partículas esqueléticas y no esqueléticas. Tipo 1: granos no esqueléticos ausentes; Tipo 2: pellets; Tipo 3: oolitos/agregados.

En la figura 17.14 se ha representado la relación de distribución de las asociaciones de partículas esqueléticas y no esqueléticas.

Como se puede observar, la asociación clorozoan y la existencia de granos no esqueléticos se restringe a las latitudes más bajas, donde la temperatura es más alta. De hecho, se ha comprobado que los granos no esqueléticos no existen en zonas donde la temperatura mínima en la superficie del agua es menor de 15 °C.

Como se recordará, la salinidad es otro factor importante. La relación entre ambas ha sido estudiada con bastante detalle por Lees en 1975 (figura 17.15), pudiendo observarse tres hechos de relieve:

- La asociación clorozoan no existe a temperaturas elevadas si la salinidad es baja. Asimismo, tampoco existe en zonas de salinidad adecuada si la temperatura es baja.
- Esta relación temperatura/salinidad actúa también en el caso de los componentes no esqueléticos y en el mismo sentido. Así, la asociación oolitos/agregados se puede encontrar en zonas de temperaturas relativamente bajas siempre que la salinidad sea alta.
- En las situaciones extremas de salinidad, es decir, en zonas de salinidad muy alta o muy baja, aparece una asociación que contiene abundantes algas verdes y donde los corales hermatípicos están ausentes, que fue denominada por Lees (1975) *Cloralgal*.

Aun cuando la naturaleza y origen del fango calcáreo ha sido tratado en un apartado anterior, conviene hacer aquí algunas precisiones en función de la relación con las asociaciones descritas.

Así, en las zonas donde se da la asociación foramol, el fango proviene fundamentalmente de la fragmentación de elementos de esta asociación.

En las zonas de dominio de la asociación clorozoan, el material que procede de elementos foramol es mucho menos abundante que el que proviene de corales y algas verdes (típicas de esta asociación).

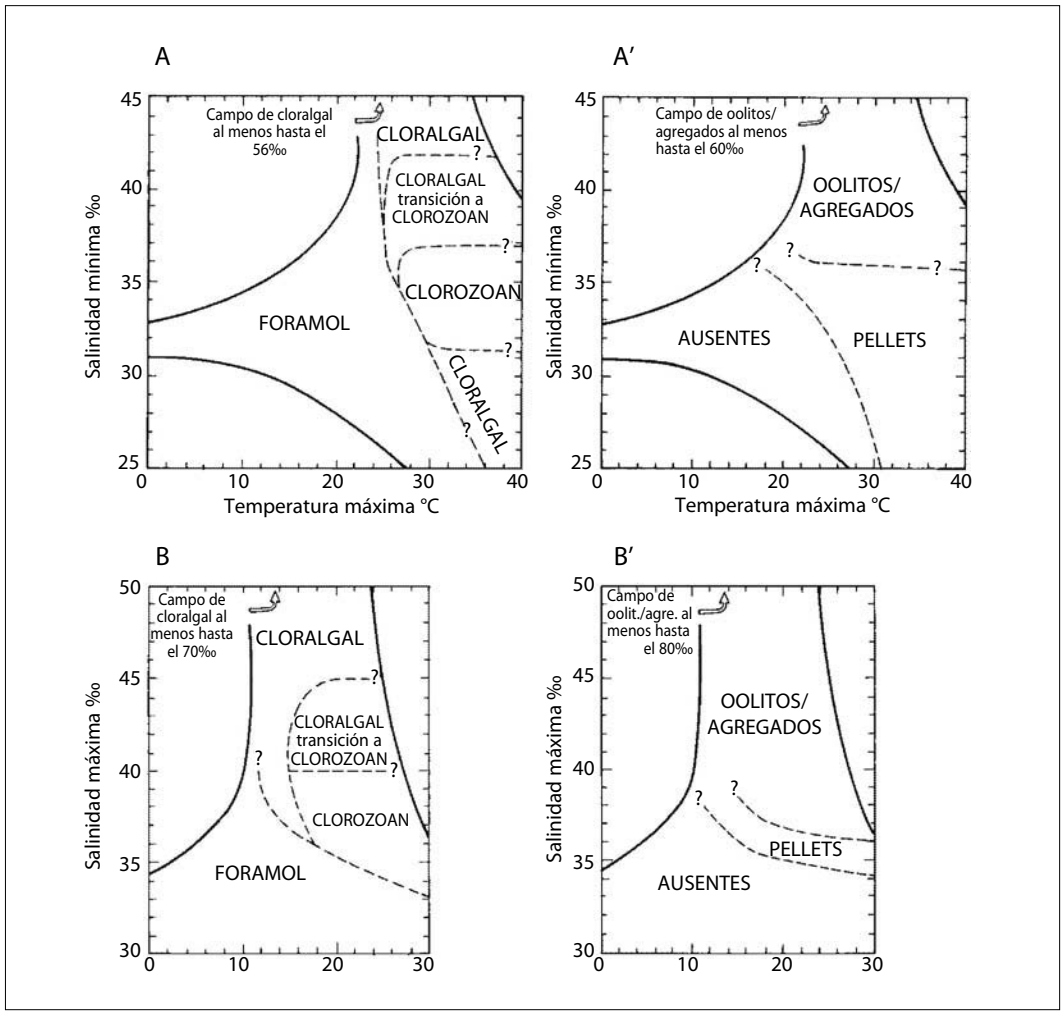


Figura 17.15. A y B: Diagrama de campos de aparición de asociaciones esqueléticas en plataformas carbonáticas actuales en función de los valores anuales de salinidad/temperatura. A´ y B´: Ídem para asociaciones no esqueléticas. Modificada de Lees, 1975.

Por último, la precipitación inorgánica de fango sólo tiene lugar en el campo de existencia de oolitos/agregados (figura 17.16).

Geotectónica

El contexto geotectónico es fundamental, pues al determinar la topografía de las áreas continentales y por tanto el drenaje fluvial, controla la ausencia de material siliciclástico, que como ha sido previamente mencionado, es de vital importancia en la sedimentación de carbonatos. El material terrígeno, además de simplemente diluir el componente carbonático de un sedimento, afecta negativamente a la producción de carbonato, particularmente cuando están implicados arrecifes coralinos. Por ejemplo, en la Plataforma de Bahamas los carbonatos de aguas someras están ampliamente desarrollados porque los profundos Estrechos de Florida impiden de forma efectiva que los fangos terrígenos alcancen la plataforma. Sin embargo, en la mayor parte de las plataformas que se extienden al norte y al oeste del golfo de Méjico, la sedimentación carbonática se ve inhibida por el fango proveniente del río Mississippi que es transportado a lo largo de la costa por la corriente de deriva litoral. A lo largo de la costa de

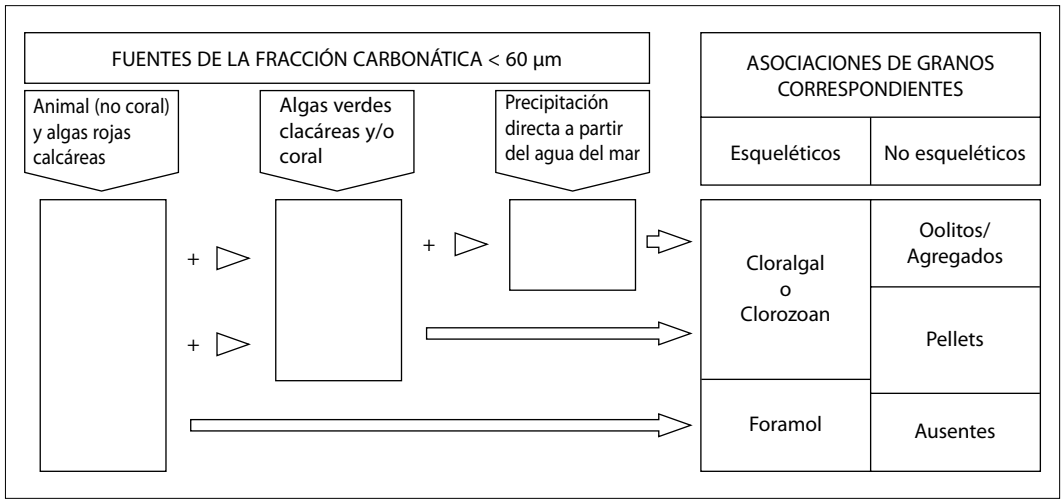


Figura 17.16. Relaciones posibles entre los diversos tipos de fango carbonático (< 60 micras) y las asociaciones de granos. Modificada de Lees, 1975.

Queensland, en Australia, los sedimentos clásticos quedan atrapados en la plataforma interna dentro de una gran depresión, permitiendo el exuberante crecimiento de la Gran Barrera de Arrecifes en el borde de la plataforma que queda libre de la llegada de fango.

Por otra parte, la geotectónica determina el lugar en el que se forman las plataformas carbonáticas dentro del marco global de la Tectónica de Placas (figura 17.17), así como los diferentes tipos reconocidos (plataforma-lagoon, rampa, plataforma epicontinental, plataforma aislada y plataforma inundada) que serán tratados más adelante (figura 17.18). Cada una presenta una distribución de facies característica, ajustándose a un modelo de facies generalizable. Los diferentes tipos de plataformas representan diversos estadios en la evolución de las áreas marinas someras con sedimentación carbonática y su marco ambiental puede verse modificado y cambiar durante la sedimentación ya sea por cambios tectónicos, cambios del nivel del mar o simplemente de forma intrínseca por la propia sedimentación carbonática.

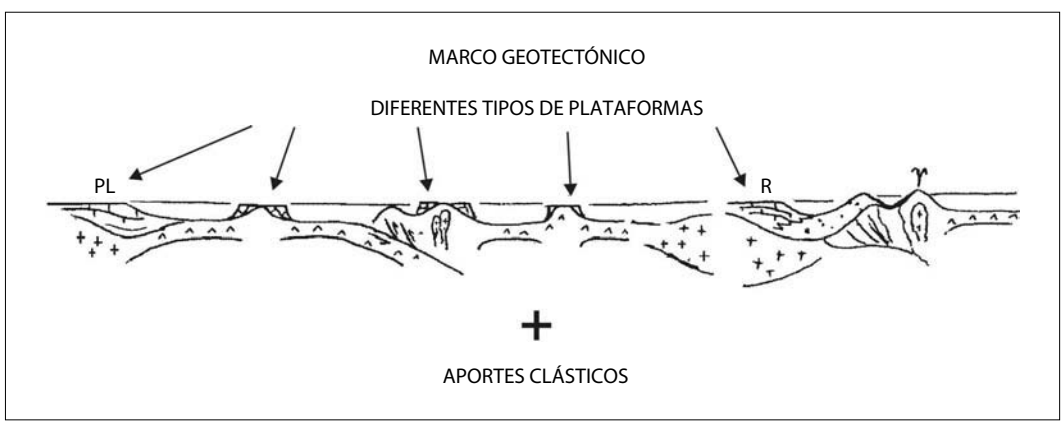


Figura 17.17. Control de la geotectónica sobre la sedimentación carbonática.

La posición global del nivel del mar

Es un factor de primer orden en el control de la sedimentación carbonática. Las secuencias de plataforma más extensas y potentes se desarrollan durante los episodios de alto nivel del mar. La posición general del nivel del mar viene determinada por la relación entre los volú-

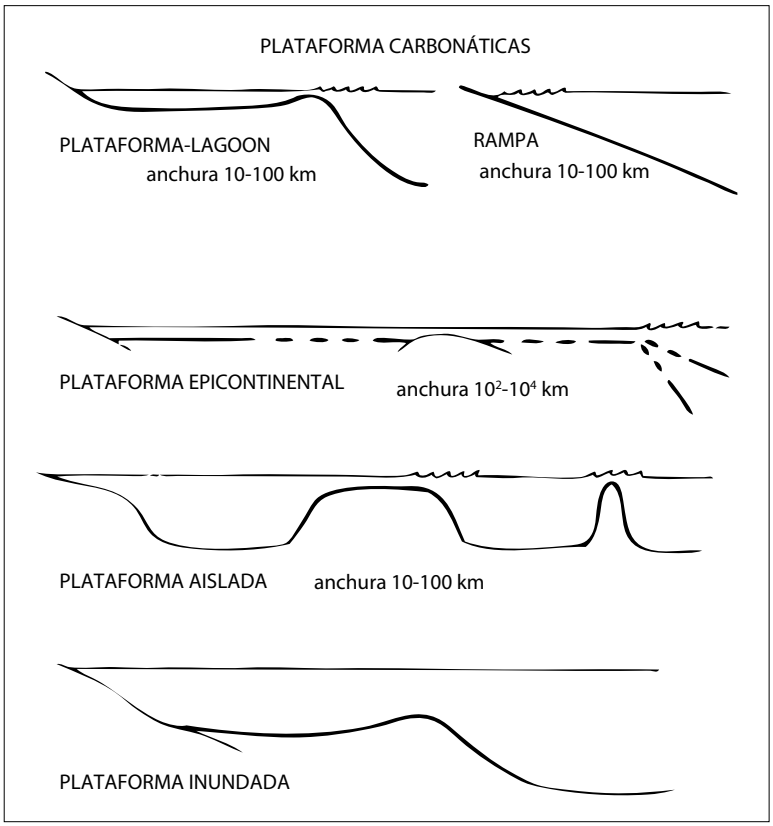


Figura 17.18. Los principales tipos de plataformas carbonáticas. Modificada de Tucker, 1991.

menes de las cuencas oceánicas y el de hielo glaciar, estando ambos controlados por la geotectónica y el clima. Las subidas y bajadas del nivel del mar afectan enormemente a la sedimentación carbonática, reconociéndose ciclos de variación de la posición del nivel del mar de cinco órdenes diferentes de magnitud, con períodos que varían entre los 10^8 años para los de 1.er orden a 10^4 años para los de 5.º orden. Durante el Fanerozoico se distinguen dos ciclos de primer orden que son el resultado de la fragmentación y construcción de supercontinentes, y de la apertura y cierre de grandes océanos. Los ciclos de segundo orden (10^7 años) se consideran fundamentalmente el resultado de la subsidencia de márgenes pasivos. Los ciclos de subida y bajada del nivel del mar de tercer orden (10^6 años) son responsables de secuencias completas de plataforma carbonática a escala de Formaciones, pero su origen es todavía discutible, unos autores los atribuyen a cambios globales del nivel del mar de carácter tectono-eustático (Vail *et al.*, 1977; Haq *et al.*, 1987), pero otros relacionan las secuencias depositadas durante estos ciclos de tercer orden con etapas repetidas de extensión tectónica seguidas de subsidencia térmica (Hubbard, 1988). Los ciclos de cuarto y quinto orden (10^5-10^4 años) controlan el desarrollo de las típicas secuencias de somerización de las plataformas carbonáticas, y en cuanto a su origen se han invocado diversas causas: astronómico-orbitales (ritmos de Milankovitch: ciclos glacio-eustáticos); sedimentarias (modelo autocíclico: Ginsburg, 1975; Pratt y James, 1986); y tectónicas (*in plane-stress:* Cloetingh *et al.,* 1985; Karner, 1986).

Según las ideas de la Estratigrafía Secuencial, basadas fundamentalmente en los trabajos de la estratigrafía sísmica (ver trabajos en Wilgus *et al.*, 1988), el control principal en la sedimentación son los cambios relativos del nivel del mar, que están determinados por los cambios eustáticos del nivel marino y por la subsidencia tectónica (figura 17.19). En un ciclo de tercer orden de subida y bajada del nivel del mar, durante cada intervalo de tiempo específico se desarrolla un cortejo sedimentario *(depositional system tract)* característico. Las secuencias más potentes de plataforma carbonática se han depositado principalmente en los cortejos de alto nivel *(highstand systems tract),* aunque también pueden ser importantes en los cortejos transgresivos *(trangressive systems tract)* (Sarg, 1988). Si durante la sedimentación existe un control eustático de tercer orden, que actúa de forma permanente y que produce subidas y bajadas del nivel del mar prácticamente regulares y simétricas, evidentemente este control también actuará sobre la evolución de la diagénesis de los carbonatos en las plataformas, especialmente en cuanto al grado de exposición subaérea y el desarrollo de la diagénesis meteórica. Estudios en los que se aplica la Estratigrafía Secuencial al análisis de plataformas carbonáticas pueden encontrarse en Sarg (1988), Crevello *et al.* (1989), Tucker *et al.* (1990), James y Kendall (1992), Wright y Burchette (1996), Emery (1996) y Bosence y Wilson (2003a y b).

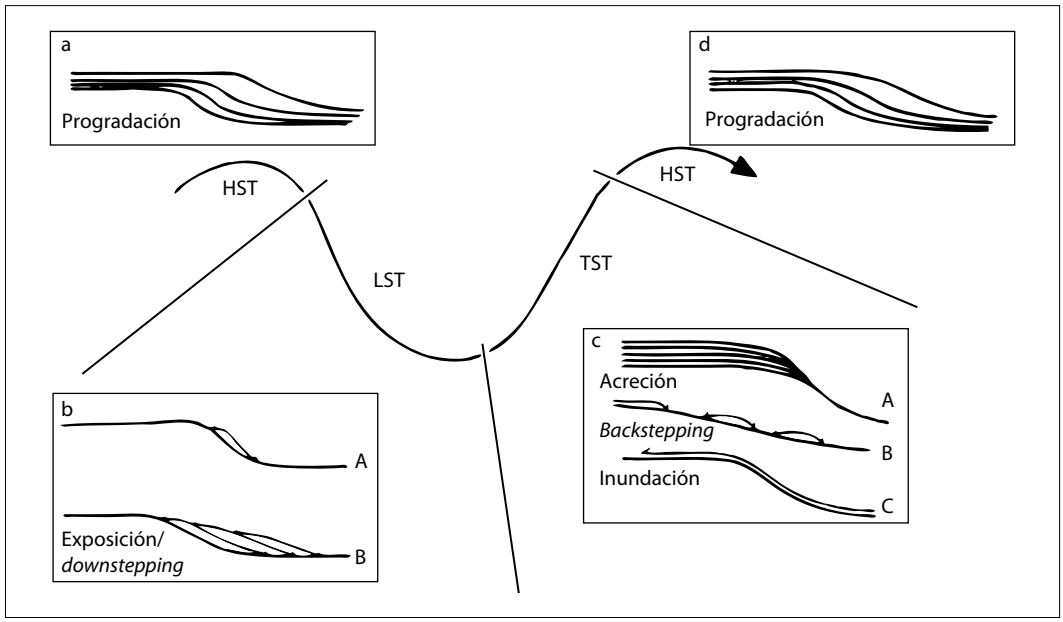


Figura 17.19. Curva ideal-simétrica de variación de nivel del mar relativo (ciclo de 3.er orden) en la que se muestra el aspecto típico de la secuencia de carbonatos resultante en los diferentes cortejos sedimentarios. a) y d), Cortejo de alto nivel HST *(Highstand systems tract)*. b) Cortejo de bajo nivel LST *(Lowstand systems tract):* A) Cuña de bajo nivel; B) Sistema progadante de bajo nivel. c) Cortejo transgresivo TST *(Transgresive systems tract)*. Modificada de Wright y Burchette, 1996.

VARIACIONES EN LOS ORGANISMOS PRODUCTORES DE CARBONATOS

Al contrario de lo que ocurre con las partículas sedimentarias inorgánicas, los organismos, principales agentes de la producción de carbonatos, sí han variado a lo largo de la historia geológica respondiendo a la evolución. Sin embargo, se pueden establecer equivalencias entre los organismos actuales y los antiguos, ya que como dice James (1979) sólo existen dos formas en que las partes duras de los organismos aparecen:

- Como esqueletos enteros y rígidos (p. ej., foraminíferos, corales).
- Como segmentos individuales que se mantenían unidos en vida del animal sólo a causa de la materia orgánica (trilobites, bivalvos, peces).

En la tabla 17.4 se expresan los organismos modernos, sus equivalencias fósiles y cómo se presentan en los depósitos.

LA FÁBRICA DE CARBONATOS: ZONAS DE ACUMULACIÓN. LA PLATAFORMA CARBONÁTICA

Como ya se ha visto, las condiciones óptimas de producción de carbonatos son las aguas someras y cálidas, que se corresponden, obviamente, con las plataformas tropicales. James (1979) diferencia tres zonas principales de acumulación de carbonatos (ver figura 17.20):

1. La plataforma abierta submareal y el margen de la plataforma (fábrica submareal de carbonatos) donde se producen in situ calcarenitas, fangos carbonáticos y arrecifes.
2. La línea de costa. Playas y llanuras de marea donde los sedimentos son transportados desde la zona submareal por tormentas, corrientes y oleaje.

Organismos	Equivalentes fósiles	Aspecto sedimentario
CORALES	Arqueociátidos, corales, estromatopóridos, briozoos, bivalvos rudistas, hidrozoos.	Los componentes mayores están a menudo «in situ» en arrecifes y montículos.
BIVALVOS	Bivalvos, braquiópodos, cefalópodos, trilobites y otros artrópodos.	Restos enteros o rotos en varias piezas formando partículas tamaño arena y grava.
GASTERÓPODOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS	Gasterópodos, tintínidos, tentaculites, salterélidos, foraminíferos bentónicos, braquiópodos.	Esqueletos enteros que forman partículas de tamaño arena y grava.
ALGAS CODIÁCEAS-HALIMEDA. ESPONJAS	Crinoides y otros pelmatozoos, esponjas.	Desintegración espontánea después de la muerte en muchas partículas de tamaño arena.
FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS	Foraminíferos planctónicos, cocolitofóridos (post-jurásicos)	Partículas de tamaño de arena media y menores, en depósitos de cuenta profunda.
FORMINÍFEROS INCUSTANTES Y ALGAS CORALINAS	Algas coralinas, algas filoides, renálcidos, foraminiferos incrustantes.	Incrustaciones sobre o dentro de los sustratos duros, construcciones potentes o calizas de tamaño arena formadas por la caída después de la muerte.
ALGAS CODIÁCEAS-PENICILLUS	Algas codiáceas-penicillus (formas similares).	Desintegración espontánea después de la muerte para formar fangos calcáreos.
ALGAS AZULES-VERDES (CIANOBACTERIAS)	Algas azules-verdes (especialmente antes del Ordovícico).	Atrapando sedimentos de grano fino para formar láminas y estromatolitos.

Tabla 17.4. Los organismos modernos, sus equivalencias fósiles y cómo se presentan en los depósitos. Modificada de James, 1979.

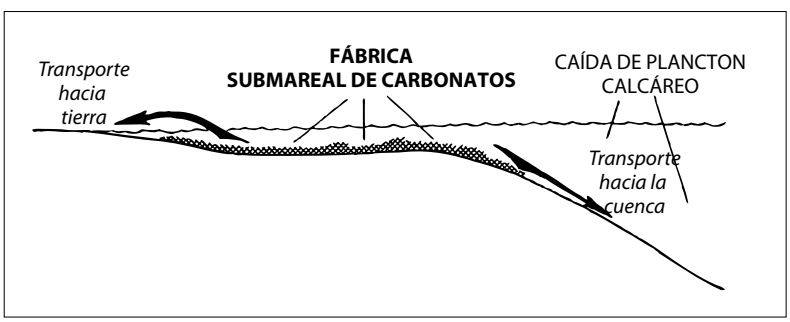


Figura 17.20. Zonas principales de acumulación de carbonatos. Modificada de James, 1979a.

3. El talud y la cuenca externa. Adonde los sedimentos producidos en la zona submareal son transportados, a menudo, por movimientos en masa y posteriormente resedimentados. Desde el Jurásico es un elemento importante la caída de componentes planctónicos calcáreos.

Las zonas 2 y 3 guardan una notable similitud con áreas equivalentes de origen siliciclástico, ya que la sedimentación en ellas está relacionada con procesos de transporte.

En la zona 1, por el contrario, es donde se dan las mayores diferencias respecto a los modelos terrígenos, porque los procesos de acumulación in situ son muy importantes. Por ejemplo, las facies arrecifales son las más opuestas a las siliciclásticas, mientras que en el caso de las acumulaciones detríticas, barras, bajíos *(shoals), sandwaves,* su significado en cuanto al régimen hidrodinámico es equivalente al de los mares siliciclásticos.

Las secuencias de facies típicas de las plataformas carbonáticas, desarrolladas en estas zonas de acumulación, son el resultado de cambios en el medio de sedimentación a través del tiempo, pero estos cambios pueden estar provocados por procesos naturales que operan dentro del propio medio o bien por fluctuaciones en los factores externos que controlan la sedimentación, tal como por ejemplo una subida en el nivel del mar. El análisis de los procesos sedimentarios que operan en las plataformas carbonáticas muestra que, sin que se produzcan cambios en la posición del nivel del mar, se pueden distinguir cinco procesos principales de carácter autocíclico, cada uno dando lugar a la formación de secuencias de facies características tanto verti-

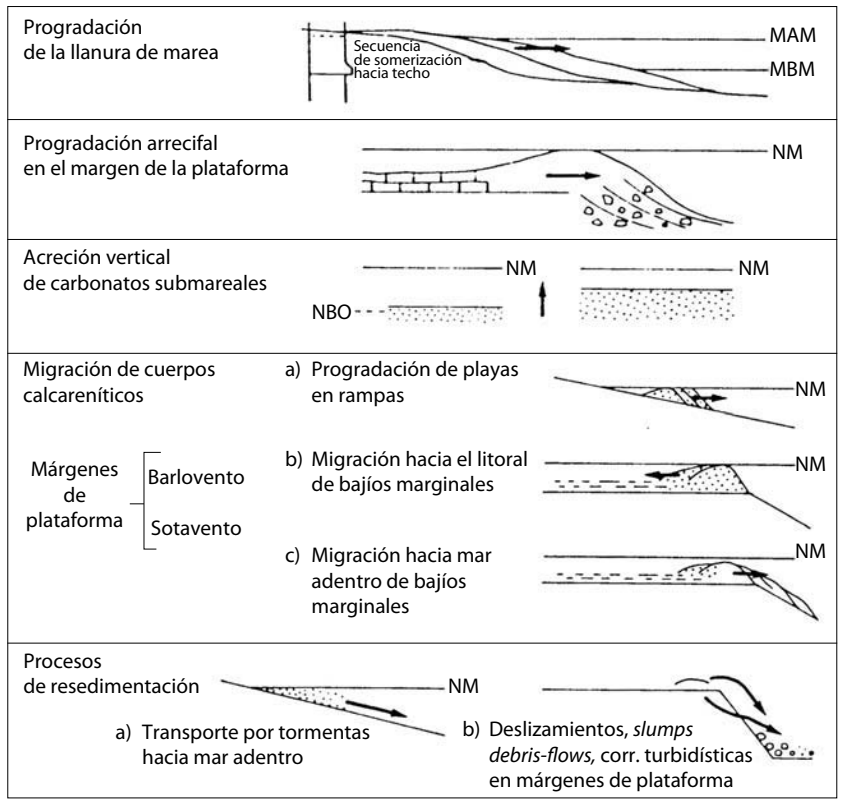


Figura 17.21. Los principales procesos de sedimentación de las plataformas carbonáticas. Modificada de Tucker, 1985.

cales como laterales: 1) la progradación de llanuras de marea; 2) la progradación de arrecifes; 3) la acreción vertical de carbonatos submareales; 4) la migración de cuerpos arenosos carbonáticos, y 5) los procesos de resedimentación (figura 17.21).

Se puede concluir que una plataforma carbonática es un cuerpo sedimentario que posee relieve topográfico y se compone de los depósitos calcáreos autóctonos (Wilson, 1975) y en un sentido funcional básicamente podría considerase como el lugar y el producto de la interacción de múltiples procesos entre los que cabe destacar: la sedimentación de partículas carbonáticas de diversos tamaños y formas que su mayor parte tienen un origen orgánico directo o son bioinducidas (i.e. bajíos calcareníticos, capas micríticas); la biocontrucción de cuerpos carbonáticos de diferentes escalas y formas (i.e. arrecifes, montículos, tapices estromatolíticos); la aglutinación orgánica o inorgánica de partículas (i.e. algas incrustantes, cementos submarinos); y la destrucción que a su vez genera sedimento carbonático (i.e bioerosión, biturbación, disgregación mecánica). El crecimiento de las plataformas está controlado por organismos sésiles cuyos esqueletos pueden llegar a construir un arrecife, por los organismos vágiles capaces de construir un esqueleto y por los microrganismos que inducen la precipitación del carbonato a través de su metabolismo. Por lo tanto, las plataformas carbonáticas no pueden crecer en cualquier parte y, por lo tanto, no están presentes en lugares en donde existen factores limitantes para la vida de los organismos bioconstructores. Entre otros, los principales factores limitantes son la luz, la temperatura del agua y su transparencia, la cantidad de nutrientes y la oxigenación de las aguas. Por ejemplo, a lo largo de las costa suramericana atlántica la sedimentación de carbonato se da prácticamente por todas partes excepto en la desembocadura del río del Amazonas, esto es debido a la intensa turbidez del agua en esa zona (Carannante *et al.*, 1988). Son ejemplos actuales de plataformas carabonatadas espectaculares, los Bancos de Bahamas (que alcanzan aproximadamente los 8 km de espesor), la península del

Yucatán, la Gran Barrera de Arrecifes de Australia y los atolones de las Maldivas e incluso gran parte de la península de la Florida, estando todas confinadas a las latitudes tropicales.

Entre los muchos trabajos y tratados aparecidos a finales del siglo pasado y en lo que llevamos de este en los que se hacen recopilaciones y puestas al día sobre los sistemas de plataforma carbonática se podrían destacar los siguientes: Belopolsky y Droxler (2003); Boggs (2006); Bosence y Wilson (2003a); Burchette y Wright (1992); Crevello *et al*. (eds.) (1989); D. Emery (1996); P. Enos (1983); Harris y Kowalik (1994); Walker y James (eds.) (1992); Kendall y Schlager (1981); Leeder (1982, 1999); Mas y Alonso (1989); James y Kendall (1992); James (1984); McLlreath y James (1984); Nichols (1999); Pomar (2001a y b); Pratt *et al*. (1992); Prothero y Schwab (2003); Read (1985); Scoffin (1987); Schlager (2003); Scholle *et al*. (eds.) (1983); Sellwood (1984); Shinn (1983); Tucker y Wright (1990); Tucker *et al*. (eds.) (1990); Wright y Burchette (1996).

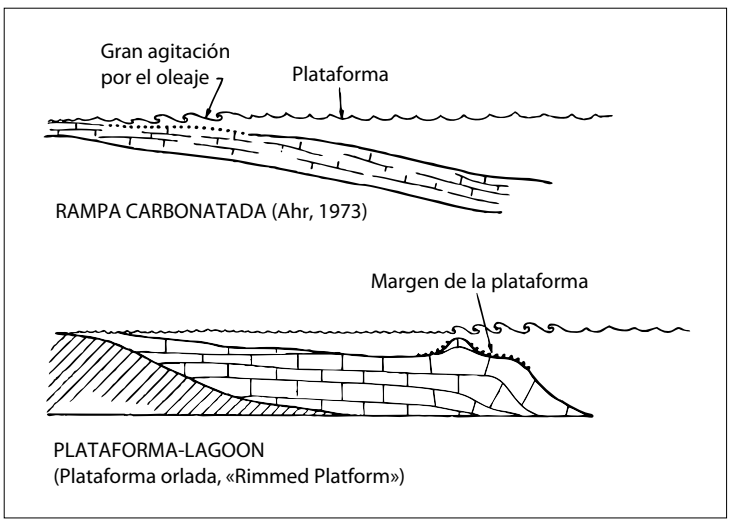


Figura 17.22. Rampa versus plataforma-lagoon. Modificada de Wilson, 1975.

TIPOS DE PLATAFORMAS

El esquema clásico de clasificación

Atendiendo fundamentalmente a su morfología se pueden establecer dos grandes grupos de plataformas carbonáticas (Read, 1985): plataformas-lagoon y rampas (figura 17.22).

Plataforma-lagoon

Las plataformas-lagoon (shelf-lagoon o rimmed shelf) son plataformas someras cuyo borde externo, que está agitado por el oleaje, viene marcado por un pronunciado incremento de la pendiente (desde pocos grados a más de 45°). Presentan un cinturón o barrera semicontinua o continua a lo largo del margen de la plataforma (arrecifes, bajíos o islas) que protege a un lagoon tranquilo de las corrientes y el oleaje. Un buen ejemplo actual de este tipo de plataformas lo tenemos en la Gran Barrera de arrecifes de Australia.

Dentro de las plataformas-lagoon se pueden diferenciar varios tipos en función del margen que presentan (Read, 1982):

Plataformas-lagoon con margen de acreción o deposicional (figura 17.23a)

Muestran tanto apilamiento de sedimento hacia arriba (acreción vertical) como del margen hacia afuera (progradación) *(up-building y out-building)*. En el margen no suelen presentar escarpes pronunciados y generalmente muestran una relación progradante (figuras 17.24 y 17.25) entre las facies de arrecifes, talud, pie de talud y cuenca *(offlap)*.

Desde tierra firme hacia la cuenca presentan básicamente los siguientes cinturones de facies:

- Siliciclásticos costeros, carbones o evaporitas, llanuras de marea carbonáticas y wackestones y mudstones submareales del lagoon, así como a veces montículos de fango en el lagoon. Las secuencias son generalmente cíclicas y de somerización.
- Calcarenitas esqueléticas u oolíticas con estratificación cruzada en la parte externa de la plataforma, parches arrecifales *(patch reef)*. Las calcarenitas son más fangosas hacia tierra firme.

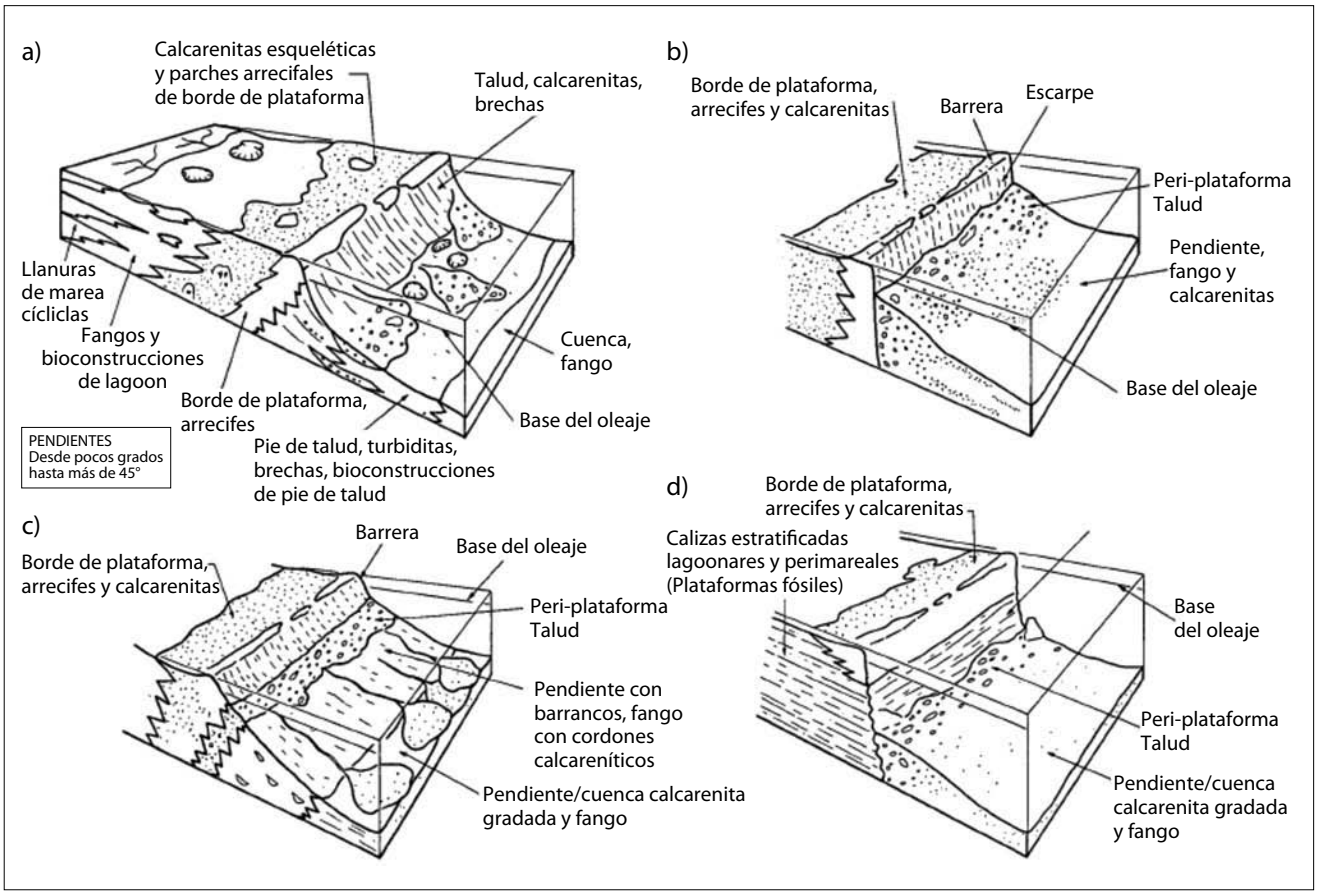


Figura 17.23. a) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de acreción. b) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de bypass de tipo escarpe. c) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de bypass de tipo pendiente con barrancos. d) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen erosional. Modificada de Read, 1982.



Figura 17.24. Clinoformas a gran escala (calcarenitas, brechas y megabrechas) del talud asociado al margen de una plataforma de edad Ladiniense (Triásico medio), nótese la progradación del borde de la plataforma de izquierda a derecha. Vista panorámica de la sección del Rosengarten en los Alpes Dolomitas.



Figura 17.25. Complejo arrecifal de Llucmajor: el arrecife coralino ha progradado sobre los depósitos de talud (principalmente calcarenitas de *Halimeda*) en el margen de una plataforma de edad Mioceno superior. El talud corresponde a la zona blanquecina de la parte inferior del acantilado, el arrecife a la zona gris con grandes oquedades de la zona superior y la parte mas alta corresponde a depósitos de lagoon. Acantilados de Cap Blanc en el litoral SO de la Isla de Mallorca.

- Carbonatos arrecifales del borde de la plataforma, calcarenitas esqueléticas y ruditas procedentes de los arrecifes. Los arrecifes generalmente presentan zonación con respecto a la profundidad (James, 1979c; Pomar *et al.*, 1985).
- Calcarenitas de periplataforma o de pendiente, brechas y algunas capas de caliza hemipelágica, bloques exóticos, slumps y montículos de talud. Estratificación inclinada típica a gran escala.
- Turbiditas del pie de talud, lutitas y brechas en manto o canalizadas (sedimentos de flujos de gravedad).
- Fangos calcáreos pelágicos y hemipelágicos, turbiditas distales y lutitas.

El Turoniense superior de la Meseta Norcastellana constituye un buen ejemplo de este tipo de plataformas (Alonso y Floquet, 1982). En él, el cinturón costero estaba situado en la posición del actual Sistema Central, en las provincias de Segovia y Guadalajara, y el cinturón arrecifal en la posición del Ebro (figura 17.26). Otro muy buen ejemplo de una plataforma-lagoon lo constituye el Mioceno superior de Mallorca (Pomar, 1991, 2001a).

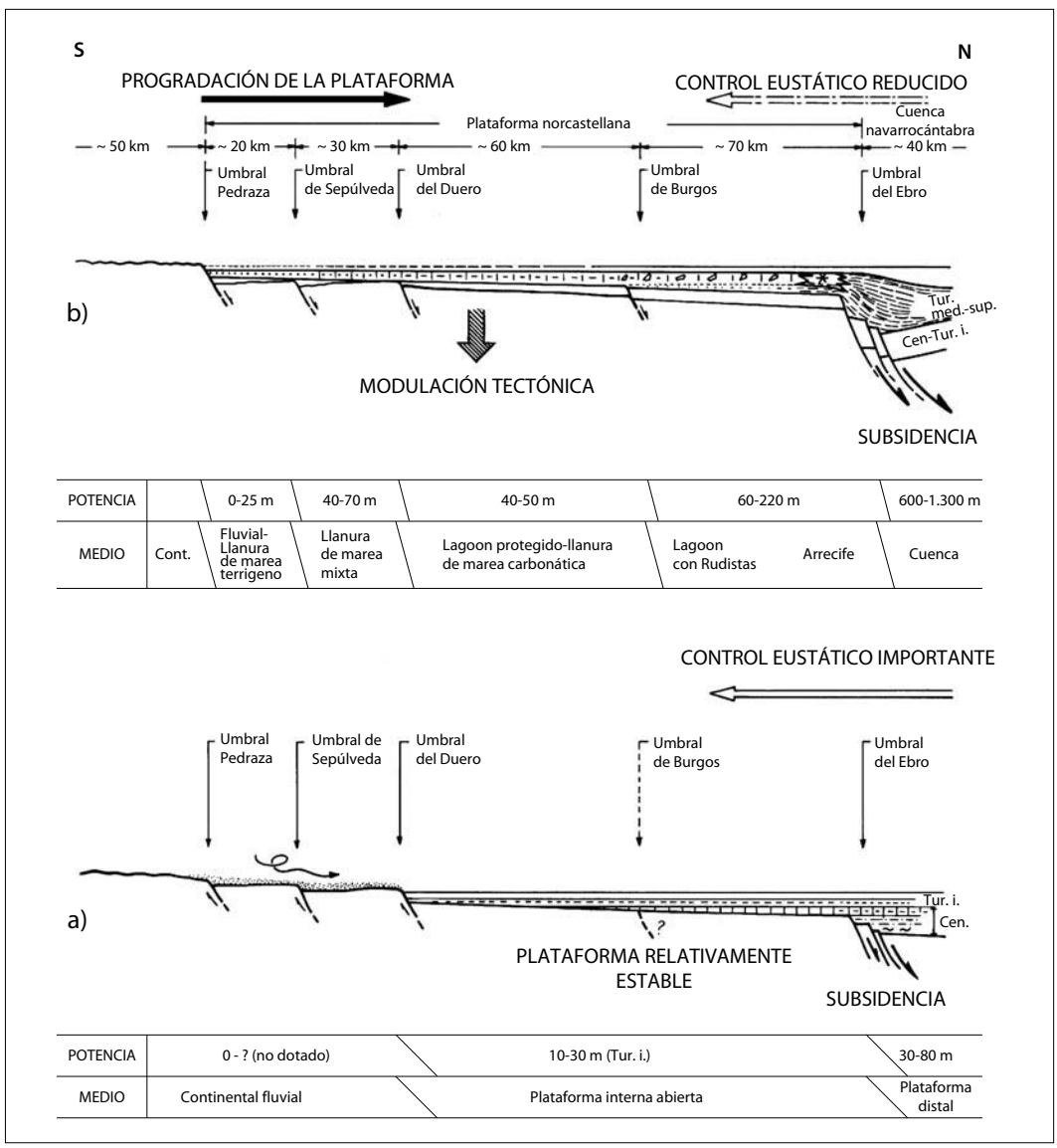


Figura 17.26. Configuración de la plataforma Norcastellana. a) Plataforma inundada durante el Turoniense inferior. b) Plataforma-lagoon durante el Turoniense medio-superior. Modificada de Alonso y Floquet, 1982.

Plataformas-lagoon con margen de bypass

Se dan en zonas donde la rapidez de acreción vertical *(up-building)* se iguala con la elevación relativa del nivel del mar. El efecto de bypass puede estar asociado con un escarpe marginal (figura 17.23b) o con un talud o pendiente abarrancada de bypass (figura 17.23c).

Plataformas-lagoon con margen erosional (figura 17.23d).

Se caracterizan por la erosión lateral del escarpe, quedando al descubierto por debajo de las facies de borde de la plataforma, facies perimareales cíclicas.

Rampa

El término de rampa *(ramp)* fue introducido por Ahr en 1973 para diferenciar este tipo de plataformas abiertas de las plataformas clásicas *(shelf),* denominadas posteriormente por Ginsburg y James en 1974 *rimmed shelf* (plataformas-lagoon).

Son plataformas suavemente inclinadas (generalmente menos de 1°) en las que las facies someras agitadas por el oleaje de la zona costera pasan hacia mar abierto, sin ruptura de pendiente marcada, a depósitos profundos de poca agitación (figuras 17.22 y 17.27).

No están protegidas por barreras físicas, por eso las zonas someras costeras están sometidas al influjo de olas, corrientes oceánicas y mareas (complejos de bajíos bioclásticos u oolíticos-pelletoidales). De este tipo plataformas Burchette y Wright en 1992 hicieron quizás una de las más detalladas revisiones.

El Cretácico superior de la Península Ibérica constituye un buen ejemplo de este tipo de plataformas, concretamente el Santoniense-Campaniense (Alonso *et al.*, 1987, 1993) (figura 17.28). Otros buenos ejemplos de rampas se registran en el Jurásico superior de la cordillera Ibérica (Alonso y Mas, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas y Aurell, 2001a y b) y el Mioceno superior de Menorca (Pomar, 2001b; Pomar *et al.*, 2002).

Las plataformas carbonáticas de tipo rampa se dividen a su vez en función de la pendiente, en dos tipos (Read, 1982): rampas homoclinales y rampas con ruptura de pendiente distal.

Rampas homoclinales (figura 17.27a)

Presentan pendientes relativamente uniformes (aprox. 1 m/km) hacia la cuenca y carecen generalmente de depósitos de gravedad y slumps en las facies de aguas profundas.

Desde tierra firme hacia la cuenca suelen presentar la siguiente disposición de facies:

- Clásticos costeros, carbonatos cíclicos correspondientes a complejos mareales, carbones o evaporitas, que pasan hacia mar adentro a calcarenitas bioclásticas, oolíticas o pelletoidales en una franja costera o normalmente a través de un lagoon a mantos y bancos más externos de calcarenitas esqueléticas oolíticas o pelletoidales y pequeñas construcciones.
- Zona de gran agitación pegada a la costa con calcarenitas bioclásticas peloidales u oolíticas (bajíos, deltas mareales). Rampa somera con bancos y mantos de calcarenitas y construcciones locales siempre someras. Entre los bancos se dan wackestones/mudstones, a veces con sílex. Generalmente estos bancos pueden constituir barreras continuas dejando hacia tierra adentro en la franja anterior un lagoon bien desarrollado (Read, 1985).
- Rampa profunda. Calizas wackestone y mudstone arcillosas con organismos diversificados de fauna marina abierta que se conservan como fósiles enteros; calizas nodulares relacionadas con cementaciones tempranas, compactación y disolución por presión; tem-

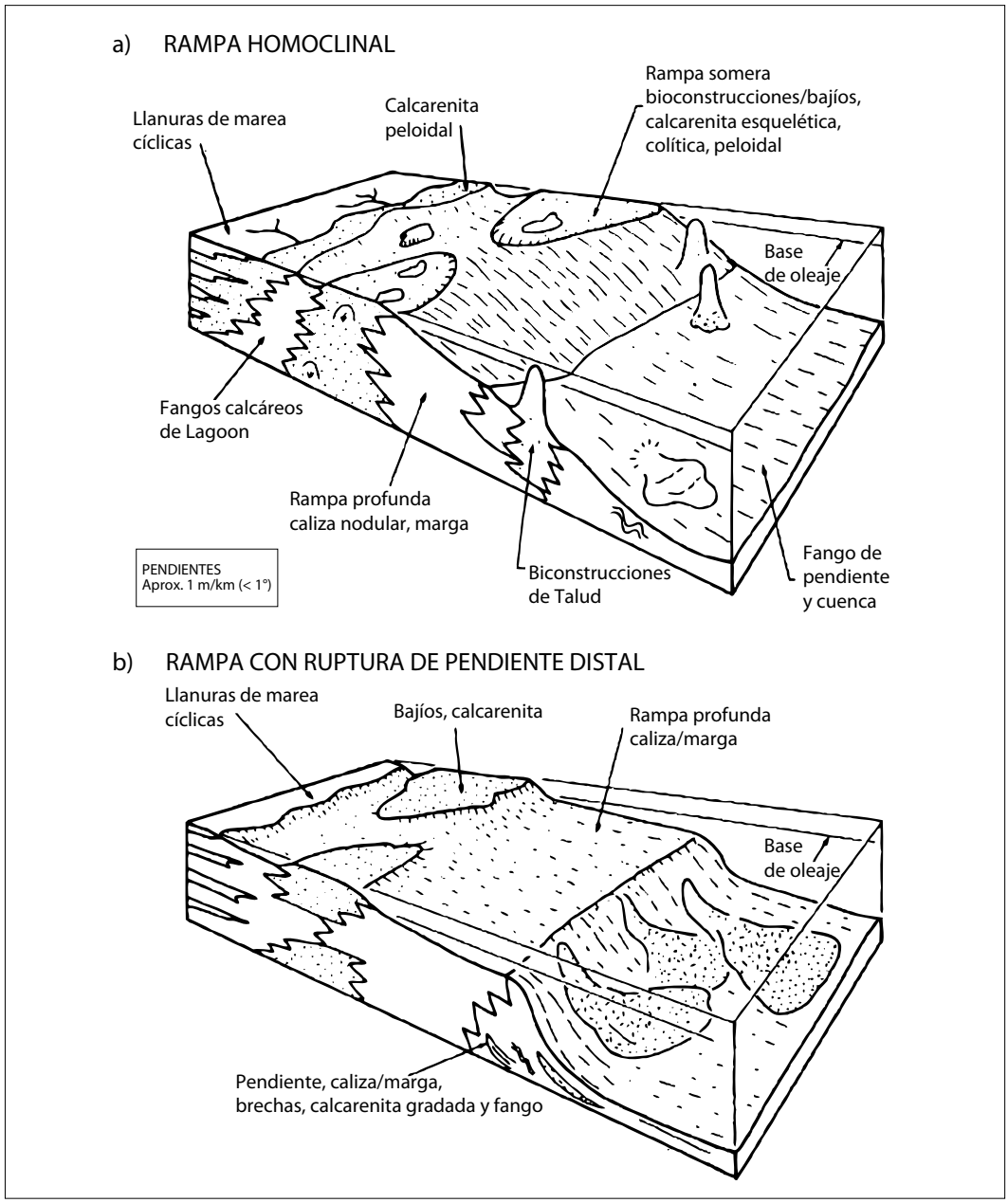


Figura 17.27. a) Bloque diagrama de una rampa carbonática homoclinal; b) bloque diagrama de una rampa con ruptura de pendiente distal. Modificada de Read, 1982.

pestitas con secuencias positivas y bioturbación. También pueden darse construcciones aisladas fuertemente cementadas.

- Talud y cuenca profunda. Fangos pelágicos o de borde de plataforma (acarreados de la zona somera) alternando con lutitas. Puede presentar pequeños slumps, superficies de truncación intraformacionales, escasos conglomerados calcáreos de talud y turbiditas.

Las rampas homoclinales son raras en el Holoceno, siendo el golfo Pérsico uno de los pocos ejemplos actuales. Sin embargo, en el pasado, este tipo de plataformas tuvieron importancia, por ejemplo durante el Jurásico (Alonso y Mas, 1990) y Triásico medio (López Gómez *et al.*, 1993) en la Placa Ibérica.

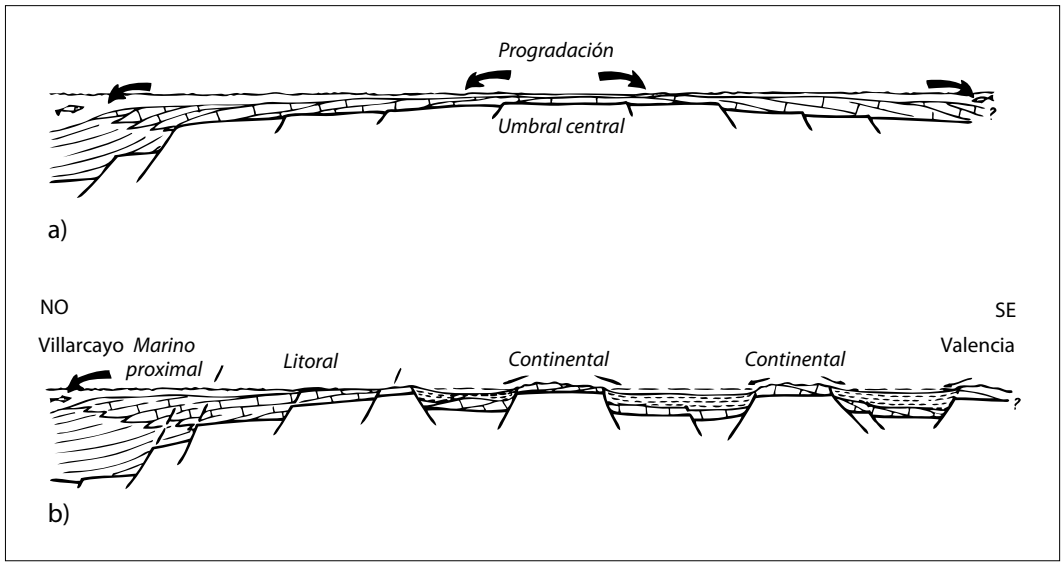


Figura 17.28. Configuración de las plataformas durante el ciclo senoniense en el Estrecho Ibérico. a) Rampas en el Santoniense-Campaniense, b) Emersión y generalización de los medios continentales en el Maastrichtiense. Modificada de Alonso *et al*., 1987.

Rampas con ruptura de pendiente distal (figura 17.27b).

Tienen mezcla de las características de las rampas (bajíos próximos a la costa, facies finas por debajo del nivel de base del oleaje) y de las plataformas-lagoon (facies de pendiente con abundantes slumps, megabrechas, etc.). La diferencia con estas últimas estriba en que la ruptura de pendiente no está como en aquéllas en el límite de acción del oleaje, sino kilómetros más adentro siempre por debajo de este límite, por lo tanto las brechas del talud no tienen clastos de las facies someras.

Los cinturones de facies en la rampa somera son iguales que los que presenta la rampa homoclinal. A partir de esta zona próxima a la costa, hacia mar adentro presenta la siguiente distribución de facies:

- Rampa profunda, por debajo del nivel de base del oleaje. Calizas wackestone/mudstone nodulares, bioturbadas y arcillosas con comunidades bióticas de mar abierto. En las partes distales puede presentar slumps, brechas y calcarenitas alóctonas.
- Facies de pendiente o talud y margen de la cuenca profunda. Calizas mudstone no bioturbadas y laminadas que pueden ser arcillosas. Abundantes superficies de truncación intraformacionales, slumps, brechas y algunas intercalaciones de calcarenitas alóctonas (turbiditas y contouritas).

Este tipo de plataformas pueden producirse como resultado de la inundación de plataformas-lagoon. Un ejemplo actual lo constituye la plataforma que se extiende al oeste de la península de Yucatán, aunque ésta se encuentra en un estadio incipiente de su desarrollo.

Otros tipos de plataformas

Además de los tipos de plataformas vistos anteriormente, otros autores introducen otros tres más: plataformas epicontinentales, plataformas aisladas y plataformas inundadas (Read, 1982; Tucker, 1991).

Plataformas epicontinentales

Las plataformas epicontinentales carbonáticas corresponden a áreas cratónicas planas y muy extensas (de 10^2 a 10^4 km) que están cubiertas por un mar somero con sedimentación carbonática dominante (figura 17.18). Hacia el océano, una plataforma epicontinental puede estar bordeada por un margen que puede tener tanto una pendiente suave (tipo rampa) como abrupta (tipo plataforma-lagoon). El margen puede estar orlado por arrecifes barrera y bajíos calcareníticos. Sin embargo, este margen, a diferencia de lo que ocurre en las plataformas-lagoon, no es una parte esencial de la plataforma epicontinental, la cual tiene su propio sistema particular de condiciones de sedimentación no controlado directamente por la presencia o no de una barrera física en el margen. En su mayor parte están dominadas por facies someras submareales-intermareales de poca agitación, siendo características las secuencias de somerización de llanuras de marea.

No existen buenos ejemplos actuales de plataformas carbonáticas epicontinentales, al menos de las dimensiones de las que se dieron en el pasado (p. ej., en el Cretácico superior, Alonso *et al*., 1993), sin embargo el interior del Gran Banco de Bahamas y la bahía de Florida pueden ser considerados como análogos actuales en cuanto a sus condiciones. Las plataformas epicontinentales pueden presentar en su interior cuencas de aguas profundas que quedan rodeadas por rampas y plataformas-lagoon.

Plataformas aisladas (figura 17.29a)

Son plataformas someras aisladas que se encuentran separadas de las plataformas continentales y rodeadas por aguas profundas (desde centenares de metros hasta 4 km de profundidad).

Pueden tener márgenes de pendiente suave (tipo rampa) o de pendiente abrupta (tipo plataforma-lagoon), siendo el segundo caso el más frecuente en la actualidad. Cuando su margen es abrupto, éste puede ser de acreción, de bypass o erosional.

Este tipo de plataformas parecen desarrollarse sobre horsts en plataformas fracturadas y rápidamente subsidentes de márgenes continentales extensivos (pasivos o de tipo atlántico). El mejor ejemplo actual de este tipo de plataformas son los Bancos de las Bahamas. En el registro geológico existen buenos ejemplos en algunas plataformas cretácicas de tipo urgoniano, como las de la Región Cantábrica española (figura 17.30), la Provenza y la costa este de México; y también en las plataformas triásicas de los Alpes Dolomitas (figura 17.31).

Plataformas inundadas (figura 17.29b)

Cuando la subsidencia o la elevación del nivel del mar es mayor que la acreción vertical en cualquier tipo de plataforma, ya sea rampa, plataforma-lagoon o aislada, ésta se inunda. Cuando la inundación se realiza de forma incipiente generalmente permanece en la zona fótica, dando lugar a una plataforma abierta con carbonatos (o alternancia de lutitas y carbonatos) por debajo del nivel de base del oleaje. Las facies de alta energía quedan así exclusivamente restringidas a una estrecha franja junto a la costa. Sin embargo, cuando la plataforma alcanza una mayor profundidad ya sea en su totalidad o en las partes más externas de una plataforma inundada de forma incipiente, y queda por debajo de la zona fótica, tiene lugar el depósito de facies hemipelágicas o pelágicas de cuenca que recubren facies someras de la antigua plataforma que ha sido inundada. Pueden también desarrollarse secuencias condensadas con numerosos hardgrounds, discontinuidades estratigráficas submarinas o sedimentos químicos (hierro, manganeso, fosforita, sulfuros).

En general la inundación causa una rápida traslación hacia tierra firme de las facies de plataforma somera. La transición vertical entre las facies de plataforma somera y las facies

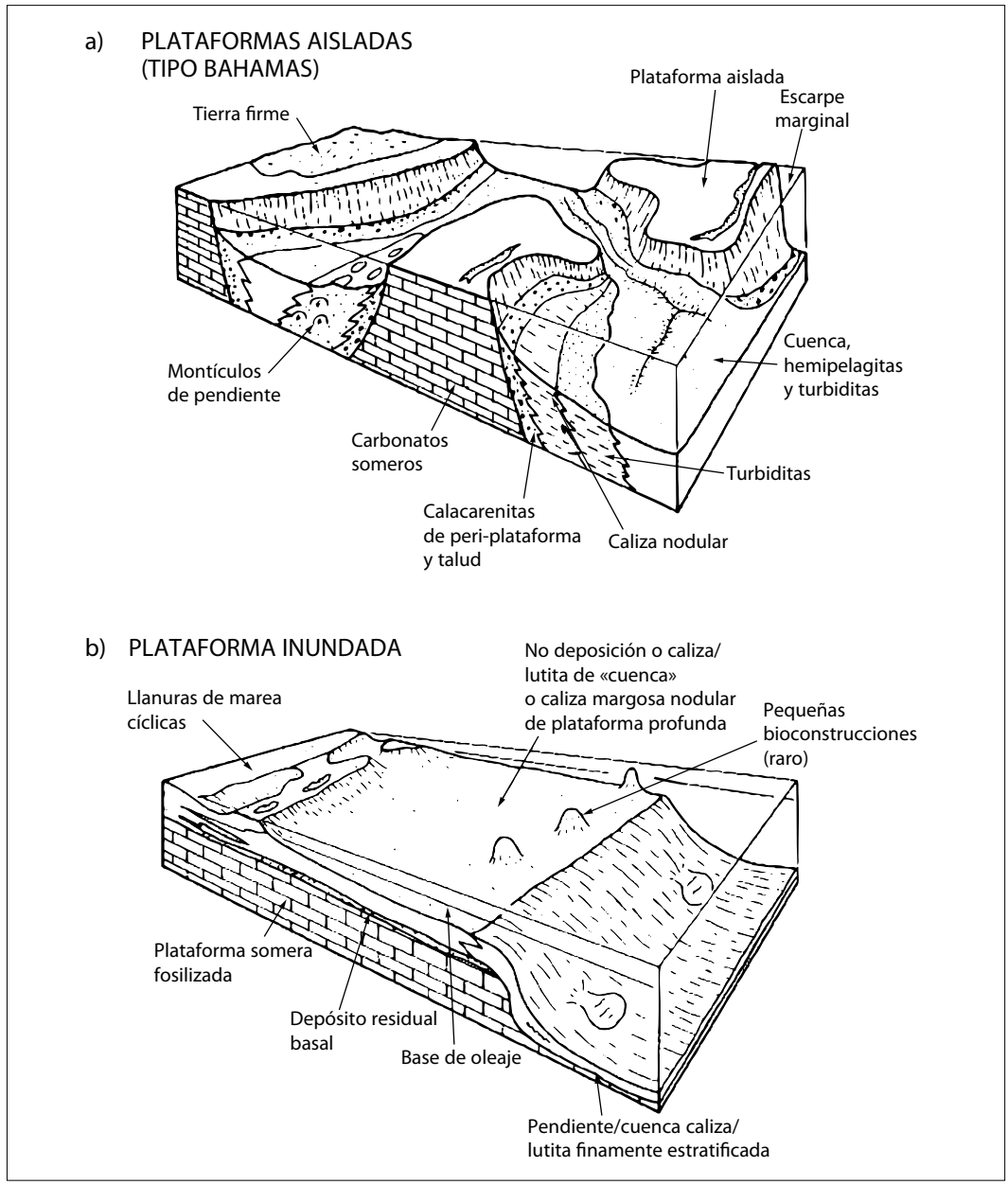


Figura 17.29. a) Bloque diagrama de una plataforma aislada; b) bloque diagrama de una plataforma inundada. Modificada de Read, 1982.

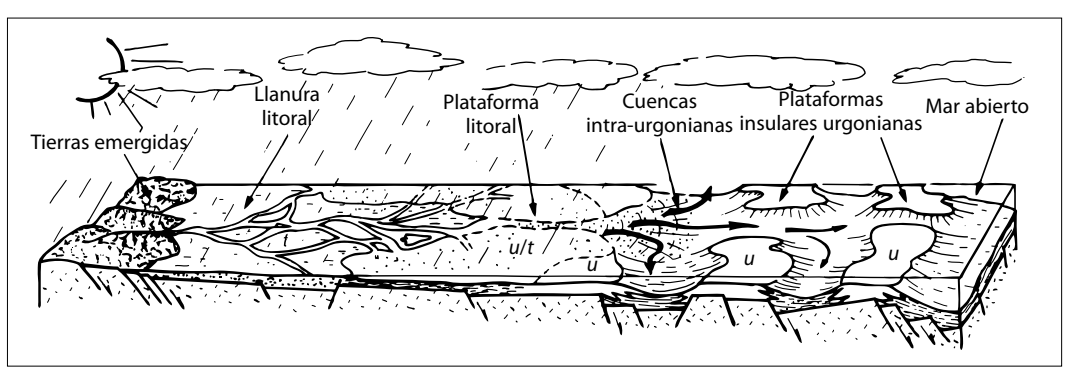


Figura 17.30. Plataformas aisladas urgonianas en la cuenca Vasco-Cantábrica. Modificada de Rat, 1982.



Figura 17.31. Ejemplo de plataforma aislada de edad Ladiniense (Triásico medio). Panorámica del Grupo Sella en los Dolomitas del norte de Italia.

de aguas más profundas correspondientes a la fase de inundación puede ser abrupta o gradual y en general suele estar marcada por una facies transgresiva de alta energía (calcarenitas o conglomerados calcáreos) desarrollada sobre la plataforma previa. Cuando la inundación se produce después de un marcado descenso del nivel del mar, la capa transgresiva calcarenítica puede yacer en ruptura sedimentaria sobre calizas con pedogénesis, caliches o estructuras vadosas. Sin embargo cuando la inundación se produce después de una somerización hasta niveles mareales, las calcarenitas o gravas calcáreas basales yacen sobre carbonatos de llanura de marea con pocas evidencias de alteración subaérea. Después de la inundación, la progradación y acreción vertical pueden retornar la plataforma a su situación original (plataforma-lagoon o rampa).

En cierto modo la plataforma que se extiende al Este de península de Yucatán, que morfológicamente representa una rampa con ruptura de pendiente distal, en cuanto al tipo de sedimentación que soporta (delgado lecho incipiente de biocalcarenitas) cabría considerarla como una plataforma inundada.

La inundación de las plataformas carbonáticas plantea un importante problema: en ellas, el potencial de acreción vertical *(upbuilding)* es generalmente mayor que la subsidencia tectónica o el ascenso del nivel del mar, lo que implicaría que en principio sería difícil que se dieran casos de inundación. Esta paradoja ha sido discutida en detalle por Schlager (1981) y Kendall y Schlager (1981), quienes señalan que las plataformas carbonáticas y en especial los arrecifes avanzan con una velocidad de 1-10 m/1.000 a., mientras que a largo plazo, por término medio, la subsidencia tectónica de las plataformas generalmente es de 1-10 cm/1.000 a. en márgenes pasivos y de unos 50 cm/1.000 a. en cuencas marginales de márgenes activos. Estas tasas de subsidencia normalmente son ampliamente superadas por el potencial de acreción de los arrecifes y en general de las comunidades bióticas de las plataformas. Por otro lado, la acreción vertical de los arrecifes puede ser equivalente al ascenso eustático del nivel del mar, que puede alcanzar varios metros/1.000 a. De lo anterior se deduce, por tanto, que la inundación de una plataforma carbonática normalmente requiere pulsos de subsidencia o ascensos del nivel del mar mucho mayores que la media, o un fuerte stress en las comunidades bióticas residentes provocado por cambios ambientales o climáticos que hacen caer bruscamente su productividad.

La importante transgresión del Cretácico medio que se manifiesta en la cordillera Ibérica, provee interesantes ejemplos de inundación de plataformas carbonáticas. Esta transgresión se realizó en sucesivos impulsos, cada uno de los cuales se ajusta al siguiente esquema: Inundación con dramática ralentización de la sedimentación (desarrollo de hardgrounds), llegada brusca de aportes terrígenos que producen una rápida colmatación y, finalmente, estabilización y progradación de la plataforma carbonática. En este ejemplo, se considera que el factor anómalo decisivo que controla las sucesivas inundaciones de la plataforma es el control tectónico, manifestado por pulsos de fuerte subsidencia que incrementan notablemente el efecto general del eustatismo positivo de esta etapa (Alonso et *al.,* 1985).

Por el contrario, el control eustático parece ser el factor dominante en la creación de una amplia plataforma inundada durante el Turoniense inferior en la Meseta Norcastellana según Alonso y Floquet (1982) (figura 17.26b).

Otro planteamiento para la clasificación de las plataformas

La clasificación de las plataformas carbonáticas expuesta en el apartado anterior se basa tanto en las características morfológicas de las mismas como en su perfil deposicional, su tamaño o el hecho de que estén o no aisladas (figura 17.18), aunque no se tiene en cuenta ningún factor genético como el régimen hidraúlico, la temperatura, la salinidad, la disponibilidad de nutrientes, el contenido en oxígeno, los factores ecológicos o la evolución biológica con el tiempo. Sin embargo en las plataformas carbonáticas el sedimento se genera en la propia cuenca, al contrario que en las siliciclásticas, por lo que su generación depende de las condiciones oceanográficas y de la actividad biológica (que ha variado a lo largo del tiempo), que además pueden modificar las características del sedimento. Por esta razón Pomar (2001a y b) ofrece un planteamiento genético para la formación y clasificación de las plataformas carbonáticas que tiene en cuenta estos factores y que ayuda a identificar los factores esenciales que controlan los perfiles deposicionales y la distribución de las facies (figura 17.32a y b). De este modo, los cambios en las condiciones ambientales (nutrientes, temperatura, oxígeno, etc.) afectan el sistema biológico y la evolución biológica y pueden producir cambios en el sistema biológico y en el tipo de plataforma.

En las plataformas carbonáticas la producción de carbonato depende en gran parte de los organismos bentónicos cuyo desarrollo depende directa o indirectamente de la fotosíntesis y, por tanto, de la penetración de la luz en el agua. De hecho, en los sistemas actuales la máxima producción de carbonato se produce en aguas someras, cálidas y de baja turbidez y esta producción disminuye con la profundidad porque disminuye la cantidad de luz y la temperatura

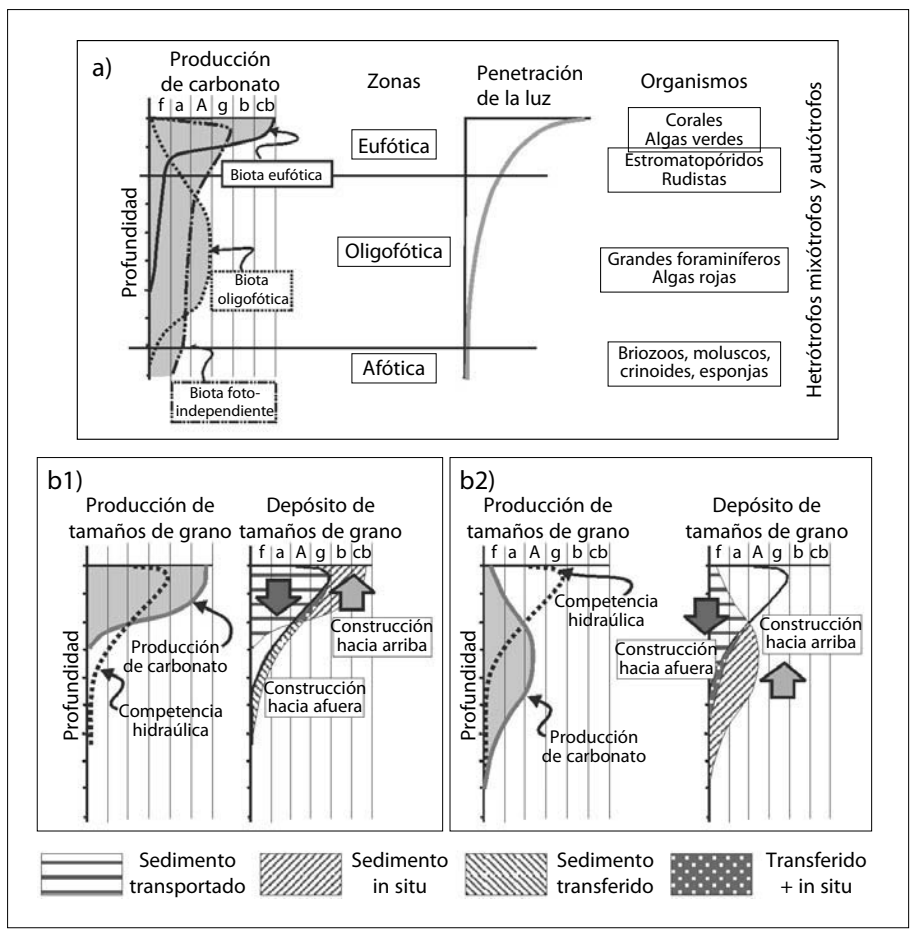


Figura 17.32. a) Gráfico que muestra la producción de carbonato versus los gradientes batimétricos de los principales grupos de organismos en función de su dependencia a la penetración de la luz en la columna de agua. La biota eufótica vive en aguas someras con buenas condiciones de luz. La biota oligofótica puede habitar en ambientes con bajos niveles de luz tanto en zonas someras con poca luz como en zonas profundas. La biota fotoindependiente no requiere luz y puede vivir en cualquier ambiente dependiendo de otros factores limitantes. Tamaños de los clastos: f: fango, a: arena fina, A: arena gruesa, g: gravas, b: bloques, cb: calizas biocostruidas. Modificada de Pomar, 2001. b) Dispersión y acumulación de carbonatos dependiendo de la interacción entre el tamaño de los clastos, el lugar de producción y la competencia hidráulica. b1) Los clastos de tamaño más fino que se producen en la zona somera agitada son transportados hacia el talud. Sin embargo, el sedimento más grueso producido en la zona somera permanecerá en esa zona construirá un relieve deposicional por encima del nivel de base del oleaje. b2) Los sedimentos carbonáticos producidos en las zonas más profundas de escasa agitación permanecerán en su mayor parte en esa zona construyendo un relieve deposicional hasta que se llegue al nivel en el cual, dependiendo de la competencia hidráulica, las partículas comenzarán a moverse y a ser transportadas. Modificada de Pomar, 2001a.

(Wilson, 1975; Bosscher and Schlager, 1992). Esta dependencia de la luz permite clasificar a los organismos bentónicos en tres grandes grupos:

- Eufóticos: Son los organismos (autótros y mixótrofos) que necesitan gran cantidad de luz para vivir, por lo que se desarrollan en aguas someras (en la zona fótica) bien sean agitadas o tranquilas. Las algas verdes y los corales hermatípicos son los grupos actuales más característicos.
- Oligofóticos: Son los organismos (mixótrofos y autótrofos) que pueden desarrollarse en zonas con poca luz (zona oligofótica), independientemente de la profundidad. Los grupos actuales más característicos son las algas rojas y gran parte de los foraminíferos bentónicos de gran tamaño.
- Fotoindependientes: Son los organismos heterótrofos que no requieren luz para vivir, por lo que pueden desarrollarse en cualquier ambiente. Los briozoos, moluscos, crinoides, braquiópodos y esponjas son exponentes actuales de este grupo.

Pomar (2001a) propone que la selección y dispersión de los carbonatos se puede considerar si se tiene en cuenta la interacción entre el tamaño, la forma y la densidad relativa de los clastos (fragmentos esqueléticos y no equeléticos) con la energía hidraúlica.

De este modo los esqueletos y fragmentos esqueléticos de gran tamaño (cantos o bloques) y los armazones rígidos esqueléticos que se producen en la zona somera eufótica de alta energía (como los de los corales y los rudistas) pueden resistir la acción del oleaje y pueden crecer por encima del nivel de base del oleaje y generar un relieve deposicional. Los componentes esqueléticos más pequeños, sin embargo, serán transportados a zonas más profundas y se acumularán en un talud deposicional (figura 17.32b). Los organismos oligofóticos (algas rojas, grandes foraminíferos) e incluso los foto-independientes (como los briozoos, eponjas, crinoides, etc.) pueden producir clastos hasta de tamaño grava en zonas por debajo del nivel de base del oleaje. En este lugar incluso el sedimento más fino puede quedar retenido, dando lugar a facies mudstone y wackestone mal seleccionadas hasta que se llega al nivel en el que, de acuerdo con la competencia hidraúlica, las partículas comienzan a moverse y a seleccionarse produciéndose los packstone o grainstone (figura 17.32a y b).

Así, según los organismos que predominen y donde se desarrollen (zona eufótica, oligofótica o afótica) se van a producir los distintos tipos de perfiles deposicionales de las plataformas carbonáticas que pueden tener un amplio espectro de perfiles entre dos miembros extremos: las plataformas-lagoon *(rimmed)* y las rampas homoclinales (figuras 17.18, 17.23, 17.27 y 17.33). Para poder explicar esta gran variabilidad se pueden hacer muchos escenarios de interacción entre el tipo de sedimento (generado por los distintos tipos de organismos) y la energía hidraúlica, algunos ejemplos de los cuales se explican a continuación (Pomar, 2001a; figura 17.33).

Plataformas-lagoon *(flat-topped rimmed shelf)*

Este tipo de plataformas se desarrollan cuando organismos eufóticos (como los arrecifes de coral actuales) construyen un armazón rígido. Estos organismos se desarrollan principalmente en las zonas someras de alta energía (figura 17.33), donde los esqueletos de gran tamaño y los organismos incrustantes que resisten la acción del oleaje construyen un armazón rígido que se desarrolla en las zonas de mayor agitación y hasta el nivel del mar. El sedimento de tamaño más fino, si no está cementado, será transportado hasta la zona de *back-reef* o hacia zonas más profundas. Dependiendo de la topografía original, el tipo de biota y los cambios en el nivel del mar, se puede producir una barrera a lo largo del margen de la plataforma, por lo que se puede formar un lagoon por detrás de la barrera y se formará una plataforma-lagoon

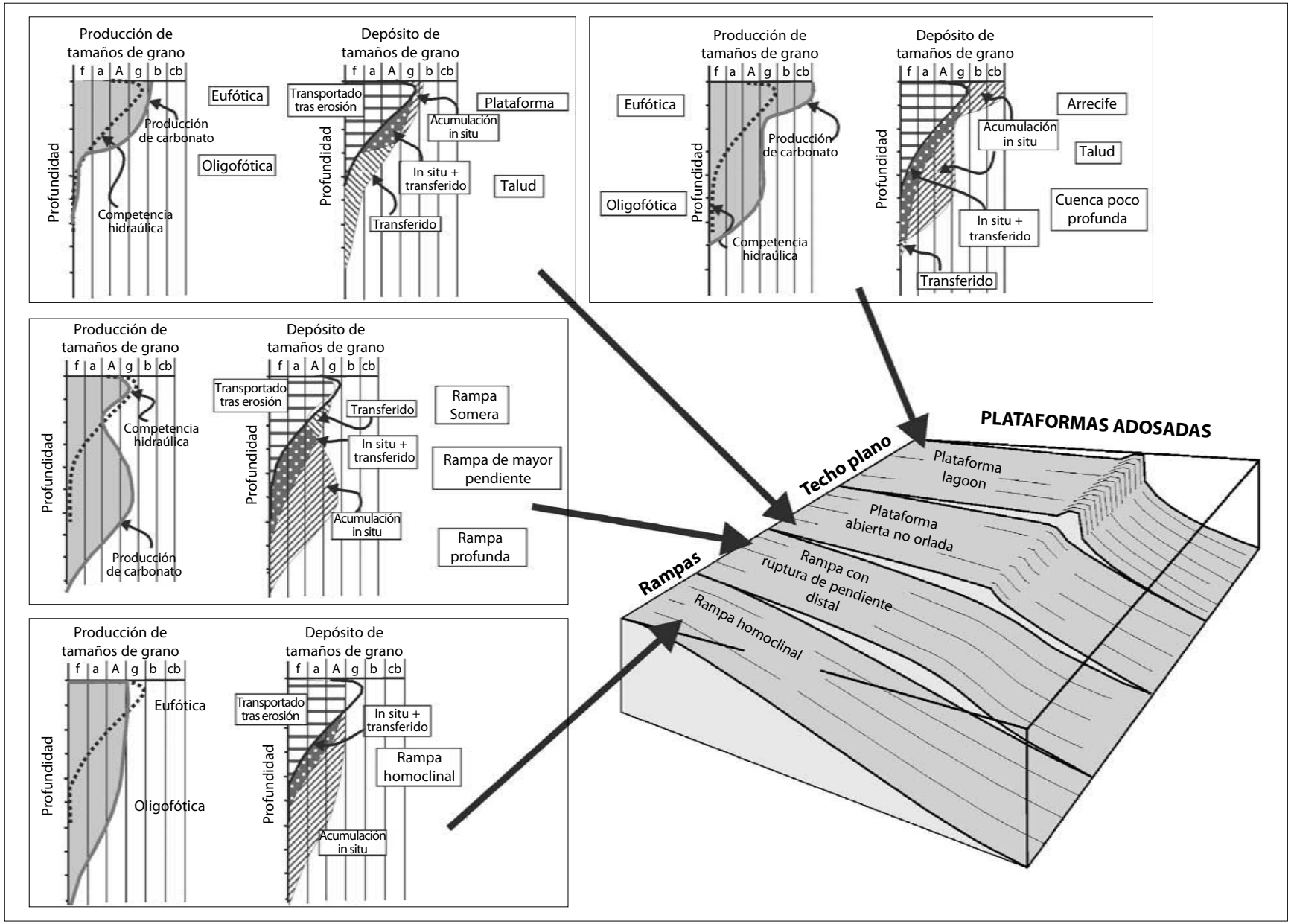


Figura 17.33. Principales tipos de plataformas carbonáticas existentes entre los dos miembros extremos de plataformas adosadas (las plataformas-lagoon y las rampas homoclinales). También están representados para cada uno de los tipos los gráficos de dispersión y acumulación de carbonatos dependiendo de la interacción entre el tamaño de los clastos, el lugar de producción y la competencia hidraúlica. Modificada de Pomar, 2001a.

(figura 17.33). La barrera, rígida, que se forma en el margen de la plataforma puede estar formada por esqueletos orgánicos que construyen un armazón (como los corales, rudistas y estromatopóridos), por cementación química o bioinducida o por ambos (figura 17.25).

Plataformas abiertas (no orladas) de techo plano *(flat-topped non rimmed shelf)*

Este tipo de plataformas se desarrollan cuando se desarrollan organismos en la zona eufótica que que viven en sustratos blandos (como los rudistas y corales) y que producen partículas de tamaño grava (figura 17.33). Dependiendo del régimen hidraúlico, los biclastos de tamaño arena pueden ser transportados hacia el talud deposicional mientras que los bioclastos de tamaño grava se quedarán en el techo de la plataforma. Estos bioclastos de gran tamaño actúan principalmente como una zona de disipación de la energía hidraúlica, por lo que se desarrollará una plataforma abierta de techo plano (comunes en el Cretácico superior) que puede tener en su margen pendientes de hasta 10°.

Rampas con ruptura de pendiente distal

Estas plataformas se forman cuando se desarrollan organismos productores de partículas de tamaño grava en la zona más profunda oligofótica, como puede ser el caso de las algas rojas y foraminíferos bentónicos de gran tamaño (figura 17.33). En este contexto los componentes esqueléticos de tamaño más fino que se producen en la zona más somera y eufótica pueden quedar depositados en esas zonas más someras hasta llegar al perfil de equilibrio de la plataforma, pero entonces serán transportados hacia zonas más profundas en respuesta a las tormentas y las corrientes. Los bioclastos de tamaño grava que se producen en la zona oligofótica, por su parte, se quedarán acumulados in situ siendo solamente episódicamente movidos por las corrientes o durante tormentas excepcionales. De este modo, el principal lugar de depósito estará localizado en la zona oligofótica, a la profundidad particular en la que esos organismos se desarrollaran, formándose una pendiente como resultado de la acumulación de los esqueletos producidos in situ de tamaño grava y los componentes de grano más fino transportados desde la zona eufótica más somera (figura 17.34). El ángulo de la pendiente dependerá de la fábrica del sedimento y la intensidad y frecuencia de las tormentas.



Figura 17.34. Clinoformas del talud de una rampa con ruptura de pendiente distal de Edad Tortoniense que estaba fuertemente controlada por el crecimiento de algas rodofíceas. Acantilados en el litoral oriental de la Isla de Menorca.

Rampas homoclinales

Estas plataformas se forman cuando se desarrollan organismos productores de fango y partículas de tamaño fino. En este caso el sedimento que se produce en la zona somera eufótica es facilmente transportado hacia zonas más profundas pero el sedimento producido en la zona oligofótica o afótica (dependiendo de la profundidad a la que se encuentre el nivel de base del oleaje) puede quedar prácticamente in situ (figura 17.33), aunque las corrientes de baja velocidad pueden mover las partículas más finas a zonas más profundas. Como el ángulo de reposo del sedimento fino es muy pequeño (Kenter, 1990) el resultado es el desarrollo de una

rampa homoclinal cuya pendiente dependerá del tamaño de grano. En cualquier caso, el transporte de carbonato hacia la cuenca producirá una pequeña protuberancia en la zona de la rampa media como resultado del incremento de la tasa de sedimentación en esta zona. Dependiendo de la energía hidraúlica y los procesos de disipación de la energía en la zona dominada por la fricción de las olas, los componentes más gruesos se pueden acumular en las zonas más someras como depósitos de bajíos o playas.

Esté enfoque genético ayuda a identificar los factores esenciales que controlan los perfiles deposicionales y la distribución de las facies y ayuda a detectar la necesidad de mejorar los modelos de plataformas carbonáticas, su desarrollo y su evolución. Este análisis genético revela: 1) el rol significativo ejercido por las asociaciónes biológicas; 2) cómo el espectro de las plataformas carbonáticas puede resultar de la combinación de diferentes tipos de producción de sedimento, el lugar de la producción y la energía hidraúlica. Cambios en las condiciones ambientales (nutrientes, temperatura, oxígeno, etc.) afectan el sistema biológico y la evolución biológica y producirán cambios en el tipo de plataforma si se altera el modelo de producción de carbonato.

EVOLUCIÓN DE LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

Según el planteamiento clásico (ver apartado anterior) los diferentes modelos de plataforma que han sido descritos representan los diversos estadios por los que puede pasar una plataforma carbonática durante su evolución, la cual va a estar fundamentalmente condicionada por dos factores: la evolución tectónica y el eustatismo.

Read (1982, 1985) ha propuesto diferentes modelos de pauta evolutiva en función de cómo varían los anteriores factores condicionantes. Separa básicamente dos líneas evolutivas: la correspondiente a márgenes pasivos y la asociada a márgenes convergentes (figura 17.35). Lógicamente hay que tener en cuenta que en la evolución tectónica, un margen pasivo puede pasar a ser convergente, pudiendo así estar ligados los dos tipos de pauta evolutiva.

La situación más normal es que una rampa evolucione a plataforma-lagoon (figura 17.36). Las rampas se desarrollan frecuentemente sobre la pendiente suave de una plataforma continental siliciclástica previa (figura 17.36.1a). Posteriormente la rampa evoluciona a plataforma-lagoon, debido a que en la parte interna y somera de la plataforma la producción de carbonatos es muy alta frente a la zona externa más profunda. Se produce entonces acreción vertical y progradación progresiva (figura 17.36.1b). Una nueva entrada de clásticos produce una repetición del proceso, con creación de una nueva rampa y evolución posterior a plataforma-lagoon.

En etapas de nivel del mar muy alto se desarrollan rampas muy extensas en áreas estables y del interior de los continentes (plataformas epicontinentales) (figura 17.37.1). Un ejemplo lo constituyen las rampas carbonáticas del Cretácico superior en el estrecho ibérico, que incluye la cordillera Ibérica y la Meseta Norcastellana (Alonso *et al.*, 1987, 1992).

La subida paulatina del nivel del mar provocaría la evolución a plataformas-lagoon mediante el mecanismo explicado anteriormente (figura 17.37.2). Una subida rápida, ocasionaría la inundación de estas plataformas dando lugar a veces a bioconstrucciones de gran desarrollo vertical (figura 17.37.3).

Durante las etapas de extensión cortical, tanto las rampas como las plataformas-lagoon pueden fracturarse, dando lugar a plataformas aisladas.

La evolución inversa, de plataforma lagoon a rampa, puede darse o bien por inundación, lo que daría lugar a rampas con ruptura de pendiente distal, o bien, en zonas de colisión temprana arco-continente o continente-continente, por el relleno rápido de la cuenca marginal (figura 17.36.2) que compensaría la alta producción de carbonatos en la zona somera de la plataforma.

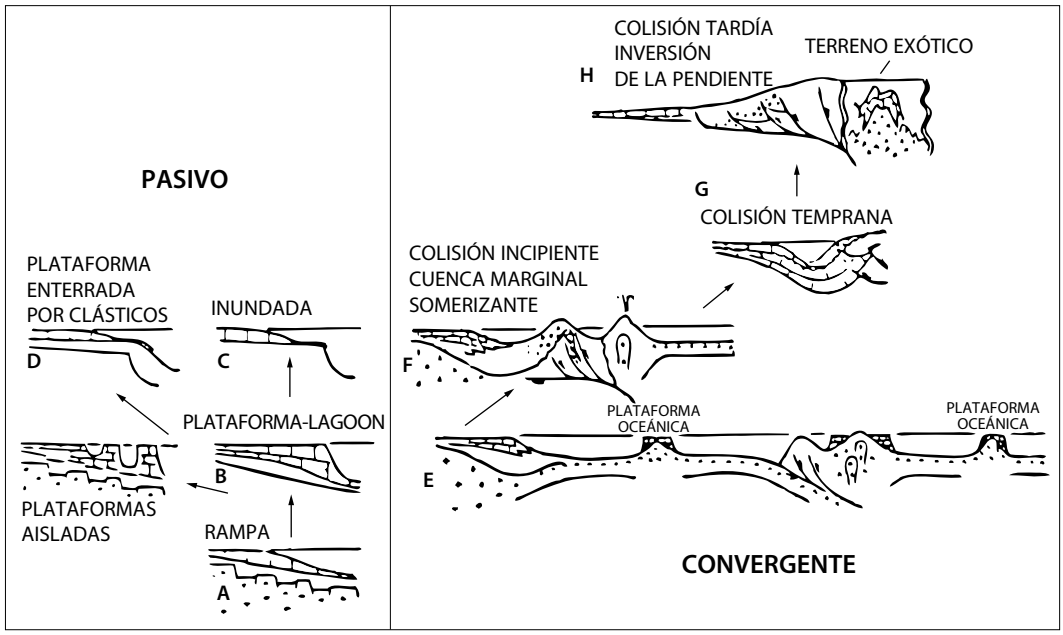


Figura 17.35. Evolución de las rampas, plataformas-lagoon, plataformas inundadas y plataformas aisladas en marcos geotectónicos de márgenes pasivos a convergentes. A. Una rampa se desarrolla sobre los depósitos siliciclásticos continentales o de plataforma de un margen pasivo, y evoluciona a una plataforma-lagoon (B, derecha) o a una plataforma aislada (B, izquierda). La plataforma-lagoon puede ser inundada para dar lugar a una rampa (C) o la plataforma-lagoon puede ser progradada por siliciclásticos y, una vez que cesen los aportes clásticos, desarrollarse una rampa (D). En las cuencas oceánicas, sobre los volcanes oceánicos se pueden formar plataformas aisladas y, alrededor de los arcos volcánicos, plataformas carbonáticas con complejos arrecifales franjeantes y barrera (E). Con la progresiva convergencia, plataformas-lagoon previas pueden evolucionar a rampas durante el relleno o levantamiento tectónico de las cuencas marginales (F). Generalmente, la convergencia (G) se ve acompañada del levantamiento regional de la plataforma y el desarrollo de una discordancia, a la que sigue la formación de una plataforma continental y el amplio desarrollo de una rampa carbonática que se extiende hacia el ante-surco (foredeep). Con la convergencia tardía (H) y el desarrollo de cabalgamientos a gran escala, el ante-surco se puede rellenar y dar lugar a una inversión de la pendiente que provoca el desarrollo de una rampa inclinada hacia el cratón. Las plataformas carbonáticas que se asociaban a los volcanes oceánicos y los arcos-isla, por acreción hacia el margen continental, darán lugar a terrenos exóticos (H). Modificada de Read, 1985.

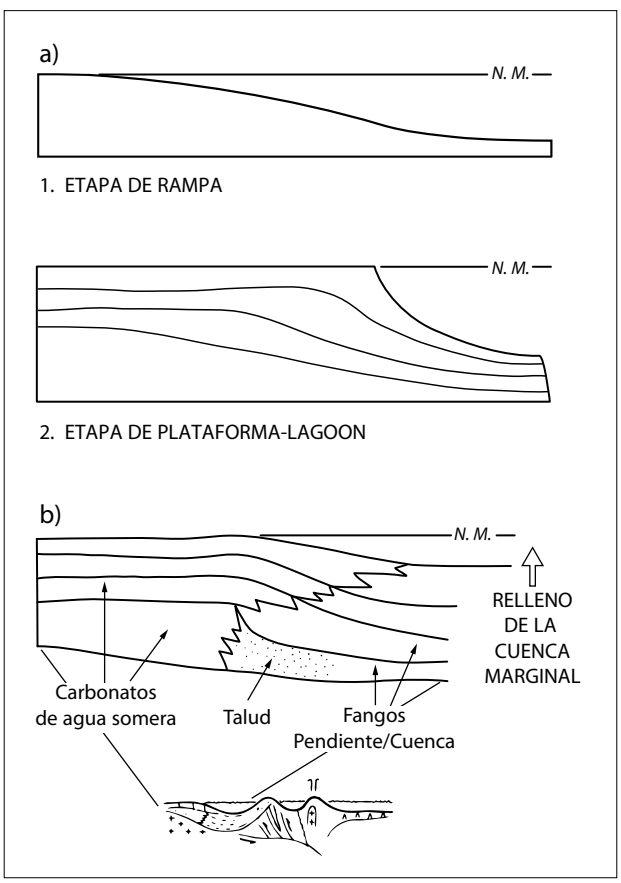


Figura 17.36. 1. Evolución de una rampa a una plataforma-lagoon. 2. Evolución de una plataforma-lagoon a una rampa con rápido relleno de la cuenca marginal. Modificada de Read, 1982, 1985.

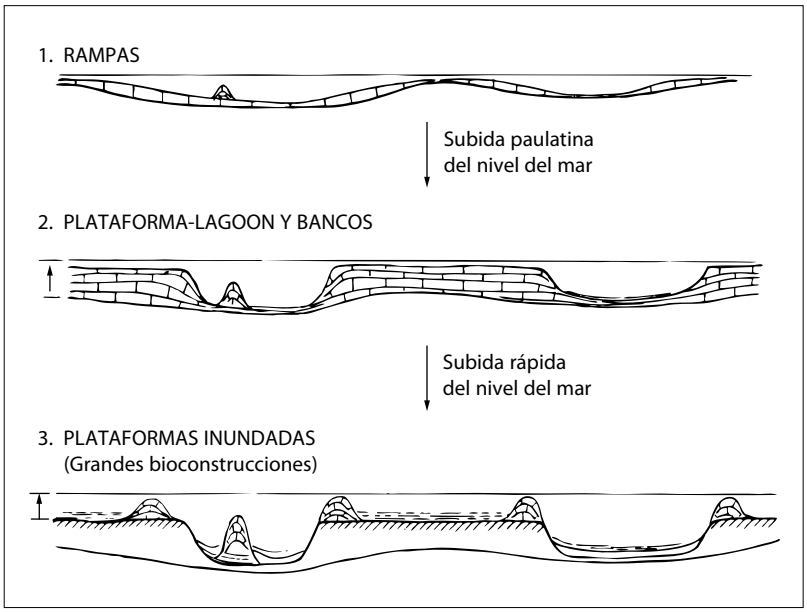


Figura 17.37. Evolución de las plataformas epicontinentales en áreas estables durante las etapas con nivel del mar alto. Modificada de Mas y Alonso, 1989.

Si se tiene en consideración el planteamiento genético y más funcional sobre el desarrollo de las plataformas carbonáticas que propuso Pomar (2001a y b), las pautas evolutivas antes señaladas sólo se cumplirían cuando se mantuviesen los condicionantes paleoecológicos y bióticos que intervienen en la producción del carbonato en la plataforma, pero si éstos cambiasen no tendrían porqué cumplirse necesariamente esas pautas, por ejemplo, si inicialmente se parte de un estadio de rampa homoclinal, mientras no haya los condicionantes bióticos y paleocológicos para que prosperen unos organismos capaces de generar edificios bioconstruidos con armazón rígido no se producirá a partir de la rampa inicial el desarrollo de una plataforma-lagoon *(rimmed)* con una orla de arrecifes en su margen.

ELEMENTOS PRINCIPALES DE LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DE TIPO PLATAFORMA-LAGOON Y DE TIPO RAMPA. AMBIENTES, SUBAMBIENTES Y FACIES

Elementos principales

Características fundamentales de las plataformas subtropicales tipo plataforma-lagoon

En la figura 17.38 están representados los elementos principales diferenciados en una plataforma tipo lagoon en base a las observaciones realizadas en los diferentes ejemplos actuales más conocidos. En todos ellos la existencia de una barrera de bajíos o bancos de calcarenitas, a veces asociados a arrecifes, proporciona una efectiva protección contra el oleaje y las corrientes marinas, aunque siguen afectando las mareas y las tormentas.

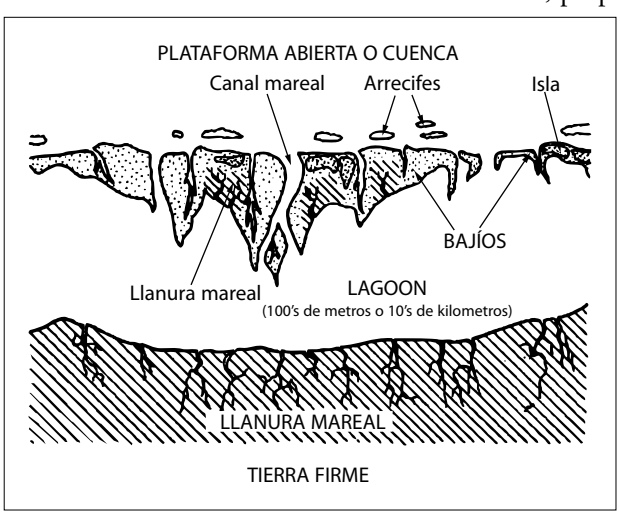


Figura 17.38. Elementos principales de una plataforma-lagoon. Modificada de James, 1979b.

Detrás de esta barrera aparece una franja protegida de anchura muy variable denominada lagoon, en la que la sedimentación es predominantemente fangosa. Las llanuras de marea, propiamente dichas, se dividen en dos clases: las asociadas a la parte interior de los bajíos, que tienen siempre una extensión pequeña, y las asociadas a las llanuras costeras de la parte interna del lagoon. Estas últimas son mucho mayores y están relacionadas con sedimentos fangosos, es decir, poco agitados.

Características fundamentales de las plataformas subtropicales tipo rampa

Las rampas constituyen superficies inclinadas hacia mar abierto que se sumergen sin ruptura pronunciada de pen-

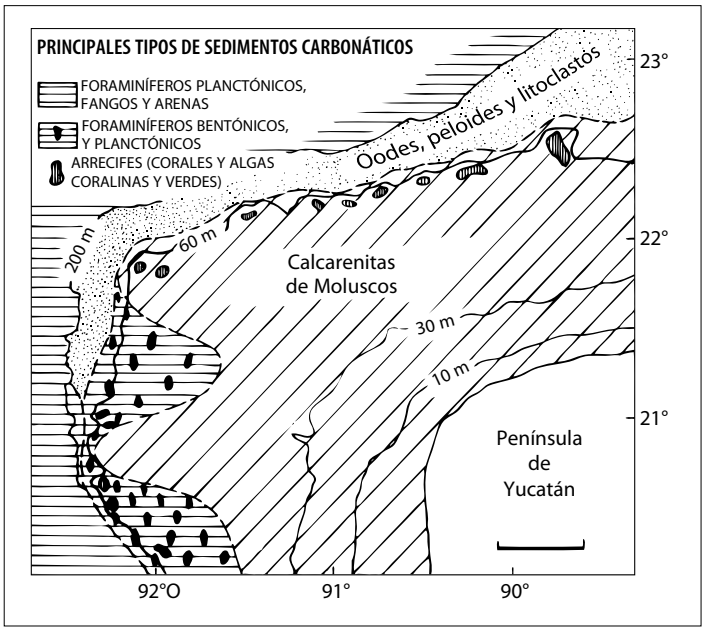


Figura 17.39. Batimetría y distribución de los principales tipos de sedimentos carbonáticos en la plataforma de Yucatán, México. Modificada de Logan *et al.*, 1969.

diente hasta profundidades de unos 200 m (figuras 17.22 y 17.27). Están abiertas a la influencia de las corrientes marinas (mareales, de tormenta y oceánicas) y al oleaje, y se caracterizan por una distribución de facies en cinturones paralelos, encontrándose los de mayor energía hacia la línea de costa, disminuyendo la misma hacia mar abierto.

En la actualidad no abundan las plataformas de este tipo, siendo además los sedimentos que las caracterizan casi en su totalidad relictos. Los ejemplos más estudiados son los de Yucatán, oeste de Florida y golfo Pérsico. La rampa que se extiende al oeste de la península de Yucatán (figura 17.39) presenta una pendiente suave modificada por tres terrazas que responden a otros tantos estadios del nivel del mar durante la transgresión holocena. Entre los 100 y los 300 m de profundidad tiene una ruptura de pendiente con arrecifes relictos cuaternarios, por delante de los cuales hay una franja de sedimentos formados por ooides, peloides y litoclastos (intraclastos) relictos también, que están mezclados con foraminíferos planctónicos. El interior de la plataforma está tapizado por una capa irregular y delgada de calcarenitas formadas mayoritariamente por restos de moluscos: tapiz que va a morir en los cordones playeros, principalmente de acumulación de conchas, que forman la línea de costa.

La plataforma se desarrolla sobre una antigua superficie kárstica y no tiene apenas aportes terrígenos debido a la poca altura de las áreas continentales adyacentes. Desde el punto de vista morfológico esta plataforma constituiría una verdadera rampa con ruptura de pendiente distal, pero en cuanto a la sedimentación holocena desarrollada podría considerarse una plataforma inundada en el sentido de Read (1982).

El otro ejemplo actual interesante es el golfo Pérsico, el cual, topográficamente, constituye una verdadera rampa homoclinal. Sin embargo, aquí concurren unas características especiales que contribuyen a modificar el modelo: la productividad carbonática orgánica es muy limitada y en la mayor parte del fondo marino (partes más externas) se desarrolla en la actualidad una superficie endurecida perforada *(hard ground),* que soporta una comunidad específica adaptada a suelos duros y que no es precisamente muy activa como productora de carbonato. Como en las partes próximas a la línea de costa hay una alta producción de partículas carbonáticas (oolitos), esto hace que se esté originando un desequilibrio, de forma que la parte más interna de la plataforma acrece verticalmente dando una topografía positiva relativa con respecto al fondo general del golfo. En realidad el modelo se complica hasta el punto de que como ocurre en el área de Trucial, en la línea de costa se desarrolla actualmente una *micro rimmed platform,* es decir, un modelo reducido de plataforma-lagoon (figura 17.40). En este sentido, para este sector habría que hablar de una rampa con barrera de bajíos oolíticos-peletoidales (*Ramp-ooid-pellet barrier complex* de Read, 1985.)

Como ya ha sido mencionado al tratar los diferentes tipos de plataformas, dentro de la zona somera de una rampa generalmente pueden estar presentes muchos de los elementos ambientales ya descritos en las plataformas-lagoon (llanuras de marea, a veces lagoon, bajíos, arrecifes). Sin embargo la rampa profunda constituye una zona nerítica y se caracteriza por un tipo de sedimentación muy diferente: calizas wackestone/mudstone generalmente arcillosas o

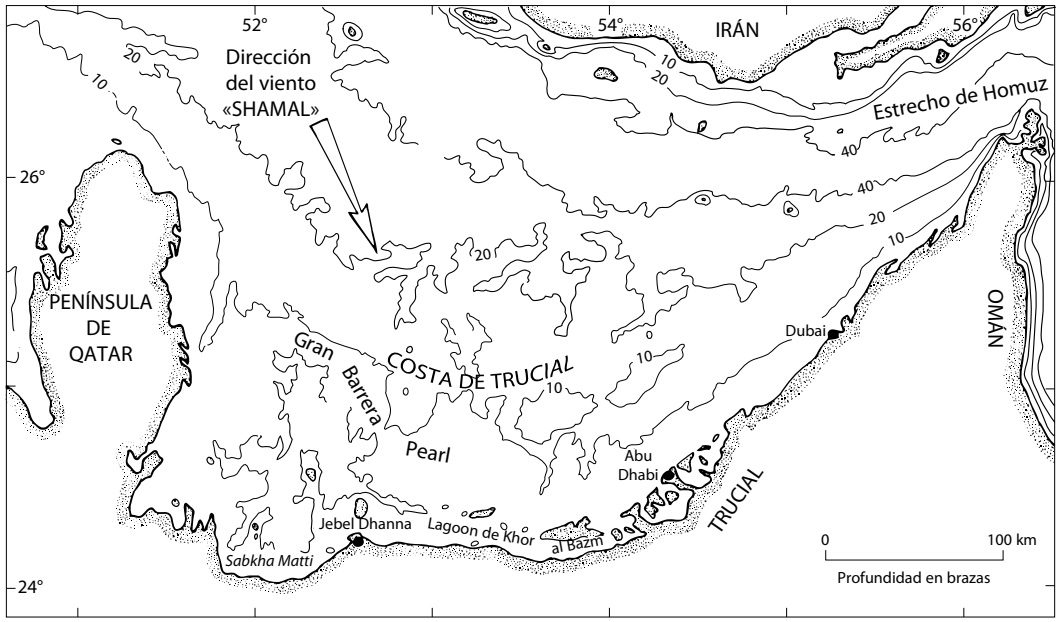


Figura 17.40. Plataforma del golfo Pérsico. Complejo lagoon-barrera en la Costra Trucial (una braza = 1,82 m). Modificada de Till, 1978.

margas, una comunidad biótica de mar abierto y diversificada, restos esqueléticos enteros, estratificación nodular, hardgrounds, capas de tormenta y bioturbación. En estas zonas profundas de la rampa se pueden encontrar también montículos de bioconstrucciones aisladas fuertemente cementadas.

Ambientes, subambientes y facies

La mayor parte de las rocas carbonáticas que se han formado a través de la historia geológica están relacionadas con las grandes plataformas epicontinentales. Como se ha visto anteriormente, la sedimentación en estas plataformas está condicionada por muy diversos factores, hidrológicos, climáticos, orgánicos, tectónicos, etc., que influyen muy directamente en la distribución de facies en el modelo.

Wilson, en 1975, tras un estudio intensivo de gran cantidad de ejemplos de plataformas carbonáticas actuales y antiguas, y teniendo en cuenta no sólo los niveles de agitación en la plataforma, sino también otros tipos de factores condicionantes, como el clima, construyó un modelo estándar que por medio de nueve cinturones de facies trata de reflejar la distribución de facies que se puede producir en una plataforma carbonática cualquiera (figura 17.41). Lógicamente en ningún modelo se van a dar todos los cinturones, puesto que existen multitud de factores propios de cada ejemplo que pueden alterar el desarrollo y distribución de facies (ver apartado anterior). Sin embargo, el modelo de Wilson resulta enormemente útil a la hora de predecir las facies en un modelo antiguo, teniendo en cuenta sobre todo que al no tener actualmente plataformas comparables a las que existieron en el Paleozoico y Mesozoico, debemos muchas veces recurrir a modelos conceptuales. En cierto modo el modelo de Wilson constituye un ejemplo teórico completo de prácticamente todas las facies y posibilidades que se encuentran tanto en medios antiguos como modernos. Aunque evidentemente en ningún modelo se pueden dar todos los cinturones de distribución, ni siquiera en el mismo orden de aparición. Si se comparan las distribuciones de facies de los distintos modelos de plataformas carbonáticas establecidos por Read (1982), con los cinturones de facies del modelo de Wilson

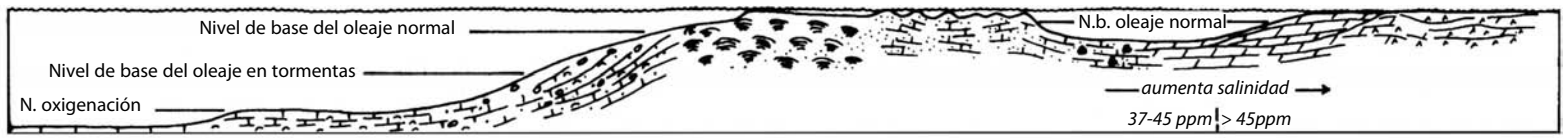
Zonas	I Cuenca	II Plataforma abierta	III Pie de talud	IV Talud SS	V Arrecife o margen de la plataforma	VI Arenas del borde la plataforma	VII Plataforma abierta	VIII Plataforma restringida	IX Llanura supramareal evaporítica (Sabkha)
									
Facies	*Cuenca* (Exuxínica o evaporítica). *a*) Clásicos finos. *b*) Carbonatos. *c*) Evaporitas.	*Plataforma abierta* (marino nerítico abierto). *a*) Carbonatos. *b*) Lutitas.	*Carbonatos del pie de talud.* Límite de la plataforma profunda.	*Talud ss.* *a*) Sedimentos de grano fino con deslizamientos. *b*) Calcarenitas. *c*) Lodos calcáreos.	*Arrecife* *a*) Boundstone. *b*) Acumulaciones de restos orgánicos y fangos.	*Calcarenitas del borde de la plataforma.* *a*) Bajíos. *b*) Islas con dunas.	*Plataforma abierta* (lagoones abiertos). *a*) Bancos de calcarenitas. *b*) Áreas de wackestone y mudstone, biohermos. *c*) Áreas con terrígenos.	*Plataforma restringida.* *a*) Wackestone en lagoones y bahías. *b*) Calcarenitas en canales mareales. *c*) Lodos calcáreos en llanuras mareales. *d*) Siliciclásicos finos intercalados.	*Llanura supramareal evaporítica.* *a*) Anhidrita nodular y dolomita en sabkhas. *b*) Evaporitas laminadas en ponds.
Litología	Pizarras o limos oscuros, calizas en bancos delgados, relleno evaporítico en caso de desecación.	Calizas muy fosilíferas intercaladas con margas, estratos bien diferenciados.	Calizas de grano fino, localmente con sílex.	Variable, dependiendo de la turbulencia del agua en la parte superior del talud. Brechas y calcarenitas.	Calizas y dolomías masivas.	Calcarenitas oolíticas o dolomías.	Variable, carbonatos y clásticos.	Generalmente dolomías y calizas dolomíticas.	Dolomita y anhidrita irregularmente laminadas, pueden pasar a capas rojas.
Organismos	Exclusivamente fauna nectónica y planctónica, localmente abundante en los planos de estratificación.	Organismos con concha infaunales y epifaunales muy diversos.	Restos bioclásticos resedimientados en su mayor parte de las zonas más someras.	Colonias y restos bioclásticos resedimientados del arrecife.	Organismos constructores de armazones rígidos Comunidades «in situ».	Pocos organismos autóctonos, la mayor parte resedimentados del arrecife. Las conchas están generalmente desgastadas por abrasión.	Generalmente carece de fauna de mar abierto. Aparecen moluscos, esponjas, foraminíferos, algas verdes y cianofíceas. Patches arrecifales.	Fauna muy limitada. Gaterópodos, algas (principalmente cianoficeas), foraminíferos (miliódidos) y ostrácodos.	Fauna alóctona excepto las algas formadoras de los estromatolitos.
Microfacies tipo (microfacies estándar de Wilson)	1. Espiculita. 2. Calcisiltita microbioclástica. 3. Mundstone y wackestone pelágicos.	2 8. Wackestone con conchas enteras. 9. Wackestone bioclástico. 10. Packstone-wackestone de bioclastos con envueltas.	2 y 3 4. Microbrecha o packstone bioclástico-litoclástico.	4 5. Grainstone-packstone o floatstone bioclástico. 6. Rudstone arrecifal.	7. Bounstone. 11. Grainstone de bioclásticos con envueltas. 12. Coquina, packstone, grainstone o rudstone bioclástico.	11, 12 13. Grainstone de bioclastos oncolitizados. 14. Lags. Brechas erosivas. 15. Oolitos bien seleccionados.	8, 9, y 10 16. Grainstone con pellets. 17. Grapestone, pelsparita. 18. Grainstone de foraminíferos y dasycladáceas.	16, 17 y 18 19. Micrita laminada fenestral-peletoidal. 21. Mudstone espongiostrómico. 22. Micrita con grandes oncoides. 23. Micrita pura no laminada. 24. Rudstone o floatstone.	20. Mudstone estromatolítico. 23. Micrita pura no laminada. Anhidrita enterolítica.

Figura 17.41. Esquema general de distribución de facies en el modelo estándar de Willson. Modificada de Willson, 1975.

(1975), se puede observar que cada una de las diferentes facies que se encuentran tanto en una plataforma-lagoon como en una rampa, tienen su representación dentro de un cinturón de facies en el modelo de Wilson (comparar las figuras 23, 27 y 29 con el cuadro de Wilson, figura 17.41).

A continuación se hará un repaso de las características sedimentológicas de los diferentes ambientes que se desarrollan en los dos principales tipos de plataformas: plataformas-lagoon y rampas.

La zona supramareal y las llanuras de marea

En esta parte marginal de la plataforma se pueden diferenciar cuatro zonas de sedimentación: zona supramareal, intermareal alta, intermareal media e intermareal baja.

La zona supramareal

Se caracteriza por largos períodos de exposición subaérea y comprende la zona costera situada por encima del nivel medio de marea alta, sólo afectada por las mareas vivas y de forma esporádica por inundaciones producidas por tormentas. La anchura de esta franja es muy variable, pudiendo tener hasta decenas de kilómetros.

Lógicamente, esta zona está fuertemente influenciada por el clima y más particularmente por la pluviosidad. La larga duración de los períodos de exposición subaérea produce la litificación de los sedimentos originando frecuentemente grietas y polígonos de desecación, también son frecuentes las estructuras «teepees» y las brechas de cantos planos.

En las zonas húmedas se desarrollan marismas, las cuales son constantemente lavadas por agua dulce (figura 17.42). Los sedimentos predominantes consisten en fangos y limos peletoidales laminados llevados tierra adentro por mareas extraordinariamente altas y tormentas (tem-

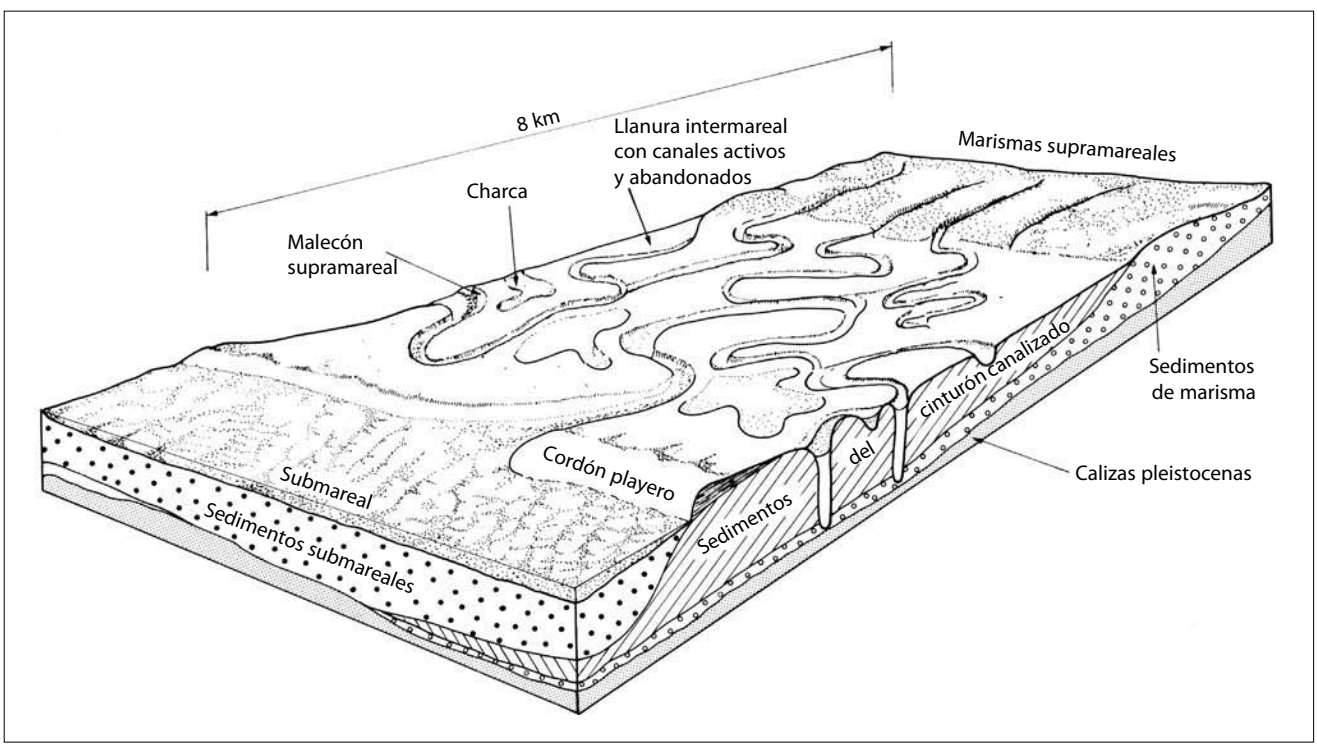


Figura 17.42. Bloque diagrama esquemático de una llanura mareal de la Isla Andros. Modificada de Ginsburg & Hardie, 1975.

pestitas) y que son luego tapizados por algas. Estos tapices constituyen el alimento de gran cantidad de organismos pastadores, como por ejemplo los gasterópodos. Los sedimentos están muy frecuentemente perforados bien por raíces de hierbas o manglares, o bien por galerías de gusanos y cangrejos. Una estructura muy característica es la fenestral *(birdseyes)* provocada por las burbujas de gas, producto de la descomposición de la abundante materia orgánica, que se concentra siguiendo la laminación. Siguiendo a Sinn *et al.* (1969), se pueden considerar también los malecones o diques naturales de los cauces mareales como supramareales (figura 17.43). En ellos aparece una fina alternancia, generalmente litificada, de sedimentos y tapices de algas, siendo igualmente frecuente la estructura fenestral.

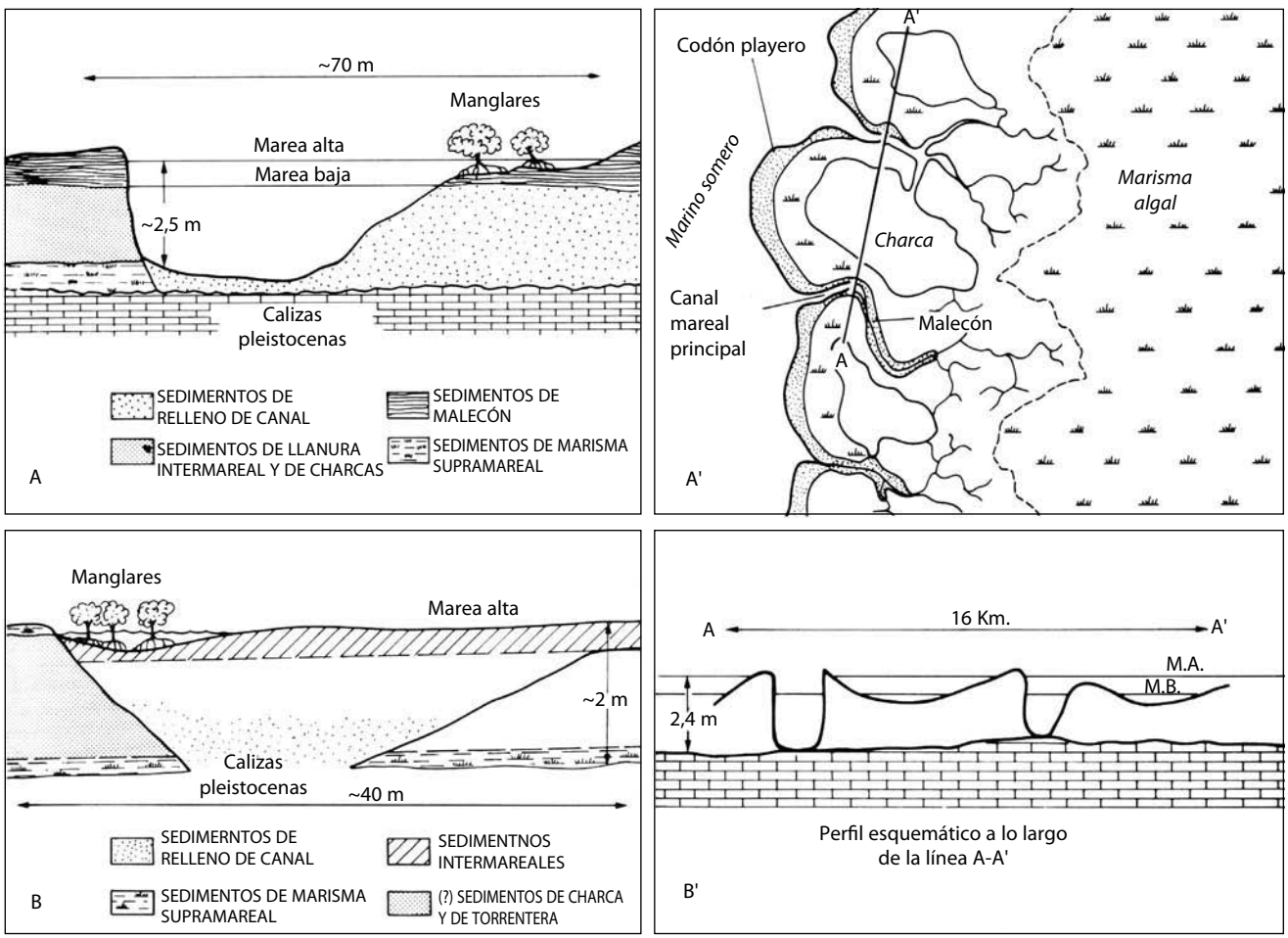


Figura 17.43. A y B. Sección transversal interpretativa de dos canales mareales A: activo y B: abandonado. A´ y B´: plano y perfil esquemáticos de canales mareales, mostrando la relación entre charcas, llanuras intermareales y malecones. Modificadas de Shinn *et al.*, 1969.

En las zonas áridas la sedimentación se caracteriza por la formación de evaporitas, dando lugar a las llanuras salinas denominadas sabkhas costeras. Esto se debe a la intensa evaporación, por capilaridad, que se produce en toda la llanura provocando la formación de cristales y nódulos de sulfatos dentro del sedimento (figura 17.44). A su vez, este proceso provoca un aumento relativo de cationes Mg^{++} respecto a Ca^{++} (que han sido utilizados en la formación de las evaporitas), lo que hace que se produzca una dolomitización temprana de los sedimentos. En las superficies de las sabkhas puede haber episódicamente lagunas de salmueras (salinas) en

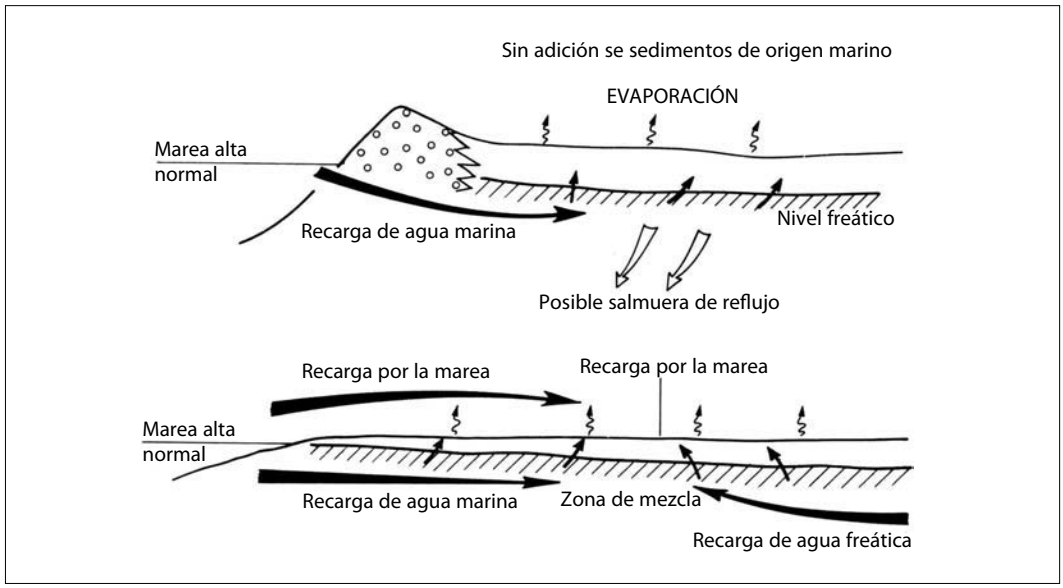


Figura 17.44. Diferentes formas de aporte de agua en sabkhas. Modificada de Kendall, 1979.

las cuales se produce la precipitación de halita y otras sales. La vegetación es muy escasa en esta zona y tampoco abundan los organismos, lo cual hace que los sedimentos no estén apenas bioturbados (burrows, raíces).

Resumen de las facies características de la zona supramareal

En las zonas supramareales con una evaporación neta muy alta, permanente o temporal, se produce la formación de yesos y anhidrita y otros minerales evaporíticos, tanto primarios como diagenéticos. El agua del mar inunda la llanura sólo esporádicamente durante las tormentas y llena las lagunas o charcas, evaporándose después y precipitando las evaporitas. La evapotranspiración capilar es también importante (sabkhas) y un efecto muy común es la dolomitización temprana del aragonito y la calcita preexistentes.

En climas húmedos esta zona suele estar sustituida por la llanura supramareal con marismas (fangos laminados y niveles estromatolíticos).

La zona intermareal

Es la zona geográfica situada entre los límites de la marea alta y baja y puede ser o bien una simple superficie inclinada, homogénea, o por el contrario un área muy compleja (figura 17.45). En el primer caso, característico de zonas áridas, hay pocos canales y casi toda la llanura está sometida a la influencia de cada marea. En el segundo tipo de llanuras, más típicas de zonas húmedas, existen muchos submedios, canales, riachuelos, malecones, charcas permanentes y cordones playeros (caso de las Bahamas, figura 17.42). Esto ha llevado a Shinn *et al.* (1969) a considerar estos subambientes en función del tiempo de exposición subaérea. Por esta razón denomina a todo el conjunto «cinturón de ponds y creeks», considerando los canales y las charcas como submareales y los malecones y cordones playeros como supramareales. En las Bahamas, sólo el 60% de la zona geográfica situada entre la zona submareal y la supramareal es realmente intermareal. Esto supone también, como señalan dichos autores, que se presenten variaciones laterales muy rápidas en el registro geológico (ver figura 17.43).

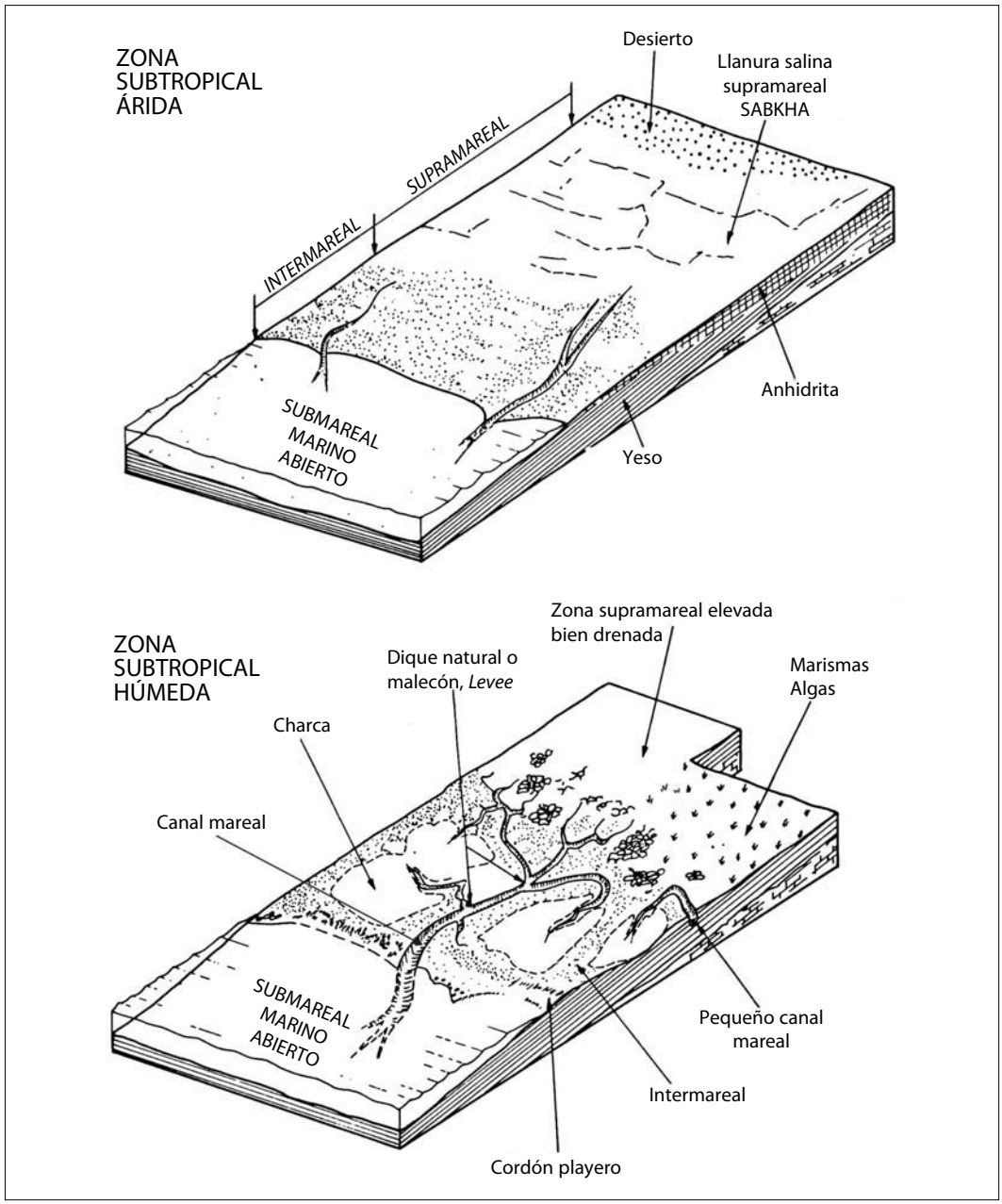


Figura 17.45. Bloques diagramas mostrando diversos grados de complicación de la llanura inter y supramareal. Modificada de James, 1979b.

La sedimentación en la zona intermareal se debe principalmente al efecto de las tormentas y mareas vivas, durante las cuales es inundada por una lámina de agua cargada de partículas removidas de la zona de la plataforma. Se produce el efecto que Shinn *et al.* (1969) llamaron «del delta al revés», en el cual el mar se comportaría como un río que introduce sedimentos tierra adentro, circulando sobre todo a lo largo de los canales.

Los sedimentos de la llanura intermareal presentan sobre todo cuatro hechos fundamentales:

- Presencia de tapices de algas que colonizan fondos estables.
- Laminaciones finas irregulares y paralelas.

- Estructuras fenestrales.
- Grietas de desecación.

Las algas son muy características de esta zona aunque no se presentan de forma igual en toda ella, porque están condicionadas por dos factores principalmente: el clima y la presencia o ausencia de organismos pastadores. El límite superior de su presencia lo condiciona el clima, ya que en las zonas áridas no existen las algas mientras que en las húmedas son muy abundantes. El límite inferior está controlado por los gasterópodos, los cuales se alimentan de ellas. Si la salinidad es normal estos organismos proliferan hasta la zona media de la llanura impidiendo el desarrollo de tapices más abajo de esta línea, pero si la salinidad es alta se pueden encontrar en toda la llanura.

La zona intermareal superior y media

Sus características más importantes desde el punto de vista sedimentario son: sedimentos de colores grises y marrones claros, debido a los procesos de oxidación-reducción; estructura fenestral muy bien desarrollada; abundancia de cantos planos debidos a la desecación; frecuente litificación temprana de los sedimentos; abundancia de grietas de desecación y sedimentos gradados (tempestitas).

Desde el punto de vista biológico destaca fundamentalmente la gran abundancia de cianobacterias, cuya distribución morfológica responde al siguiente esquema:

- Parte inferior: grandes tapices con polígonos de desecación.
- Parte media: tapices más finos con formas cementadas.
- Parte superior: tapices arrugados y desecados.

Además son abundantes los pequeños tubos de insectos y gusanos, los grandes tubos producidos por crustáceos (sobre todo cangrejos y *Callianassa*) y las perforaciones producidas por raíces de plantas halofíticas.

La zona intermareal baja

En las áreas hipersalinas la característica más importante es la gran abundancia de algas, particularmente en las charcas permanentes donde proliferan extraordinariamente. Bajo ellas, que muchas veces están rotas en polígonos, los sedimentos aparecen de color negro (condiciones reductoras) y alterados por las algas perforantes.

En las áreas de salinidad normal la característica principal es la gran abundancia de fauna, lo que hace que los sedimentos aparezcan muy bioturbados y homogeneizados. Los abundantes gasterópodos impiden el desarrollo de las algas, tanto en las charcas como en los canales. La gran cantidad de organismos hace que se puedan formar barras esqueléticas y lags de conchas en el fondo de los canales.

Resumen de las facies características de la zona intermareal

Constituida esta zona por los canales mareales y sus diques naturales, las charcas permanentes y las llanuras mareales en sentido estricto. Son medios de un alto stress ambiental porque las condiciones tan someras y las exposiciones subaéreas frecuentes, provocan cambios rápidos de temperatura y de salinidad. Son los estromatolitos formados a partir de tapices de colonias de cianobacterias su elemento distintivo y común, a los cuales se asocian frecuentes

estructuras fenestrales y grietas de desecación. Los sedimentos provienen en su mayor parte de tormentas, arrastrados desde el mar hacia tierra. La cementación temprana es un fenómeno común.

El lagoon

El lagoon es un medio submareal protegido y tranquilo, influenciado frecuentemente por los cambios de temperatura y salinidad. Si está bien comunicado con el mar abierto, la salinidad es normal o casi normal, pero en las zonas áridas, la alta evaporación hace que se lleguen a alcanzar salinidades de hasta 67%, como, por ejemplo, ocurre en Abu Dhabi, y en las húmedas la mezcla con agua dulce hace que se lleguen a alcanzar condiciones salobres. Estas condiciones de «alto stress» hacen que la comunidad biótica sea restringida.

La mayor parte de los sedimentos son fangos peletoidales, aunque en zonas donde la influencia del oleaje es mayor, se pueden hallar arenas peletoidales y esqueléticas. El fango es principalmente de origen algal *(Penicillus)* (ver figura 17.5), aunque en algunos lugares (p. ej., en Honduras) también contribuyen a generar fango los coccolitos.

Los principales generadores de pellets son los gusanos poliquetos, los cangrejos y los gasterópodos *(Cerithium)*. El lagoon posee una activa infauna, sobre todo de crustáceos (cangrejos, *Callianassa*). Son abundantes las hierbas de mar (*Thalassia* y *Posidonia,* esta última en el Mediterráneo) que actúan como trampas de partículas sedimentarias (efecto *baffle*) formando montículos de fango. La actividad de las cianofíceas es también importante, generando tapices que fijan el sedimento. También se suelen encontrar parches arrecifales, en torno a los cuales se acumula sedimento más grueso procedente de su destrucción.

Resumen de las facies características de los lagoones

Cuando se trata de lagoones abiertos y de bahías que se encuentran detrás del borde externo de la plataforma la comunicación marina es buena, pero se trata de una zona muy somera, muchas veces de unas pocas decenas de metros de profundidad, por lo que puede estar sometida a fuertes cambios estacionales (temperaturas, aporte de agua dulce), lo que hace que el stress ambiental sea a menudo alto. Sus depósitos están formados por fangos calcáreos y calcarenitas fangosas, poco lavadas. Son calizas wackstone y packstone con fauna marina normal, generalmente muy bioturbadas. A veces entre las facies predominantemente micríticas aparecen intercalaciones de calcarenitas (figura 17.46) procedentes del cinturón de bajíos del borde de la plataforma (mantos calcareníticos).



Figura 17.46. Ejemplo de facies de lagoon constituidas por calizas micríticas nodulares *(wackestone-mudstone)* y margas bioturbadas con bivalvos, gasterópodos y foraminíferos bentónicos. En la parte de la izquierda de la foto (hacia techo) se intercala un capa de calcarenitas bioclásticas *(packstone-grainstone)* interpretada como un manto calcarénítico *(sand blanket)*. Área somera y protegida de una plataforma de edad Aptiense de la cordillera Ibérica en la provincia de Valencia.

Cuando se trata de lagoones mal comunicados, las condiciones de salinidad de sus aguas pueden ser muy variables, la fauna, por lo tanto, suele ser restringida, formada por comunidades de organismos en general poco diversificadas. En el caso de alcanzarse condiciones hipersalinas incluso en estos ambientes submareales pueden formarse estromatolitos.

Los bajíos

En las áreas próximas al borde de la plataforma y en las bocanas o inlets entre las islas barreras o arrecifes, es donde las corrientes mareales y del oleaje alcanzan velocidades mayores, ya que son zonas donde se ven restringidas. Por eso, son lugares más favorables para la formación de oolitos, que junto a otras partículas carbonáticas disponibles (material esquelético, pellets), se acumulará dando lugar a bancos y bajíos que adoptan morfologías diversas (figura 17.47A y B).

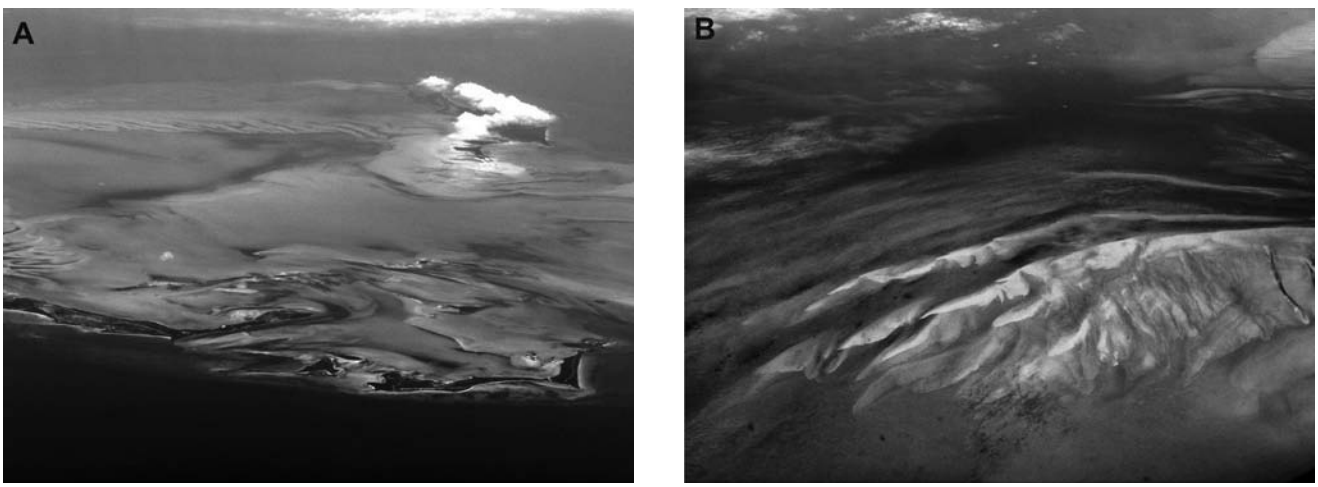


Figura 17.47. A: En primer plano se observa el sistema de bajíos calcareníticos de las Islas Berry en el Banco de Bahamas. B: Detalle del cinturón de barras lineales oolíticas de la imagen anterior que se encuentra al noreste de la Isla de Andros; obsérvese los lóbulos de derrame sobreimpuestos a las barras lineales.

Ball, en 1967, hace una descripción detallada de los diversos cuerpos calcareníticos que aparecen en los bancos de las Bahamas, diferenciando principalmente los *cinturones calcareníticos del borde de la plataforma* (figura 17.48) y los *cordones mareales lineales*. Otros cuerpos calcareníticos que se pueden diferenciar en las áreas agitadas de la plataforma son los *deltas mareales* asociados a las bocanas entre islas y los constituidos por las *calcarenitas de back-reef*.

Cinturones calcareníticos del borde de la plataforma *(marine sand belts)*

Son cinturones constituidos por formas mayores, siendo las más importantes los lóbulos de derrame *(spillover lobes),* que son grandes cuerpos alargados con el eje mayor paralelo a la corriente y orientados hacia el lagoon (figura 17.49). Se sitúan en el borde de la plataforma, donde las corrientes marinas se aceleran. En los bancos de las Bahamas, estos cinturones constituidos por lóbulos de derrame que bordean la plataforma, alcanzan gran desarrollo (decenas de kilómetros); algunos ejemplos son: los de Cat Cay (W. del Great Bahama Bank), Berry Islands (N. del Great Bahama Bank) y Lily Bank (N. del Little Bahama Bank).

En cuanto a la morfología de estos lóbulos, su longitud puede alcanzar 1 km y su anchura 0,5 km Poseen generalmente un canal axial y su parte frontal termina en una pendiente pronunciada. En sección se reconoce una estratificación a gran escala de morfología convexa (figura 17.49). Presentan megaripples y ripples sobreimpuestos que reflejan orientaciones de flujo y de reflujo. Se ha podido demostrar que los lóbulos de derrame migran solamente en los momentos de tormentas muy fuertes y huracanes. Solamente las formas sobreimpuestas

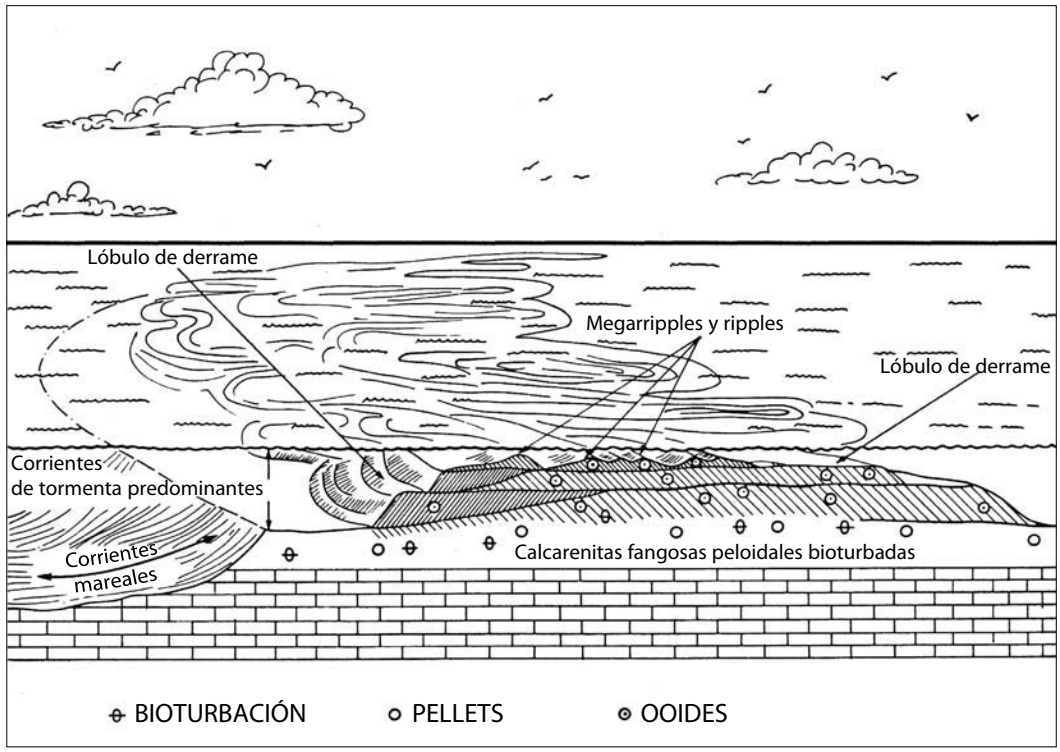


Figura 17.48. Bloque diagrama esquemático de un cinturón calcarenítico de lóbulos de derrame en el borde de la plataforma de las Bahamas. Modificada de Ball, 1976, en Sellwood, 1978.

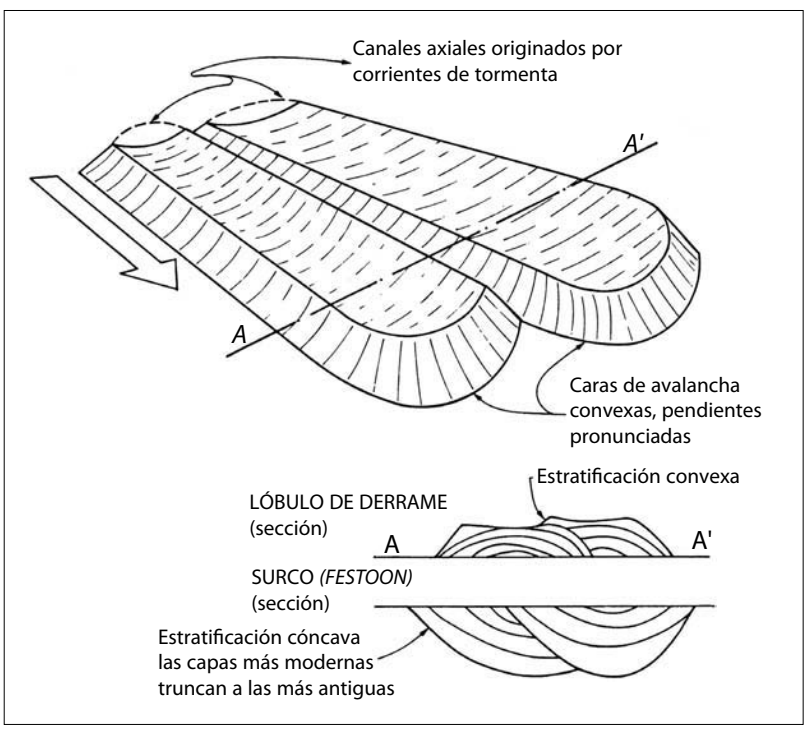


Figura 17.49. Morfología de los lóbulos de derrame *(spillover lobes)*. Modificada de Ball, 1976.

reflejan el movimiento diario de las mareas. Al constituir fondos móviles, la fauna es en estos lugares muy escasa.

Hacia el interior de la plataforma, es decir, hacia el lagoon, los lóbulos pasan a los fondos estables formados por agregados y fangos fijados por hierbas *(Thalassia)* y películas de algas que frenan la carga de fondo.

Deltas mareales *(tidal deltas)*

Cuando existen barreras constituidas por islas con bocanas *(inlets)* se forman deltas de flujo y reflujo. En estos deltas es frecuente la presencia de lóbulos de derrame *(spillovers),* y, como ocurre en los cinturones, las formas mayores migran con las tormentas, reflejándose únicamente las mareas en las formas menores (megaripples y ripples). Pueden estar dominados por el flujo, ejerciendo en este caso mayor control las tormentas, o dominadas por el reflujo, como ocurre en la costa de Trucial (golfo Pérsico), donde, controlados por el reflujo de las mareas se desarrollan grandes deltas dirigidos hacia el interior del golfo.

En general, los deltas mareales carbonáticos son mucho más estables que los siliciclásticos. Este hecho viene condicionado por la rápida litificación de las islas que provoca el que las bocanas no puedan cambiar de posición, mientras que en el caso de las islas barrera siliciclásticas, éstas migran normalmente de forma constante a consecuencia de las corrientes de deriva litoral. Las grandes tormentas y huracanes aportan al lagoon capas de calcarenitas que se derraman sobre el fondo dando lugar a lo que se denominan mantos arenosos. Estos mantos se asocian tanto con deltas mareales de flujo como con cinturones calcareníticos de lóbulos. Normalmente se encuentran completamente bioturbados debido a la intensa actividad de las comunidades bentónicas que colonizan el lagoon.

Cordones mareales lineales o barras lineales *(tidal-bars)*

Otro tipo de acumulaciones calcareníticas que se suelen generar en el borde de la plataforma, están formadas por sistemas de cordones y canales que constituyen cinturones que llegan a alcanzar los 100 km de longitud. Estos sistemas de cordones y canales se localizan preferentemente en áreas de cierre con estrechamiento de cuencas profundas, lugares donde se produce un fuerte efecto amplificador de las mareas. En los bancos de las Bahamas, ejemplos de este tipo de cinturones se encuentran en el cierre sur de la cuenca denominada Tongue of Ocean y en el N del Exuma Sound.

La longitud de cada cordón es de 10 a 20 km y su anchura de 0,5 a 1 km y suelen presentar lóbulos *(spillovers)* oblicuos asociados que se relacionan con tormentas que modifican las formas mayores (figura 17.47B). Su eje mayor es subparalelo a la dirección de la corriente mareal (figura 17.50) y están separados por amplios canales (1-3 km de anchura) dominados por las corrientes mareales, que en algunos lugares presentan sandwaves activos transversales.

Las barras mayores están cubiertas por grandes sandwaves con las crestas orientadas de forma oblicua o subparalela al eje del cordón. Esta tendencia al paralelismo de los sandwaves con respecto a la forma mayor viene condicionada por la refracción que sufren las corrientes

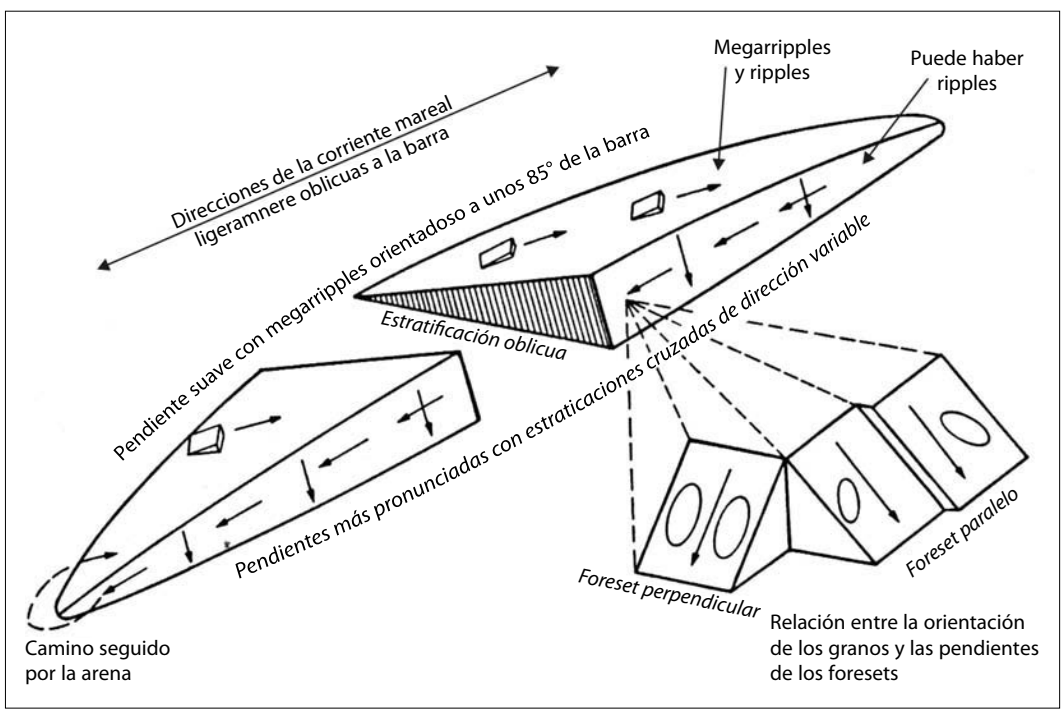


Figura 17.50. Morfología de un cordón mareal lineal. Modificada de Houbolt, 1968.

en la proximidad de las crestas de las barras. Debido a la segregación de las corrientes mareales y a la asimetría tiempo/velocidad resultante, los canales en unas zonas están dominados por el flujo y en otras por reflujo, lo que produce como consecuencia un transporte neto de material. Estos cordones lineales son muy parecidos en geometría y tamaño a las barras arenosas de carácter siliciclástico que se encuentran en los estrechos del mar del Norte.

Calcarenitas de back-reef

En la parte interna (hacia tierra) de los arrecifes, es frecuente la acumulación de cuerpos calcareníticos debido a que aquéllos pueden aportar abundantes partículas de tamaño arena. Uno de los mejores ejemplos actuales es el extenso cinturón de calcarenitas que se encuentra por detrás de la barrera arrecifal que bordea la plataforma de Belize. Aunque en los arrecifes de esta barrera los organismos dominantes son los corales, el cinturón está constituido fundamentalmente por calcarenitas de Halimeda. Este fenómeno suele ser muy frecuente, pues estas algas, que proporcionan partículas de tamaño arena, crecen y se destruyen de forma muy rápida y además, generalmente, la destrucción de los corales proporciona sobre todo partículas de tamaño fango.

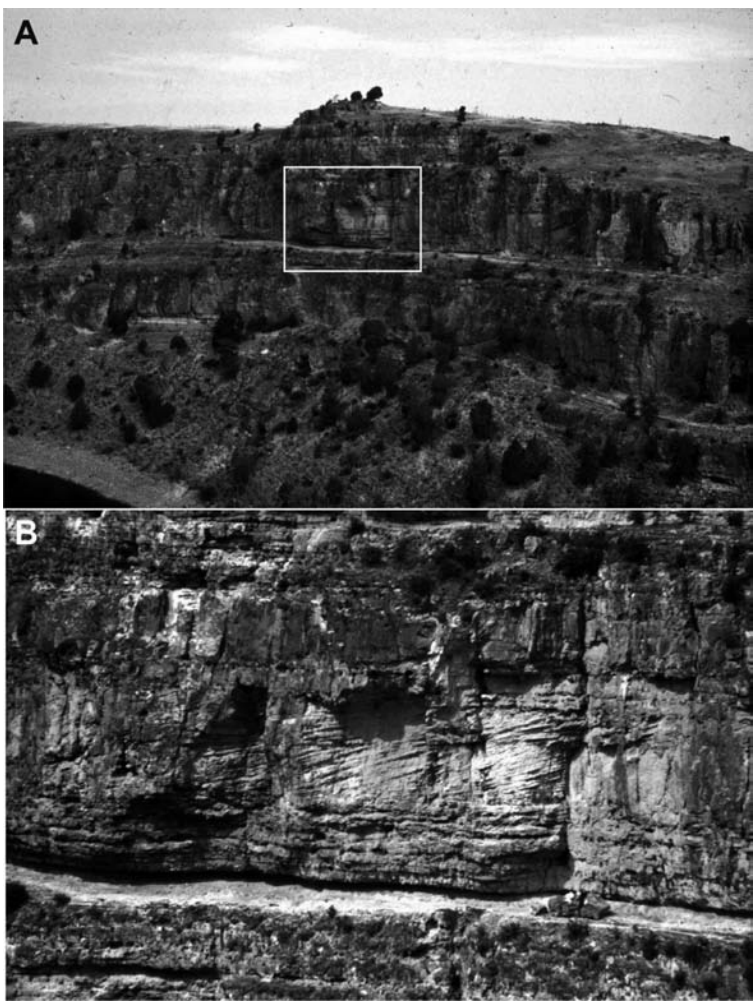


Figura 17.51. A: La Formación calizas y dolomías de Castrojimeno del Cretácico superior (Santoniense) en el Embalse de Burgomillodo (provincia de Segovia); corresponde a la zona somera de gran agitación de una rampa con desarrollo de barras calcareníticas bioclásticas y parches arrecifales *(patch-reefs)* de rudistas. B: Detalle de una barra de gran tamaño con estratificación cruzada *(sand-wave)* correspondiente al recuadro señalado en la imagen superior. Esta Formación, particularmente en su mitad superior, suele estar dolomitizada.

Resumen de las facies características de los bajíos

Los depósitos de estos ambientes someros de alta energía están formados por calcarenitas oolíticas y/o esqueléticas bien clasificadas, con estratificación cruzada generalmente planar a gran escala, generada por grandes barras (figuras 17.51 y 17.52); a la que se superponen estratificaciones cruzadas a menor escala, ligada a megarriples y ripples sobreimpuestos, que con cierta frecuncia presentan «herringbone». Estas facies fundamentalmente oolíticas y/o esqueléticas y se forman en profundidades de agua entre 10 y 5 m y con frecuentes emersiones. Las comunidades bentónicas asociadas son muy pobres, ya que al ser un medio de gran agitación y sobre todo de fondo inestable, las condiciones no son adecuadas para el bentos. La mayor parte de los restos fósiles se encuentran altamente fragmentados.

Los arrecifes

Los arrecifes constituyen uno de los elementos fundamentales en el conjunto de las plataformas carbonáticas, ya que muchas de ellas están controladas o dominadas por crecimientos arrecifales. Además de que los arrecifes modifican las condiciones hidrográficas ambientales, los sedimentos carbonáticos de la pla-



Figura 17.52. Calcarenitas oolíticas (grainstone) con estratificación cruzada correspondientes a los depósitos de la zona somera de alta energía de una plataforma de edad Albiense superior en el sector de la Muela de Aras de Alpuente en la provincia de Valencia.

taforma obedecen en gran parte a los mismos condicionamientos ecológicos que los arrecifes (p. ej., acumulación de fango por efecto pantalla o por disgregación de algas).

En los modelos de plataformas carbonáticas suelen presentar una localización típica:

- Rampa: Pináculos y Knolls en la rampa profunda y parches arrecifales hacia las zonas más litorales. Algunas rampas desarrollan arrecifes franjeantes, adosados a la línea de costa y que progradan hacia el mar abierto. Un ejemplo de este tipo de arrecifes ha sido estudiado por Alonso *et al*. (1986-87) y Alonso y Mas (1990) y más recientemente por Benito y Mas (2006) en el Malm del Sector de Torrecilla en Cameros (La Rioja) (figura 17.53).
- Plataforma lagoon: Complejos arrecifales marginales (barreras arrecifales), parches arrecifales en el lagoon y en las plataformas de acreción, a veces montículos arrecifales en el talud. Hoy en día el mejor ejemplo de arrecifes dentro de una plataforma-lagoon es la Gran Barrera de Arrecifes de la costa Este australiana que alcanza una anchura de 16 a 32 km y una longitud de 2.000 km.

Dado el importante papel que desempeñan los arrecifes en las plataformas carbonáticas, este tema es tratado de forma más exhaustiva y específica en otro capítulo. En cualquier caso, la literatura sobre este tema es abundante, recomendándose, entre otros, los siguientes tratados: Longman (1981), Geister y Herb (1984), James (1983, 1984), Tucker y Wright (1990), Wright y Burchette (1996), Kiensling *et al*. (2002).

Resumen de las facies características de los arrecifes

Aquí solamente recordar que el carácter de las construcciones orgánicas varía en función de gran cantidad de factores, algunos de los cuales son: el régimen hidráulico, la inclinación de la pendiente, la productividad orgánica, la capacidad constructora, el tipo de comunidad arrecifal, la frecuencia de exposiciones subaéreas y la cementación. En general se producen calizas masivas esqueléticas (boundstones, rudstones y floatstones).

La plataforma abierta profunda (nerítica)

Como se señaló anteriormente, dentro de la zona somera de una rampa, aunque con ciertas variaciones, generalmente pueden estar presentes muchos de los elementos ambientales propios de las plataformas-lagoon (llanuras de marea, a veces lagoon, bajíos, arrecifes). Sin embargo la rampa profunda no tiene equivalente y constituye una zona nerítica que se sitúa por debajo de la acción de las corrientes de la plataforma y del nivel de base del oleaje normal e incluso con frecuencia, al menos en parte, por debajo de la acción del nivel de base del oleaje de tormentas (figura 17.27). Las capas de tormenta, constituidas por depósitos calcareníticos resedimentados desde zonas más someras, cuando quedan por encima del nivel de base de las olas de tormenta suelen desarrollar estructuras de estratificación cruzada *hummocky* y cuan-

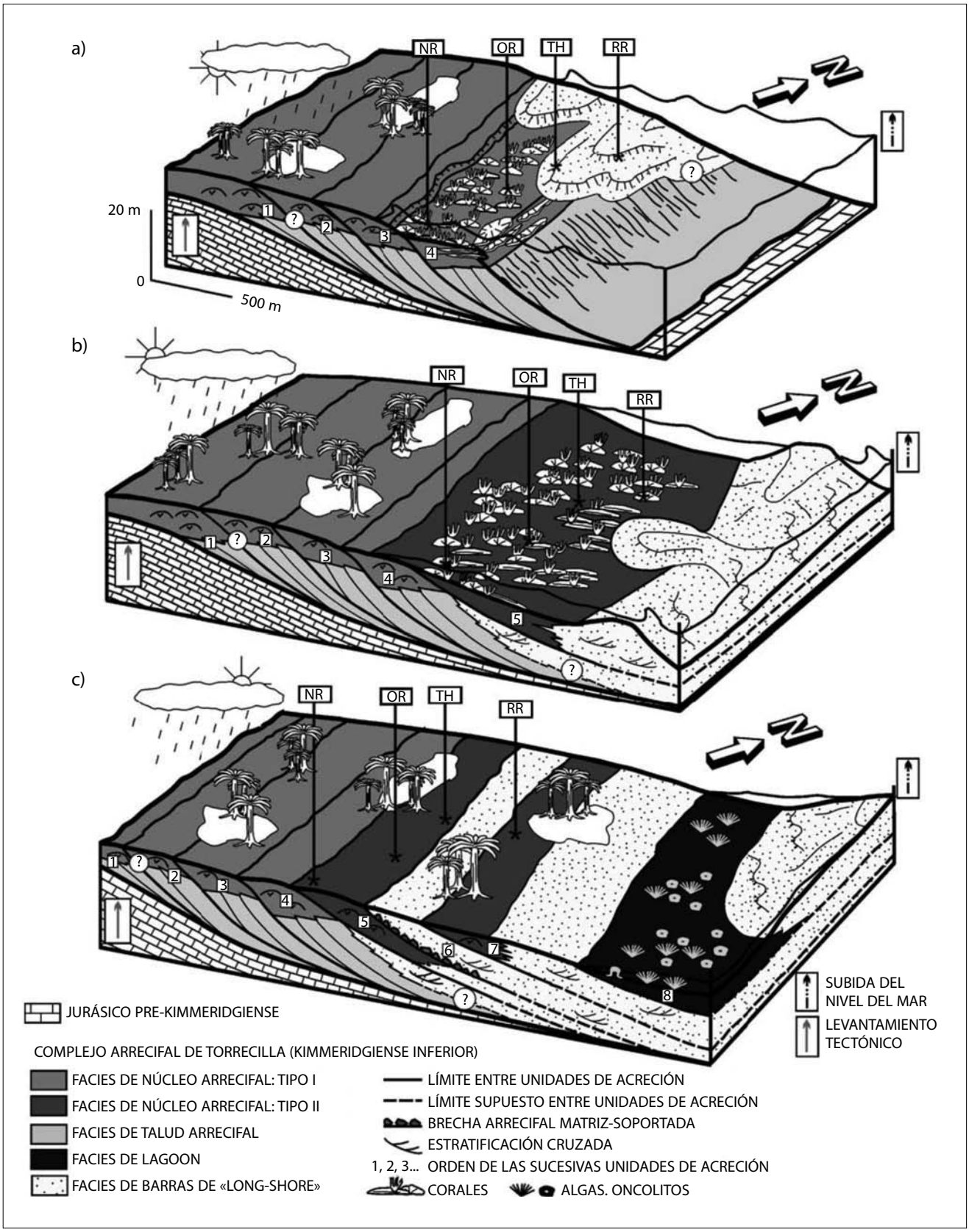
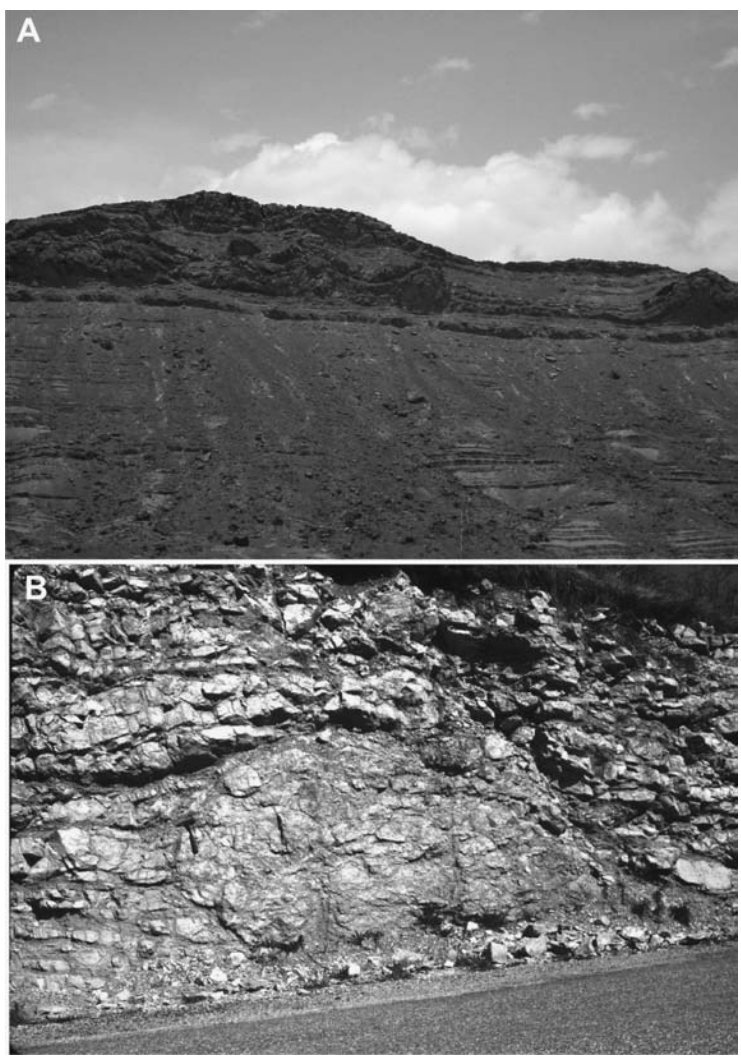


Figura 17.53. Modelización de un complejo arrecifal franjeante en el litoral una rampa durante el Jurásico superior en el sector septentrional de la cordillera Ibérica. Modificada de Benito y Mas, 2006.



Figura 17.54. Serie monótona, constituida por una alternancia de calizas (wackestone-mudstone) y margas con ammonites y algún nivel intercalado de margas bituminosas, que corresponde al registro en la parte externa (zona nerítica) de una rampa de edad Calloviense. Al sur de la Sierra de la Demanda, provincia de Burgos.



do se depositan por debajo de éste conservan el carácter turbidítico propio de la corriente que las trajo hasta esta zona. Aparecen sobre todo calizas nodulares (micritas) y margas, con abundante epifauna e infauna, lo que hace que los sedimentos estén frecuentemente bioturbados.

Resumen de las facies características de la plataforma nerítica

Se caracteriza por un tipo de sedimentos en general muy diferentes de la de las plataformas-lagoon o de la rampa somera: calizas wackestone/mudstone bien estratificadas generalmente arcillosas (figura 17.54) o margas, una comunidad biótica de mar abierto y diversificada, restos esqueléticos enteros, estratificación nodular, hardgrounds, capas de tormenta y bioturbación. En estas zonas profundas de la rampa se pueden encontrar también bioconstrucciones constituidas por montículos esqueléticos o micríticos aislados fuertemente cementados (figura 17.55).

La pendiente de la plataforma

Aunque en sí este ambiente ya no forma parte de la plataforma, la sedimentación en él esta totalmente condicionada por el carácter de ésta. Constituye la zona de paso desde las aguas someras de la plataforma a las aguas profundas de la cuenca. Normalmente se sitúa por encima del límite inferior de las aguas con oxígeno y por debajo del nivel de base del oleaje. La sedimentación dominante es alóctona, con material resedimentado desde la plataforma, aunque también se pueden depositar fangos hemipelágicos y pelágicos.

Como ya se vio con anterioridad, las plataformas-lagoon pueden presentar tres diferentes tipos de márgenes: deposicionales o de acreción; de bypass y erosionales (figura 17.23) (Read, 1982).

Figura 17.55. A: Montículos de esponjas intercalados en la parte superior una sucesión monótona constituida por una alternancia de calizas (wackestone-mudstone) y margas correspondientes al registro en la parte externa nerítica de una plataforma del Jurásico medio de la cordillera del Atlas en Marruecos. B: Montículo de esponjas en el registro de una zona externa de una rampa del Jurásico superior del Jura en el SE Francia.

Márgenes deposicionales

La pendiente suele ser suave y la zona de talud relativamente estrecha, pero en los sedimentos alóctonos está presente el espectro completo desde gruesos a finos. No suelen presentar escarpes marginales elevados y las facies del borde de la plataforma y de su pendiente frontal o talud pueden interdentarse. En el borde de la plataforma pueden darse calcarenitas esqueléticas u oolíticas o carbonatos arrecifales.

Gradualmente se pasa a la pendiente o talud con calcarenitas, brechas y algunas capas de fangos carbonáticos hemipelágicos. Presentan una típica megaestratificación inclinada (clinoformas). Conforme aumenta la profundidad del agua las calcarenitas se hacen más fangosas. Las brechas contienen abundantes clastos del arrecife y de calcarenitas cementadas del margen de la plataforma y del propio talud. Suelen ser comunes los deslizamientos (slumps), las truncaciones, los bloques exóticos y la presencia de montículos de fango en la parte inferior del talud.

Hacia el pie de la pendiente, en la zona de transición entre la pendiente de la plataforma y el margen de la cuenca profunda, se depositan turbiditas calcáreas, lutitas y brechas en mantos y canalizadas (flujos gravitacionales de sedimento).

Márgenes de bypass

El efecto de bypass puede estar asociado con un escarpe marginal y/o con un talud o pendiente de bypass abarrancada (figura 17.23c). En el primer caso, el margen de la plataforma presenta un escarpe marginal que suele superar los 200 m de altura, el cual de forma abrupta, se pone en contacto con el talud proximal que orla la plataforma. En este talud se depositan calcarenitas y brechas con algún nivel fangoso intercalado. Hacia la parte inferior de la pendiente se pasa a sedimentos más finos, con turbiditas gradadas, brechas y fangos calcáreos, aunque también pueden llegar algunas calcarenitas masivas y slumps.

En el segundo caso, entre el talud proximal con el material más grueso y la parte inferior de la pendiente con turbiditas gradadas, brechas y fangos calcáreos, se desarrolla una pendiente abarrancada de bypass, en la que se depositan fangos calcáreos (normalmente nodulares) que están surcados por estrechos barrancos rellenos por cordones de calcarenitas y brechas, que desembocan en la parte inferior de la pendiente.

Márgenes erosionales

Están caracterizados por escarpes muy pronunciados que a veces superan los 4 km de altura.

La plataforma está bordeada por carbonatos arrecifales, que, como máximo, quedan expuestos en unos pocos centenares de metros de la parte superior del escarpe. Hacia abajo, debido al retroceso erosional del escarpe por destrucción mecánica, quedan expuestas capas con secuencias cíclicas de lagoon-llanura de marea correspondientes a plataformas fósiles anteriores. En este caso, en el talud que orla la plataforma, desarrollado al pie del escarpe, junto a calcarenitas que hacia la parte distal pasan a fangos, se encuentran brechas con clastos de carbonatos arrecifales y de calcarenitas cementadas, mezclados con clastos de carbonatos con estructura fenestral, estromatolitos y de lagoon, los cuales indican el retroceso a gran escala del margen.

Resumen de las facies características de pendiente de la plataforma

Como ya se ha indicado anteriormente los sedimentos en su mayor parte proceden de la plataforma: brechas, calcarenitas resedimentadas, deslizamientos, bloques exóticos, etc. Pueden



Figura 17.56. A: Clinoformas del talud asociado al borde de una plataforma del Pérmico de la cuenca de Delaware en los Montes Guadalupe (Tejas, Estados Unidos). B: Clinoformas del talud asociado al complejo arrecifal de Llucmajor en el margen de una plataforma de edad Mioceno superior en los acantilados de Cap Blanc en el litoral SO de la Isla de Mallorca.

encontrarse localmente montículos arrecifales. La estratificación característica es de foresets inclinados a gran escala (clinoformas) (figura 17.56) y está determinada por abundantes deslizamientos debidos a la pendiente.

Plataformas carbonáticas de aguas templadas

Actualmente se sabe que las zonas templadas donde hay formación de sedimentos carbonáticos son relativamente numerosas. Todos los ejemplos estudiados caen dentro de la asociación de componentes esqueléticos de tipo Foramol, que contiene foraminíferos, moluscos, crustáceos, cirrípedos y faltan los oolitos y los agregados.

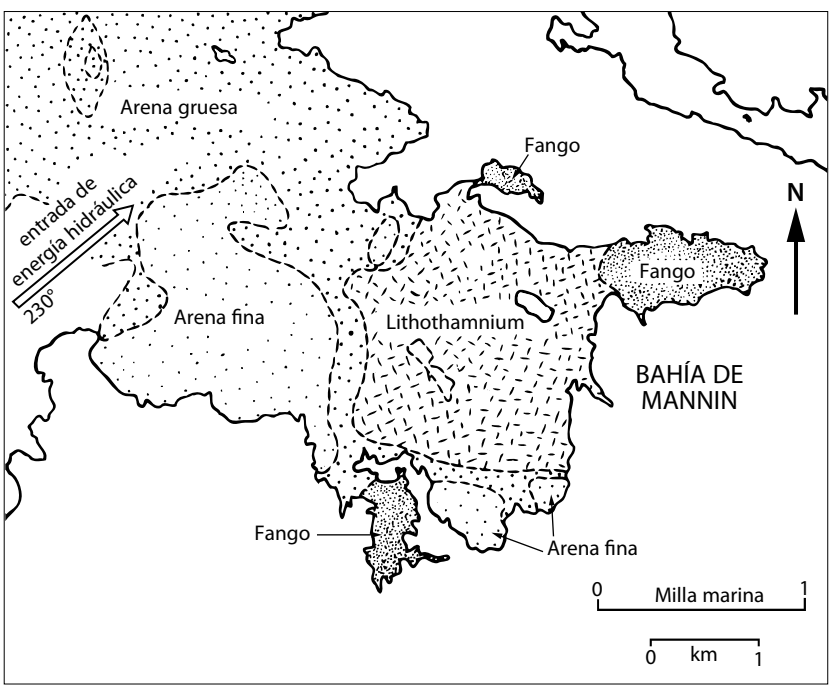


Figura 17.57. Distribución de las facies carbonáticas en la bahía de Mannin, Irlanda. Modificada de Bosence, 1976.

El caso más conocido y normalmente utilizado como ejemplo (Sellwood, 1978) es el de la bahía de Mannin, situada en la costa oeste de Irlanda, directamente afectada por la Corriente del Golfo. Se trata de una costa baja y sin grandes aportes fluviales, siendo la mayor parte de los sedimentos terrígenos, de origen glaciar pleistocenos. La temperatura del agua varía entre 7,2 y 18,5 °C y los vientos dominantes provienen del SO, de mar a tierra. El rango mareal es de 4,3 a 1,9 m, es decir mesomareal, y la salinidad varía muy poco desde el mar abierto hasta la costa (de 35,5 hasta 35 por mil).

Se dan cuatro grupos principales de facies (figura 17.57):

- Fangos. Están limitados a la parte interna de la bahía, en áreas con profundidades menores de 10 m.

Se trata de fango negro gelatinoso que contiene algas filamentosas en lámina delgada. El contenido total de carbonatos es del 40% solamente.

- Arenas. Se dan como un manto que cubre una franja costera de unos 5 km de anchura. Poseen más del 80% de carbonatos. La fracción fina está formada por restos de moluscos, foraminíferos, equinodermos, briozoos, ostrácodos y esponjas, mientras que la fracción gruesa, que se sitúa en las partes más externas de la bahía, contiene grandes proporciones de *Mytilus* y cirrípedos.
- Facies de *Lithothamnium*. Consisten en fragmentos redondeados formados por rodolitos de algas calcáreas *Lithothamnium* y *Phymatolithon*. Se encuentran viviendo tanto en aguas tranquilas como agitadas y se restringen a la zona fótica situada por encima de los 16 m. Localmente forman bancos controlados por las olas y barras de grava formadas por los fragmentos rotos.
- Sustratos duros. Son los afloramientos rocosos y sobre ellos crecen abundantes *Mytilus*, cirrípedos y hierbas marinas.

La distribución de facies en la plataforma tiene relación directa con el modelo de agitación en la misma.

En cuanto al desarrollo de plataformas carbonáticas y en general a la sedimentación de carbonatos marinos, se puede considerar que a escala global la provincia deposicional de aguas cálidas se comprende relativamente bien y que el marco de los carbonatos marinos de aguas frías progresivamente se está documentando mejor (James, 1997), sin embargo los ambientes de tránsito con aguas templadas siguen estando relativamente poco estudiados. La plataforma continental al sudoeste de Australia es un buen ejemplo de marco de tránsito entre los ambientes con carbonatos de aguas cálidas y los de aguas frías (James *et al.*, 1999) y en general, son excelentes ejemplos de sistemas carbonáticos de aguas frías la que se extiende al sur de Australia (James *et al.*, 2001; Rivers *et al.*, 2007) y la que bordea Nueva Zelanda (Nelson, 1988; Nelson *et al.*, 1988).

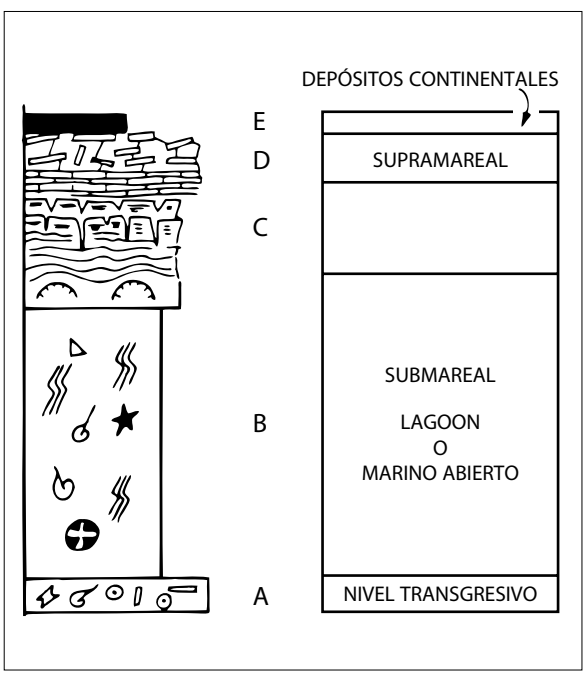


Figura 17.58. Secuencia idealizada de somerización hacia techo. Para explicación ver texto. Modificada de James, 1979b.

EL MODELO SECUENCIAL CARACTERÍSTICO. LA SECUENCIA DE SOMERIZACIÓN

En el pasado, coincidiendo con episodios de ascenso importante del nivel del mar (i.e. durante el Cretácico superior), las plataformas carbonáticas epicontinentales tuvieron un gran desarrollo. Estas plataformas presentaban las condiciones biológicas y fisicoquímicas óptimas para la producción y fijación de carbonatos, hasta el punto de que la acumulación de los mismos sobrepasaba ampliamente el ascenso del nivel del mar, repitiéndose el proceso de colmatación de la cuenca trás cada uno de los episodios de subida, dando lugar a secuencias que de base a techo pasan a términos cada vez más someros. Este tipo de secuencias han sido denominadas de diversas formas, «regresivas», *shallowing upward* y *shoaling upward* son los términos mas utilizados. James (1979), que estudia muy detalladamente este tipo de secuencias en rocas carbonáticas, prefiere la denominación de *somerización hacia techo (shallowing upward)* ya que es un término al mismo tiempo descriptivo e interpretativo.

En la figura 17.58 se pueden ver los cuatro términos principales de que consta una típica secuencia completa de some-

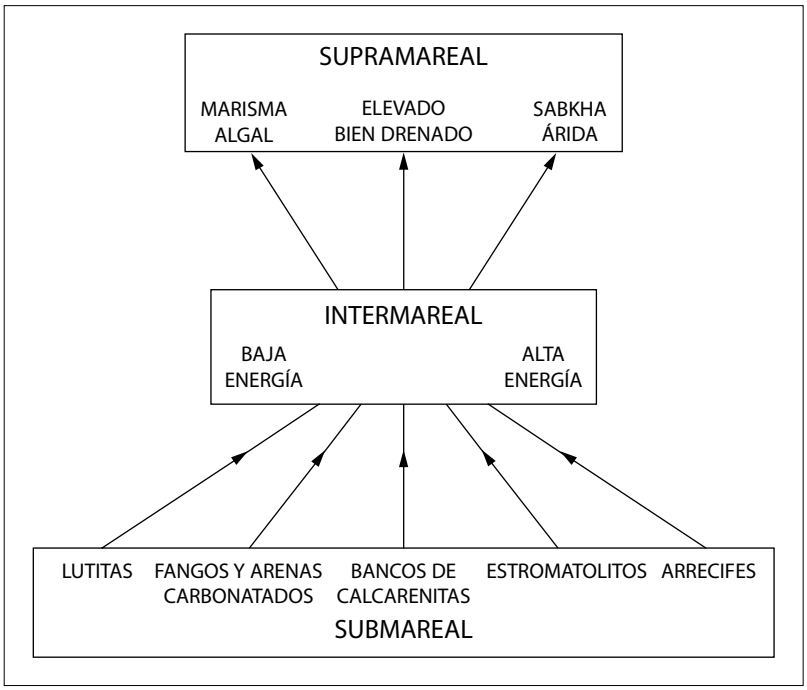


Figura 17.59. Diagrama de posibilidades de una secuencia de somerización. Modificada de James, 1979b.

rización hacia techo. El término basal (A) corresponde a la etapa transgresiva, que generalmente deja poco registro y constituye más bien un término de retrabajamiento de los materiales inferiores. El superior (E) es en realidad el registro de los medios continentales adyacentes.

El segundo término de la secuencia (B) es en general el de mayor potencia, reflejando situaciones marinas someras diversas. El de mayor importancia es el C, que corresponde a situaciones intermareales, ya que por sus características es el más fácilmente reconocible, sirviendo de base de partida a la interpretación general de la secuencia. El término D refleja las situaciones supramareales.

Esta secuencia idealizada presenta variaciones, en función, lógicamente, de las distintas clases de situaciones submareales, inter y supramareales que se dan en cada modelo en particular. En la figura 17.59, se reflejan todas las posibilidades existentes. Las variaciones de primer orden se establecen en función de las dos posibilidades intermareales que existen (de alta y baja energía), las de segundo orden giran alrededor de las posibilidades submareales y supramareales.

La característica más notable de estas secuencias es su repetición cíclica (figura 17.60), cuya causa ha sido explicada mediante diversos modelos (Ginsburg, 1974; Wilkinson, 1982; James, 1984; Osleger, 1991). Básicamente la repetición cíclica de estas secuencias a pequeña escala (de menos de un metro a varias decenas de metros) se explica según dos modelos extremos que dan lugar a resultados idénticos: el primero es el llamado *modelo eustático.* En él se supone que la tasa de sedimentación es constante, mientras que la posición del nivel del mar varía de forma

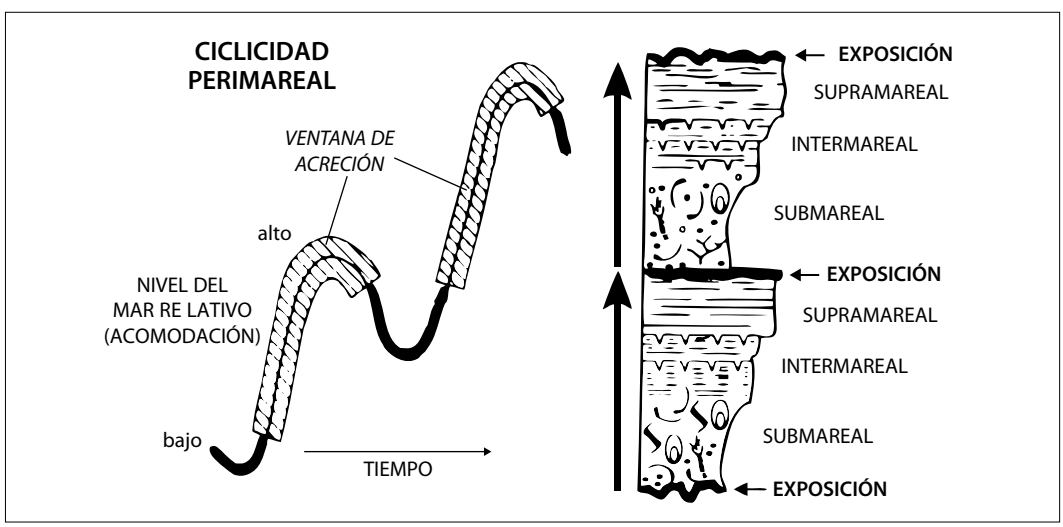


Figura 17.60. Diagrama que ilustra la relación entre las fluctuaciones del nivel del mar y el apilamiento perimareal a escala métrica de secuencias de somerización. Modificada de Pratt *et al.*, 1992.

periódica, no gradual, ya sea por pulsos de subsidencia o cambios absolutos del nivel del mar. Durante los períodos de nivel del mar relativamente estable, la alta producción de carbonatos ocasiona la progradación hacia el mar de una secuencia completa de somerización (figura 17.61.1 y 2). Ante una nueva subida rápida del nivel del mar, por cualquiera de las causas indicadas anteriormente, se produce la inundación de toda la plataforma, y un corto período de ralentización o parada de la sedimentación (figura 17.61.3). Posteriormente ésta se reanuda en el siguiente período de estabilidad del nivel del mar, repitiéndose el proceso (figura 17.61.4).

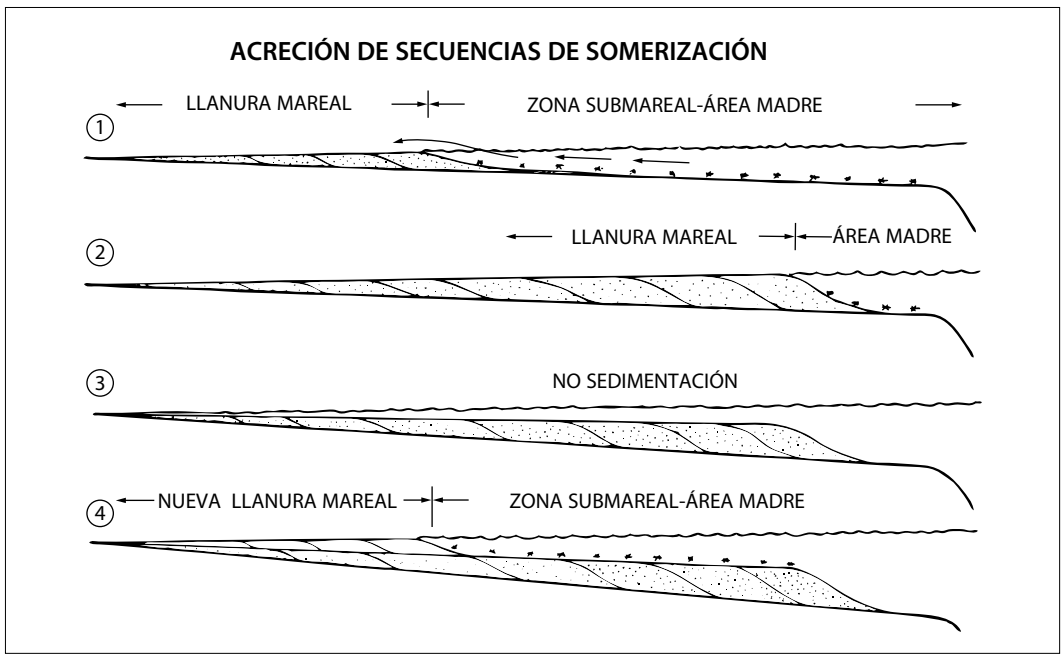


Figura 17.61. Esquema mostrando el desarrollo de dos secuencias de somerización. El resultado es el mismo tanto si se aplica el modelo eustático como el autocíclico. Modificada de James, 1984.

El segundo es el llamado *modelo autocíclico,* en el cual el principal control recae sobre la tasa de sedimentación carbonática, que a su vez está controlada por el desarrollo de un área madre (la plataforma submareal). Sobre la plataforma actúa una variación lenta y continua del nivel del mar (subsidencia y/o eustatismo). La progradación de la secuencia reduce paulatinamente el área productora de carbonatos (figura 17.61.1 y 2) hasta que esta es tan pequeña que la sedimentación cesa (figura 17.61.3). Como el nivel del mar sigue ascendiendo, la plataforma es de nuevo inundada y el proceso se repite (figura 17.61.4).

A continuación se describen las secuencias más importantes.

Secuencias de plataforma somera-llanura mareal

Las secuencias de somerización con un término intermareal de baja energía se relacionan en general con llanuras de marea, las cuales a su vez pueden estar asociadas a la tierra firme, en la parte interna del lagoon, o a los bancos o bajíos que lo cierran (ver figura 17.38).

Secuencias fangosas y calcareníticas

La progradación sobre el lagoon de la llanura de marea asociada a tierra firme, da lugar a las secuencias denominadas *muddy* (fangosas), mientras que la somerización de las barras o bajíos, produce las llamadas secuencias *grainy* (calcareníticas) (figura 17.62). Las dos secuencias

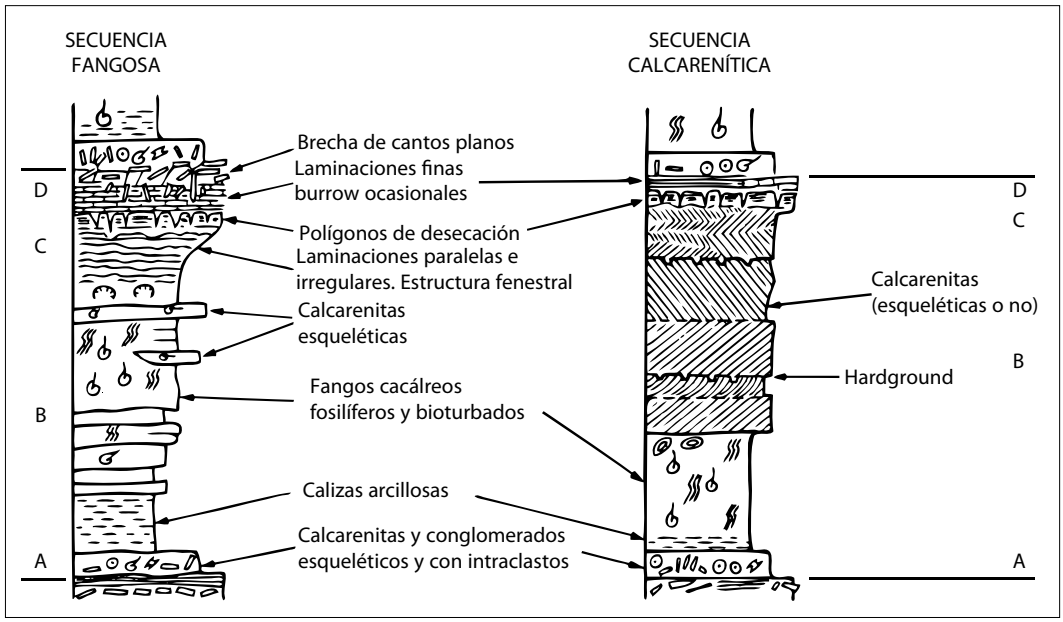


Figura 17.62. Secuencias de somerización tipos fangosa *(muddy)* y calcarenítica *(grainy)*. Modificada de James, 1979b.

descritas a continuación pertenecen a situaciones húmedas, no existiendo apenas precipitación de evaporitas.

En la *secuencia fangosa* (figuras 17.62 y 17.63) el término basal (A) es el reflejo de la incursión marina, es decir, correspondería al episodio transgresivo y se compone de un sedimento de grano grueso, con intraclastos y bioclastos rotos. El término submareal (B) está formado por fangos calcáreos y calcarenitas fangosas, poco lavadas. Son calizas wackstone y packstone con fauna marina normal, generalmente muy bioturbadas. El término intermareal (C) presenta niveles estromatolíticos (figura 17.64.A) y tiene como estructura más característica la fenestral (figura 17.64.B) y las grietas de desecación (figura 17.64.C). En los sedimentos precámbricos y del Paleozoico inferior los estromatolitos aparecen en toda la zona intermareal, pero a partir del Paleozoico medio no existen en la zona intermareal baja, debido a la gran abundancia de organismos pastadores. En las zonas intermareal media y superior las laminaciones de algas suelen estar onduladas, y hacia el techo de la secuencia, donde se da una litificación temprana, suelen aparecer grietas de desecación. Por último, el término (D), supramareal, se caracteriza por la presencia de laminaciones estromatolíticas con abundantes grietas de

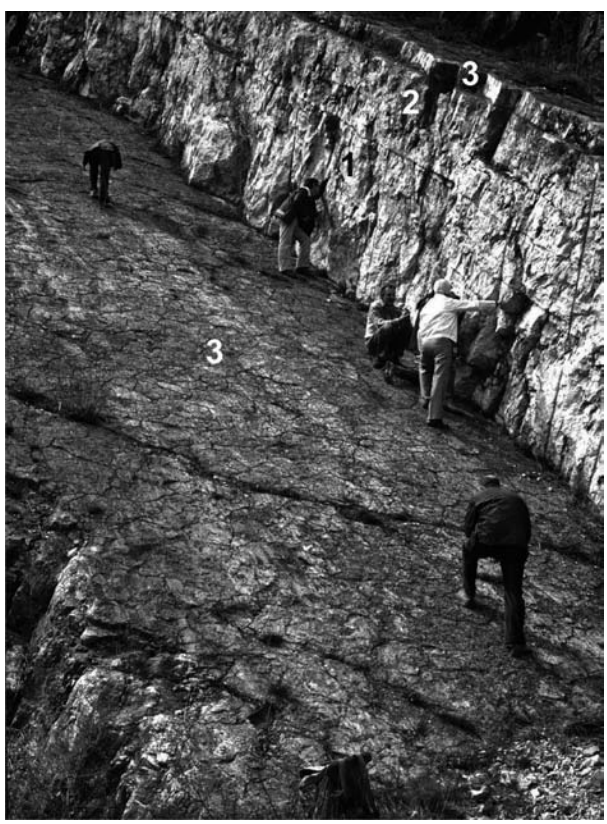


Figura 17.63. Secuencia de somerización fangosa *(muddy):* 1. Calizas micríticas (wackestone-mudstone) con foraminíferos bentónicos y algas verdes (dasycladaceas), corresponderían al término submareal; 2. Calizas micríticas con estromatolitos y estructura fenestral, corresponderían al término intermareal; 3. Similar a 2 pero con más grietas de desecación y algún nivel de brechas de cantos planos, corresponderían al término supramareal. Jurásico superior (Tithoniense) del Jura en el SE de Francia.

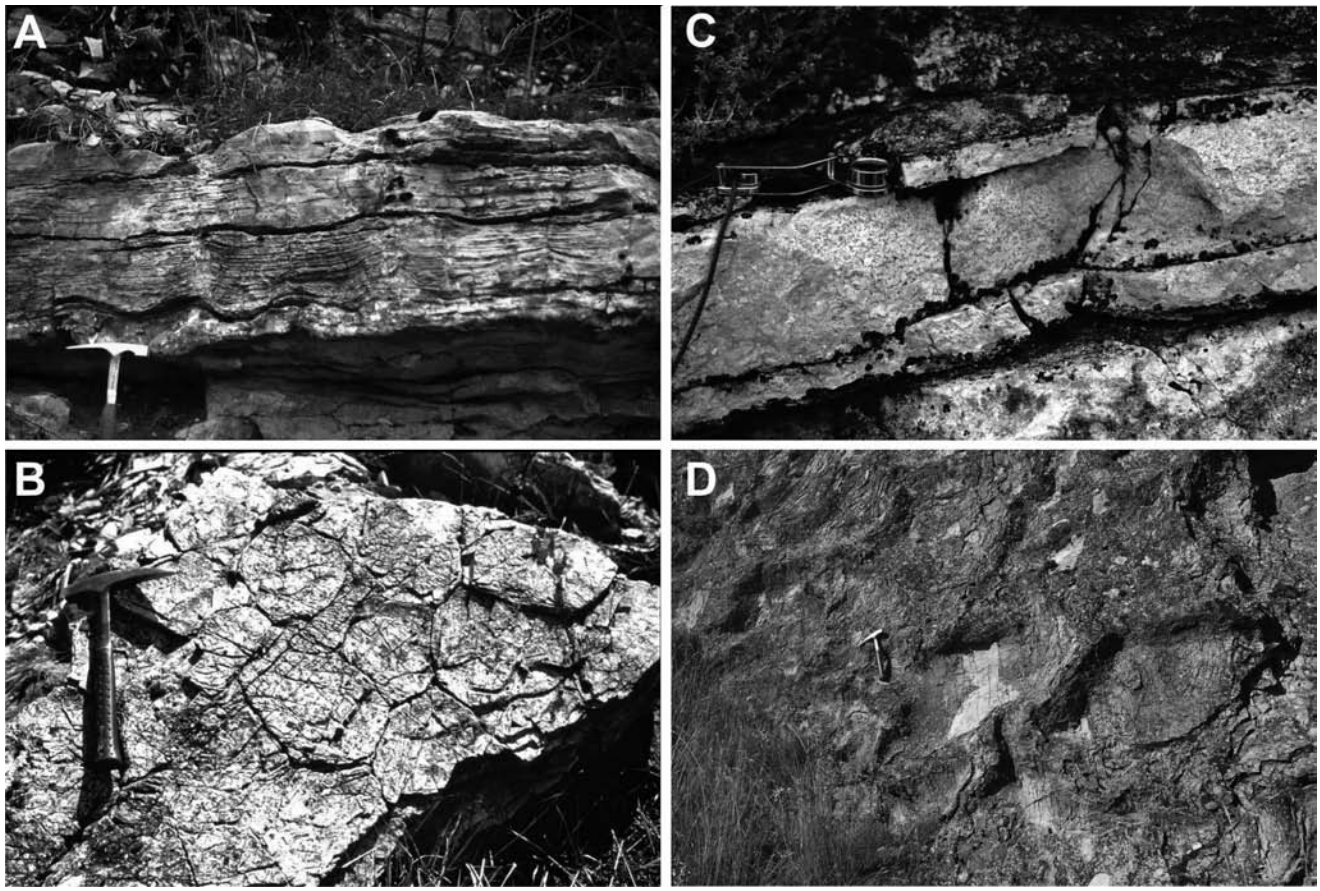


Figura 17.64. Facies características de los términos superiores (intermareal y supramareal) de las secuencias de somerización. A: Nivel estromatolítico, Jurásico superior (Tithoniense) del Jura en el SE de Francia. B: Calizas micríticas con estromatolitos y grietas de desecación, Cretácico superior de la cordillera Ibérica en la provincia de Teruel. C: Calizas micríticas con estructura fenestral, Cretácico superior del borde S del Sistema Central en la provincia de Madrid. D: Nivel estromatolítico con grandes teepees a techo del Muschelkalk (Unidad M 3, Ladiniense-Carniense inferior, Triásico) de la zona de enlace de la cordillera Ibérica con el Sistema Central en la provincia de Guadalajara.

desecación y brechas de cantos planos, así como, en condiciones de cierta aridez, de estructuras *teepee* (figura 17.64.D).

La secuencia calcarenítica (figura 17.62) refleja el paso de los bancos o bajíos calcareníticos de borde de la plataforma a las llanuras de mareas desarrolladas sobre ellos (figura 17.38), por tanto queda reflejado un cambio en la energía hidráulica muy importante y rápido.

El término (A) tiene el mismo significado que en la secuencia fangosa. El término (B) está formado por calcarenitas oolíticas y/o esqueléticas bien clasificadas, con estratificación cruzada generalmente planar, de barras con ripples sobreimpuestos, y a veces con «herringbone». Muchas veces se observan cementaciones tempranas y superficies con intraclastos cementados y perforados. Los términos (C) y (D), de llanura intermareal y supramareal, son idénticos a los ya descritos en la secuencia fangosa aunque normalmente presentan menos desarrollo.

Secuencias estromatolíticas y arrecifales

Las secuencias de somerización pueden asociarse a complejos arrecifales y también, particularmente en el Precámbrico y Paleozoico inferior, a importantes construcciones estromatolíticas.

Las formas estromatolíticas están relacionadas con los niveles de agitación de las aguas (Hoffman, 1976) y las condiciones ambientales. En Shark Bay (Australia) se ha estudiado con

detalle su distribución y significado ambiental, y en base a esos estudios se han interpretado las secuencias del Precámbrico y se ha construido la secuencia ideal (figura 17.65) en la cual se describe e interpreta el orden de aparición de las diversas formas.

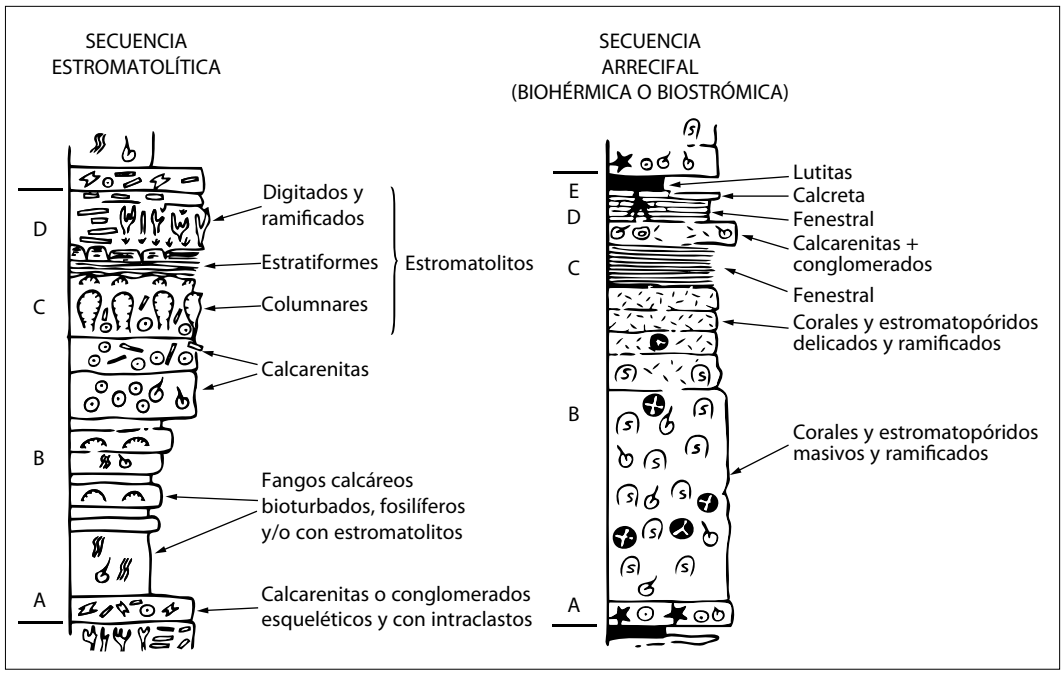


Figura 17.65. Secuencias de somerización tipo estromatolítica y arrecifal. Modificada de James, 1979b.

En el término submareal (B) aparecen fangos calcáreos fosilíferos con estromatolitos y hacia techo presentan las formas columnares que crecen en fondos más móviles de calcarenitas. Progresivamente pasa a los términos (C) intermareales, con grietas de desecación y en el término supramareal (D) se dan, o bien brechas de cantos planos o bien (caso menos frecuente) formas con delicadas ramificaciones que crecen en las charcas supramareales.

En el Fanerozoico es frecuente encontrar somerizaciones asociadas a diversas formas de construcciones arrecifales. En este tipo de secuencias se empieza a reflejar la somerización ya en el término submareal, pasándose de las grandes colonias masivas a las formas ramificadas de zonas someras protegidas. Por encima aparecen ya los términos intermareales, muy similares a los descritos en secuencias anteriores, y que muchas veces presentan, en la base o intercalados, niveles de conglomerados de fragmentos esqueléticos (figura 17.65).

Secuencias carbonato-evaporíticas

En las zonas de extrema aridez, con evaporación muy alta, las facies o intervalos correspondientes a las zonas inter y submareales contienen evaporitas autigénicas y se producen además fenómenos de dolomitización temprana. Las evaporitas, al ser realmente sobreimposiciones diagenéticas en los sedimentos preexistentes producen modificaciones en los mismos, desplazándolos y destruyendo las estructuras y estratificación primaria.

En la figura 17.66 se ha representado una secuencia ideal tipo carbonato-evaporítica. Las formas de aparición de las evaporitas son diferentes dependiendo de las condiciones de salinidad en el medio. Así, si las aguas freáticas tienen una salinidad no muy alta y hay fluctuaciones, la evaporación por capilaridad produce la formación de cristales o grumos aislados de anhidrita en la parte superior de la secuencia. Si la salinidad es muy alta (siempre por encima

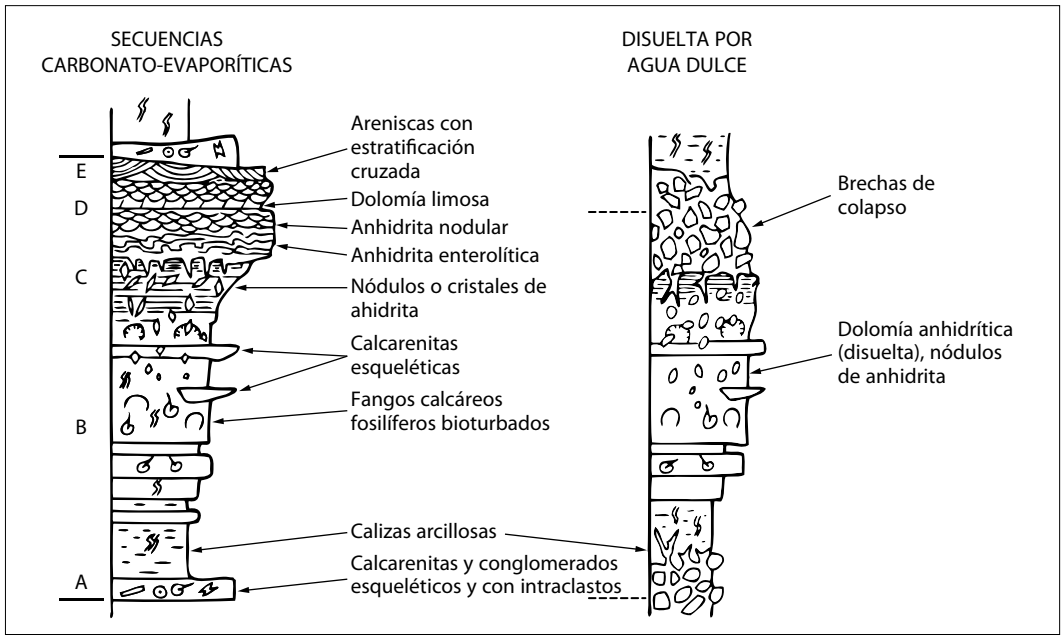


Figura 17.66. Secuencias de somerización carbonato-evaporíticas (a la derecha disuelta por agua dulce). Modificada de James, 1979b.

del límite de precipitación del yeso) los minerales evaporíticos aparecen de las siguientes maneras:

- En la zona intermareal como masas grumosas de cristales de yeso.
- En la zona supramareal como capas de nódulos de anhidrita, masas complejas con textura *chicken wire* y capas de estructura enterolítica.

La segunda secuencia de la figura 17.66 muestra uno de los procesos secundarios que pueden afectar a las secuencias carbonato-evaporíticas. Cuando éstas son lixiviadas por percolación de aguas meteóricas, las sales son disueltas dejando vacíos y provocando la caída caótica de términos suprayacentes. Se producen las denominadas *brechas de colapso* que pueden llegar a ser muy comunes debido a la alta solubilidad de las evaporitas. Otro fenómeno secundario es el de la dedolomitización de los términos superiores dolomíticos de la secuencia, consistente en la transformación en calcita por efecto de las aguas meteóricas.

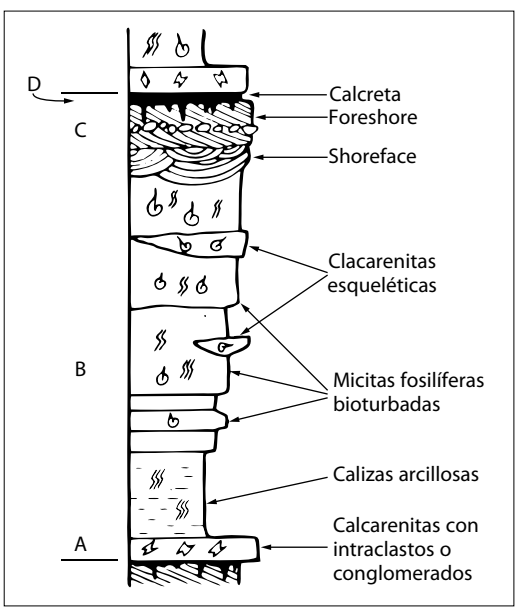


Figura 17.67. Secuencia de somerización con términos intramareal de alta energía: playa carbonática. Modificada de James, 1979b.

Secuencias de plataforma somera-playas carbonáticas

Bajo este apartado se incluyen las secuencias de somerización hacia techo con un término intermareal de alta energía, que se corresponde con las playas. Debido a las características muy especiales de los sedimentos de las playas carbonáticas es muy difícil su reconocimiento en series antiguas, no sólo porque se trata de franjas estrechas con un bajo potencial de conservación, sino también porque son fácilmente confundibles con las facies submareales de calcarenitas.

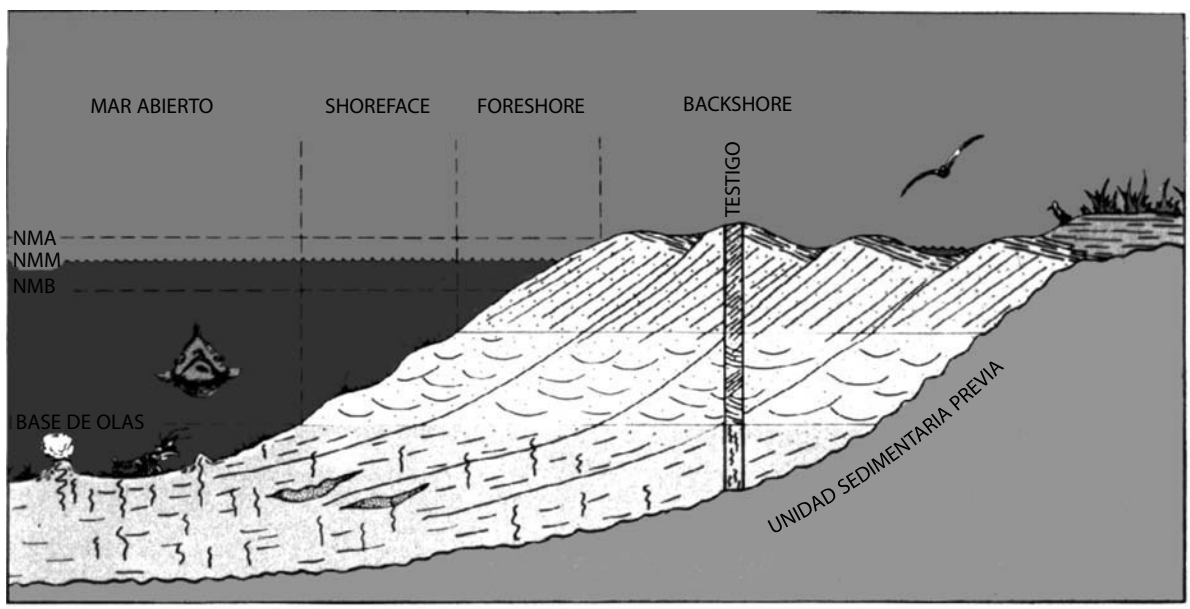
En la secuencia característica (figura 17.67) el término (A) y la parte inferior del (B) son muy similares a los del resto de las secuencias con término intermareal de baja energía. En (B), hacia techo

empiezan a aparecer facies características de la playa submareal *(shoreface),* que incluye la zona situada entre el límite inferior de la zona de batida del oleaje y el nivel de base de influencia del mismo (figura 17.68). Los sedimentos consisten en calcarenitas de grano grueso y poco clasificadas, que frecuentemente presentan estratificación cruzada de surco, correspondiente a dunas que migran por corrientes de deriva litoral.

El término C, correspondiente a la playa intermareal (foreshore), situada en la zona de batida del oleaje, consiste en calcarenitas bien clasificadas con laminación suavemente tendida en cuerpos que buzan con inclinaciones bajas (de menos de 15°) hacia el mar.

La zona supramareal, representada por el término D, puede ser muy similar a las descritas en otras secuencias con anterioridad, suelos, fangos dolomíticos de charcas protegidas por los cordones playeros, etc. Los procesos diagenéticos sobreimpuestos son muy importantes, principalmente: cementaciones, disoluciones, formación de calcreta (caliches) y microkarstificaciones.

La sucesión descrita correspondería al modelo clásico de una playa desarrollada en una costa asociada a una plataforma de agitación intermedia, pero pueden darse variaciones a este modelo en función de diversos factores: la secuencia de playa puede estar fosilizando en el término B una bocana de marea (tidal inlet), en el caso de asociarse a plataformas de alta energía puede estar fosilizando en el término B bajíos oolíticos o bioclásticos o bien un arre-



ZONAS	LOG-E CARACTERÍSTICO (SP/GR — RES.)	TAMAÑO DE GRANO (grueso — fino)	SORTING (pobre — bueno)	LITOLOGÍA	TESTIGO	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	PROCESOS
FORESHORE				Grainstone		Laminaciones paralelas Haces de laminaciones paralelas suavemente inclinadas hacia el mar	Batida de las olas
SHOREFACE				Grainstone a Packstone		Estratificaciones cruzadas planares y de surco a pequeña y gran escala	Corrientes de transformación de las olas a la deriva y las mareales
MAR ABIERTO				Grainstone a Wackestone		Burrows ramificados horizontales	Biológicos

Figura 17.68. Progradación de una playa carbonática. Modificada de Inden y Moore, 1983.

cife, y si la zona submareal es de baja energía, por ejemplo en la parte interna de un lagoon protegido, la playa presentará poco desarrollo, apareciendo casi directamente sobre los fangos de lagoon las calcarenitas del foreshore escasamente desarrolladas (Inden y Moore, 1983).

Existen unas estructuras muy características de las playas carbonáticas. Unas son las microcavernas *(keystone vugs* o *microcaves)* existentes entre los granos de la playa intermareal, producidas por burbujas de gas y que dan lugar a una estructura similar a la fenestral en los sedimentos fangosos. Posteriormente se rellenan de cemento total o parcialmente. En la zona intermareal alta el relleno es parcial, produciéndose cemento gravitacional (estalactítico).

Otra estructura muy característica en las playas carbonáticas son las *beach rock*. Son capas formadas por calcarenitas y gravas cementadas que se inclinan suavemente hacia el mar presentando laminación interna. Se dan en la zona inferior y media del foreshore y la precipitación del cemento carbonático se produce fuera del agua marina en la zona vadosa o por mezcla del agua marina y meteórica. Las superficies de estratificación suelen estar incrustadas y/o perforadas.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS. SU COMPARACIÓN CON LAS PLATAFORMAS SILICICLÁSTICAS Y SU RESPUESTA A LOS CICLOS DE TERCER ORDEN

Los conceptos de estratigrafía sísmica y secuencial fueron desarrollados usando los principios de sedimentación clástica terrígena (Vail *et al*., 1977; Van Wagoner *et al*., 1988). Los carbonatos se han interpretado normalmente usando solamente estas técnicas (Sarg, 1988; Tucker, 1991). Actualmente no hay total consenso en cuanto a la respuesta de la sedimentación al eustatismo en gran parte porque generalmente no son aplicables los mismos principios de sedimentación indistintamente a los depósitos siliciclásticos y a los carbonatos. Una vez más aparece el problema clave que diferencia a ambos tipos de sedimentos, no hay fábrica in situ para los sedimentos siliciclásticos. Los cambios eustáticos afectan a los sistemas siliciclásticos controlando el espacio de la acumulación y por lo tanto cambiando el lugar de la sedimentación de un sitio a otro. Los cambios eustáticos en los sistemas carbonáticos determinan la salud o incluso la misma existencia de la fábrica del sedimento (James y Kendall, 1992; Bosence y Wilson, 2003).

Tales diferencias afectan a la dinámica de la sedimentación y también a la arquitectura estratigráfica (aloestratigrafía). Se puede ilustrar esta cuestión mediante la generalización y comparación entre la sedimentación en un arquetipo de plataforma siliciclástica y su cuenca asociada con la sedimentación en un arquetipo de una plataforma carbonática orlada *(rimmed shelf)* o plataforma-lagoon y su cuenca asociada (James y Kendall, 1992), durante una fluctuación de período largo (tercer orden) en nivel del mar relativo con perturbaciones (cuarto y quinto orden) de período corto sobrepuestas (figura 17.69). Como se ha indicado, los tipos de plataformas considerados son arquetípicos o miembros de tipología extrema, por eso conviene tener en cuenta que si se hiciesen comparaciones similares entre plataformas clásticas terrígenas y rampas carbonáticas o plataformas abiertas, las diferencias serían menos pronunciadas. Las evaporitas se han situado sobre todo en el ámbito de los carbonatos porque es en él donde son más comunes.

Cortejos de bajo nivel (LST, *Lowstand systems tract*)

Siliciclásticos

Los sedimentos puentean *(by-pass)* la plataforma expuesta y se depositan en aguas profundas en el talud y el margen de la cuenca. Durante los primeros episodios de la caída del nivel del mar, en el pie del talud se forman abanicos submarinos ricos en arena que son alimentados

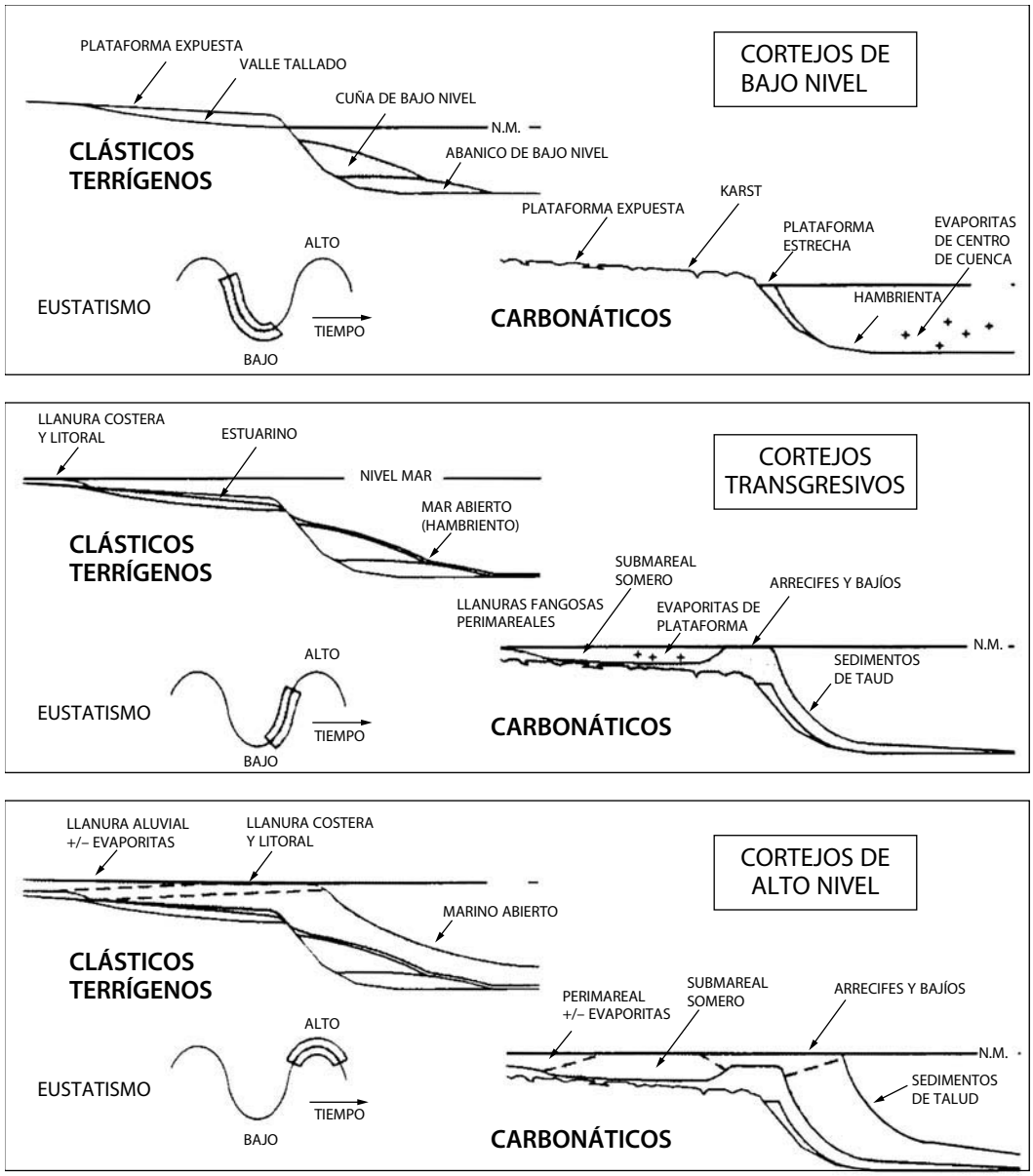


Figura 17.69. Diagramas que ilustran la respuesta sedimentaria en las plataformas carbonáticas frente a las siliciclásticas debida a variaciones de período largo (ciclos de tercer orden) en el nivel del mar. Modificada de James y Kendall, 1992.

a partir de los sistemas fluviales que cruzan la plataforma por valles tallados en ella. Las fases posteriores se caracterizan por el relleno inicial de los valles de incisión tallados en la plataforma y la formación de cuñas de bajo nivel *(lowstand wedges)* dominantemente fangosas en el talud y sobre los abanicos submarinos formados anteriormente.

Carbonáticos

Ocurre exactamente lo contrario. La fábrica del carbonato se cierra, o queda confinada a una pequeña plataforma en franja sobre el talud. De esta forma, el talud y la cuenca adyacentes se vuelven hambrientas con respecto la sedimentación de carbonato, la única excepción es la lluvia de carbonato planctónico y, en este caso, solamente en marcos sedimentarios jurásicos

o posteriores. Hay autores que, por el contrario, sugieren que la plataforma estrecha es una fuente de mucho sedimento y que la sedimentación de aguas profundas es activa (Jacquin *et al.*, 1991). Los bancos de mar abierto y las plataformas que bordean tierra firme carbonática quedan sometidos a la diagénesis subaérea, cuya intensidad depende del clima, del relieve (grado de la caída del nivel del mar), del tiempo de la exposición y de la mineralogía original, dando como resultado de la exposición subaérea a una superficie limitante de discontinuidad kárstica. Cuando las plataformas bordean una tierra emergida de sedimentos siliciclásticos, aunque la diagénesis subaérea sea común, es también frecuente su recubrimiento por depósitos fluviales progradantes que pueden extenderse hasta el borde de la plataforma, creando un abanico de bajo nivel *(lowstand fan)* o una cuña de siliciclásticos. Esto da lugar a una alternancia de sedimentos carbonáticos y siliciclásticos tanto en la plataforma como en la cuenca.

Cortejos transgresivos (TST, *Transgresive systems tract*)

Siliciclásticos

Los valles de incisión tallados en la plataforma se llenan y una sedimentación en estuarios acompaña la inundación. Hay un rápido desplazamiento en dirección hacia tierra de los cinturones de facies, poca sedimentación en el conjunto de la plataforma y el talud y la cuenca en gran parte quedan hambrientos de sedimento, culminando en una superficie máxima de la inundación.

Carbonáticos

En cambio, esta etapa de subida relativa del nivel del mar de período largo permite que la fábrica del carbonato funcione en la capacidad óptima, retardada solamente por períodos cortos de ahogamiento incipiente. La instalación periódica de ambientes anóxicos o relativamente anóxicos sobre la plataforma puede también causar paradas periódicas en la producción. El incremento progresivo de la acomodación acompasada de una alta tasa de producción de carbonato da lugar al llenado de la topografía anterior, a la acumulación de potentes paquetes de sedimento predominantemente submareal y al crecimiento de arrecifes, siendo comunes las unidades submareales amalgamadas. La acreción vertical de sedimento o el escalonamiento hacia atrás de las facies *(backstepping)* son las arquitecturas típicas de la sedimentación. Los arrecifes, que tienen el potencial más grande de todos los carbonatos para seguir la subida del nivel del mar (debido a sus tasas de crecimiento relativamente altas), pueden construir relieves excepcionalmente altos (potentes estratigráficamente). La cantidad de transporte de sedimento hacia fuera de la plataforma depende de la eficacia del borde y los índices de producción de sedimento carbonático. Las llanuras de marea carbonáticas y/o evaporíticas progradantes no alcanzan el borde de la plataforma y se pueden generalmente desarrollar secuencias progradantes repetidas asociadas a cambios de período corto del nivel del mar (ciclos de alta frecuencia). Una superficie máxima de la inundación suele sellar los cortejos transgresivos. La sección condensada se produce cuando gran parte de la plataforma cae ampliamente por debajo de la base de la zona fótica de modo que la producción del carbonato se reduce drásticamente o se para enteramente.

Cortejos de alto nivel (HST, *Highstand systems tract*)

Siliciclásticos

Las fases tempranas abarcan la subida y la etapa de estabilidad *(stillstand)* eustáticas mientras que fases tardías registran la etapa de estabilidad *(stillstand)* eustática y la bajada inicial del

nivel del mar. Hay sedimentación ampliamente extendida en el conjunto de la plataforma. La agradación caracteriza los primeros episodios y es generalmente seguida de una acusada progradación. Dependiendo de la tasa de aporte de sedimento, el techo de estos cortejos puede contener facies fluviales y aluviales extensas. La sedimentación en el talud y en la cuenca aumenta drásticamente durante las últimas etapas.

Carbonáticos

La respuesta en los carbonatos y en los siliciclásticos es más parecida durante estos cortejos de alto nivel. La tasa de incremento en nueva acomodación es baja y con frecuencia los períodos de sedimentación alternan con períodos aproximadamente equivalentes de exposición. La fábrica del carbonato se reduce y adquiere un carácter local. Durante los estadios tempranos la topografía deposicional antecedente en la plataforma se rellena completamente. Los arrecifes alcanzan el nivel del mar y comienzan a expandirse lateralmente. Las llanuras de marea progradantes pueden alcanzar periódicamente el borde de la plataforma. Los episodios relativamente cortos de la exposición subaérea dan lugar a cambios diagenéticos moderados en los carbonatos.

Durante los estadios tardíos, debido a que la superficie superior de la plataforma está esencialmente al nivel del mar (acomodación muy escasa o nula), la fábrica de carbonatos solamente funciona de forma intermitente en aquellos estadios en los que la paltaforma es inundada debido a los cambios de período corto en nivel del mar (ciclos de alta frecuencia). La fábrica principal queda en el margen la plataforma, dando lugar a «un cortejo de margen de plataforma» (*Shelf margin systems tract;* Sarg, 1988). Puesto que el espacio de acomodación en el techo de la plataforma es pequeño, la sedimentación perimareal es común. Se desarrollan pocos arrecifes biohermales, siendo la norma los cuerpos arrecifales biostrómicos o los bajíos calcareníticos. La plataforma exporta mucho sedimento, especialmente a partir de las facies del margen, produciendo flujos gravitatorios de sedimento de grano grueso que dan lugar a cuñas potentes progradantes o en escalonamiento hacia adelante *(forestepping)* de sedimentos de talud. Los sedimentos en el techo de la plataforma son alterados intensamente por prolongados períodos de diagénesis meteórica.

Como ya se ha apuntado anteriormente las respuestas en el conjunto de la plataforma carbonática a un ciclo completo de caída y subida del nivel del mar relativo a escala de cuenca (ciclo de tercer orden) no será la misma dependiendo de que se trate de un sistema de rampa (figura 17.70) o de plataforma-lagoon (figuras 17.71 y 17.72), o de que se trate de sistema de plataforma-lagoon con margen deposicional o de acreción (figura 17.71) o que lo sea con margen de *by-pass* escarpado (figura 17.72).

En la figura 17.70 se muestra la evolución de un sistema de rampa carbonática (Emery, 1996): 1) El cortejo trangresivo (TST, *transgrasive systems tract*) muestra escalonamiento hacia tierra de las facies de la rampa y una situación de cuenca hambrienta de sedimento, que conlleva un notable potencial para el desarrollo de lutitas ricas en materia orgánica. 2) El cortejo de alto nivel (HST, *highstand systems tract*) muestra progradación del margen hacia el mar y reducción progresiva de los topsets. 3) El cortejo de bajo nivel (LST, *Lowstand systems tract*). En el caso de una cuenca restringida y árida, las facies de cuenca se desarrollan en forma de cuña evaporítica subacuática que yace en *on-lap* sobre las facies más profundas de la rampa del cortejo de alto nivel anterior, justo por encima del límite de secuencia. La rampa previa que queda expuesta puede ser el lugar donde se desarrolle una extensa sabkha evaporítica que a su vez puede verse recubierta por depósitos siliciclásticos eólicos. En un contexto húmedo, la rampa expuesta puede ser cortada por canales fluviales y karstificada, o si la entrada de siliciclásticos es relativamente baja, una nueva rampa de bajo nivel puede nuclearse por debajo del

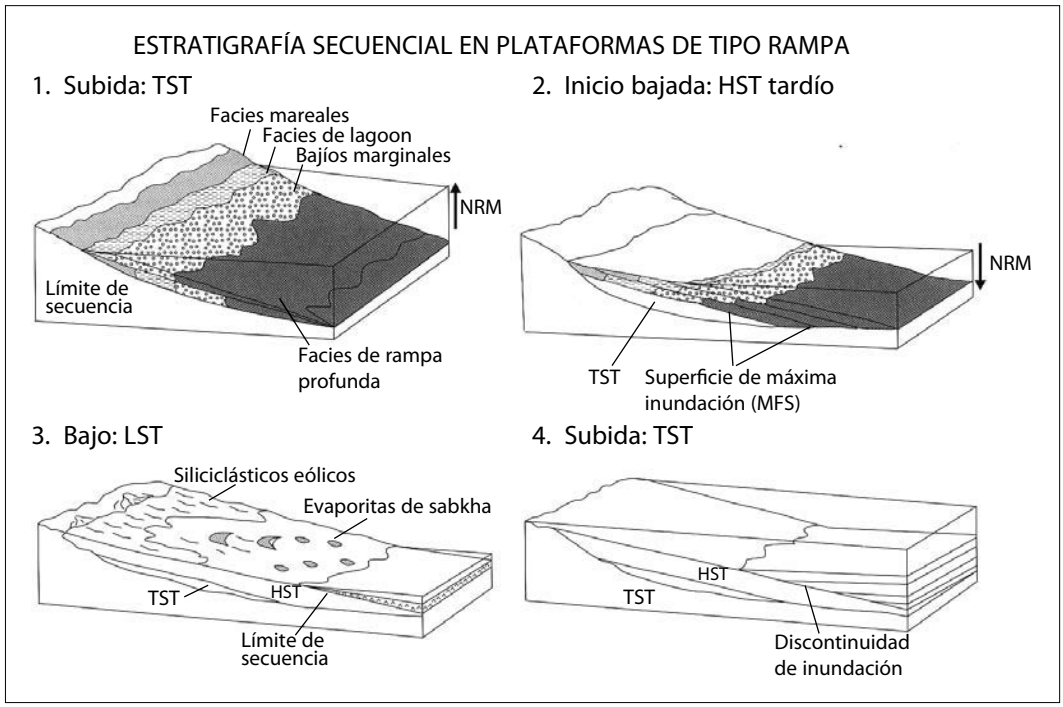


Figura 17.70. Modelos de estratigrafía secuencial en sistemas de rampa. Modificada de Emery, 1996. Ver texto para explicación.

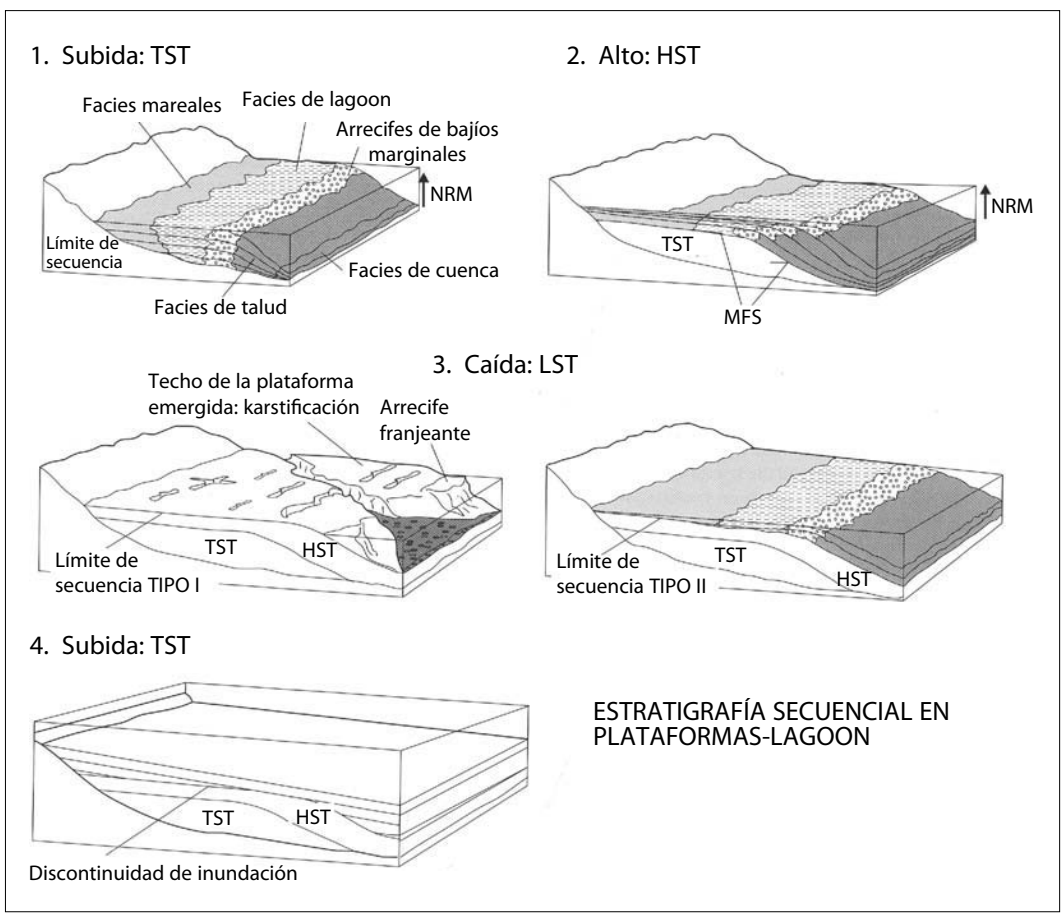


Figura 17.71. Modelos de estratigrafía secuencial en sistemas de plataforma-lagoon con margen deposicional o de acreción. Modificada de Emery, 1996. Ver texto para explicación.

margen del sistema de rampa previo. 4) El funcionamiento del sistema de depósito carbonático puede cesar al producirse la inundación y ahogamiento de la rampa carbonática y el avance en *on-lap* de depósitos siliciclásticos marinos sobre la rampa inudada. La rampa y la cuña siliciclástica suprayacente quedarán separadas por una discontinuidad de inundación o ahogamiento *(drowning unconformity)*.

En la figura 17.71 se muestra la evolución de un sistema de plataforma-lagoon con margen deposicional o de acreción (Emery, 1996): 1) El cortejo trangresivo (TST, *transgrasive systems tract*) muestra agradación del margen. 2) El cortejo de alto nivel (HST, *highstand systems tract*) muestra progradación y reducción progresiva de los topsets. 3) Durante el cortejo de bajo nivel (LST, *Lowstand systems tract*), en el caso de un límite de secuencia de tipo 1, en el que el nivel del mar cae perceptiblemente por debajo del margen de la plataforma-lagoon y la plataforma queda expuesta en su totalidad, y en un contexto húmedo, el techo de la plataforma se karstifica, pudiendo formarse además valles de incisión tallados por canales fluviales. En la cuenca se puede depositar sedimento siliciclástico en *on-lap* sobre el talud carbonático. La producción in situ del carbonato puede permanecer en forma de arrecifes franjeantes si la entrada de sedimentos siliciclásticos es suficientemente baja y está dirigida lejos de los ambientes favorables para la producción de carbonato. 4) En el caso de un límite de secuencia de Tipo 2 con la caída del nivel del mar la plataforma no queda expuesta en su totalidad y se desarrolla un cortejo de cuña de margen de plataforma (SMW, *shelf-margin-wedge systems tract*), el nivel del mar no cae perceptiblemente por debajo del margen anterior, así el techo de la plataforma no queda expuesto en su totalidad a la diagénesis meteórica. Posteriormente, con la subida del nivel del mar, la cuña de margen de plataforma se amplía en dirección hacia tierra y hacia el mar, pero conviene observar que este crecimiento de la cuña solamente puede ocurrir si el techo de la plataforma, originalmente plano, presenta una mayor subsidencia hacia el mar que hacia tierra, lo que proporciona una superficie inclinada hacia el mar que luego puede ser progresivamente recubierta en *on-lap* por la cuña de margen de plataforma. 5) La inundación de una plataforma-lagoon se ve acompañada del cese de la producción de carbonato por el deterioro ambiental mientras permanece sumergida. El techo de los carbonatos de plataforma se caracteriza por una discontinuidad de inundación *(drowning unconformity)* que separa el carbonato subyacente de la plataforma del los depósitos siliciclásticos de aguas profundas que la recubren en *on-lap*.

En la figura 17.72 se muestra la evolución de un sistema de plataforma-lagoon con margen de *by-pass* escarpado (Emery, 1996): 1) El cortejo trangresivo (TST, *transgrasive systems tract*) muestra agradación y desmantelamiento del margen. Los productos del desmantelamiento del margen recubren en *on-lap* el escarpado talud formando una orla a su pie *(apron)*. 2) El cortejo de alto nivel (HST, *highstand systems tract*) de una plataforma-lagoon con margen de by-pass escarpado muestra agradación continua pero, al mismo tiempo, reducción progresiva de los topsets. En la cuenca y en el pie del talud, durante el cortejo de alto nivel, el material carbonático vertido desde el margen del techo de la plataforma cubre en *on-lap* la orla del pie del talud formada durante el cortejo transgresivo previo. Parte del material del talud también puede caer del margen carbonático durante el cortejo de alto nivel. 3) En el caso del cortejo de bajo nivel (LST, *lowstand systems tract*) en un sistema con escarpe en una zona de clima húmedo, el nivel del mar cae perceptiblemente por debajo del margen de la plataforma-lagoon, y el techo de la plataforma que queda expuesto se karstifica, pudiendo formarse también valles de incisión tallados por canales fluviales. En la cuenca se puede depositar sedimento siliciclástico en *on-lap* sobre el talud carbonático, y la destrucción del margen también puede dar lugar al desarrollo de conos de talud al pie de este. La producción in situ del carbonato parece ser de muy escasa importancia en los sistemas de márgenes muy escarpados. 4) Al igual que ocurre en las platagormas-lagoon con margen deposicional, la inundación de una plata-

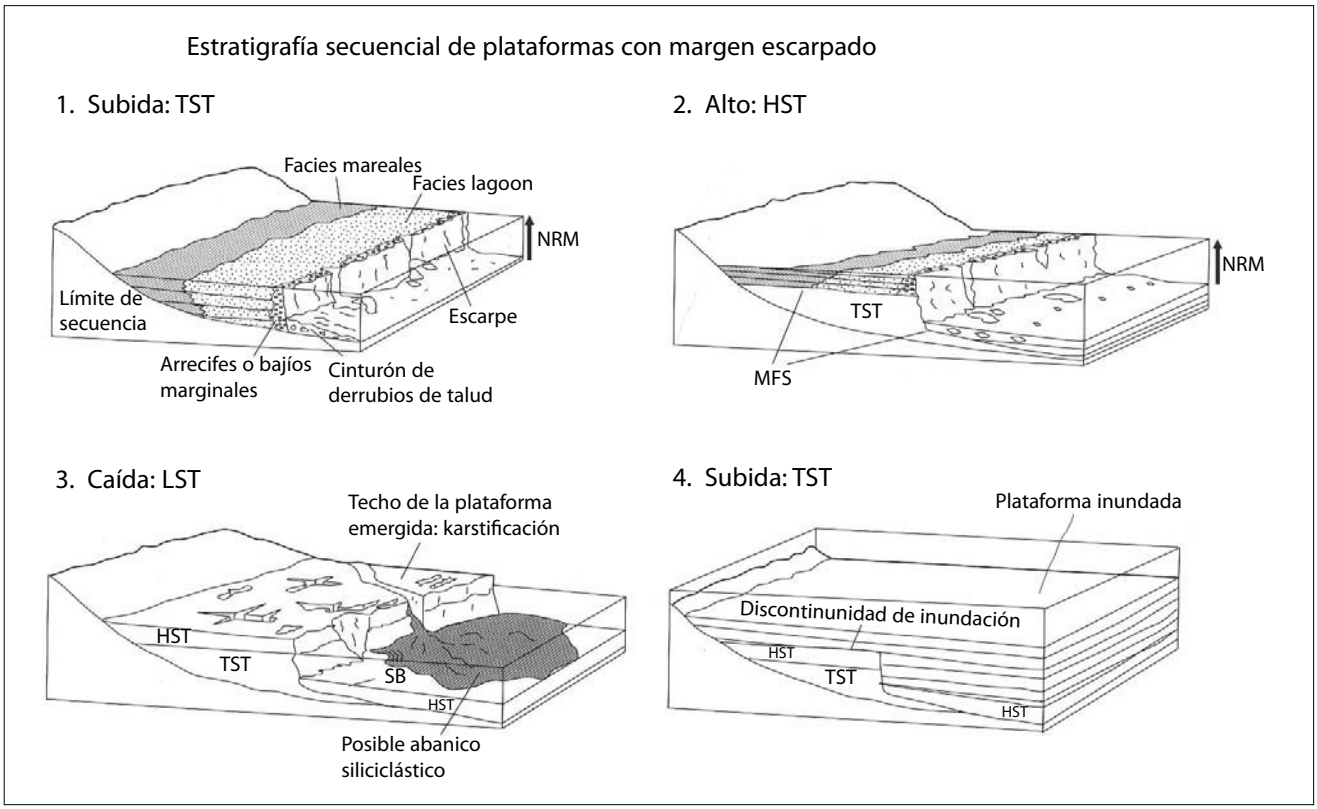


Figura 17.72. Modelos de estratigrafía secuencial en sistemas de plataforma-lagoon con margen de *by-pass* escarpado. Modificada de Emery, 1996. Ver texto para explicación.

forma-lagoon se ve acompañada del cese de la producción de carbonato por el deterioro ambiental mientras permanece sumergida. El techo de los carbonatos de plataforma se caracteriza por una discontinuidad de inundación (*drowning unconformity*) que separa el carbonato subyacente de la plataforma del los depósitos siliciclásticos de aguas profundas que la recubren en *on-lap*.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, A. y Floquet, M. (1982): Sedimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): Un modele d'evolution en domaine de plate-forme. *Mémoires du Muséum National D'Histoire Naturelle. Nouvelle Serie*. Tome XLIX, 113-128.

Alonso, A.; Floquet M.; Mas J. R. y Meléndez A. (1993): Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir,* vol. 56, 297-313.

Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J. R.; Meléndez, A.; Meléndez, N.; Salomón, J. y Vadot, J. P. (1987): Modalités de la regresion marine sur le detroit iberique (Espagne) a la fin du Crétacé. *Mémoires Geologiques de l'Université de Dijon,* 11, 91-102.

Alonso, A. y Mas, R. (1990): El Jurásico superior marino en el Sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibér.,* 14, 173-198.

Alonso, A.; Mas, J. R. y Meléndez, N. (1986-1987): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja España). *Acta Geol. Hisp.,* 21-22, 296-306.

Arh, W. M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc.,* 23, 221-225.

Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in central Iberian Chain, northeast Spain. En H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes,

B. U. Haq y G. P. Allen (eds.), *Sequence stratigraphy and Facies. Associations Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.,* vol. 18, 343-368.

Bádenas, B. y Aurell, M. (2001a): Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia, *Palaeogeo., Palaeoclim., Palaeoecol.,* 168, 291-310.

— (2001b): Proximal – distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sed. Geol.,* 139, 319-340.

Ball, M. M. (1967): Carbonate Sand Bodies of Florida and the Bahamas. *J. Sed. Petrol.,* 37 (2), 556-591.

Bathurst, R. G. C. (1975): *Carbonate sediments and their diagenesis*, 2.ª ed. Elsevier. Amsterdam.

Belopolsky, A. y Droxler, A. (2003): Imaging Tertiary carbonate system-the Maldives, Indian Ocean: Insights into carbonate sequence interpretation. *The Leading Edge,* July, 22 (7), 646-652.

Benito, M. I. y Mas, R. (2006): Sedimentary evolution of the Torrecilla Reef Complex in response to tectonically forced regression (Early Kimmeridgian, Northern Spain). *Sed. Geol.,* 183, 31-49.

Boggs, S. (2006): *Principles of Sedimentology and Stratigraphy,* 4.ª ed. Pearson-Prentice Hall.

Bosence, D. W. J. (1976): Ecological studies on two unattached coralline algal from Western Ireland. *Palaeontology,* 19, 365-395.

Bosence, D. W. J. y Wilson, R. C. L. (2003a): Carbonate depositional systems. The sedimentary record of sea-level change. En A. E. Coe (ed.), *The Open University*, Cambridge University Press, 209-233.

— (2003b): Sequence stratigraphy of carbonate depositional systems. The sedimentary record of sea-level change. En A. E. Coe (ed.), *The Open University*, Cambridge University Press, 234-256.

Bosscher, H. Y. y Schlager, W. (1992): Computer simulations of reef growth. *Sedimentology,* 39, 503-512.

Bosselini, A. (1984): Progradation geometries of Carbonate platforms: examples from the Triassic of Dolomites, northern Italy. *Sedimentology,* 32, 1-24.

Burchette, T. P. y Wright, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sed. Geol.,* 79, 3-57.

Carannante, G.; Esteban, M.; Milliman, J. D. y Simone, L. (1988): Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sed. Geol.,* 60, 333-346.

Carozzi, A. V. (1989): *Carbonate Rock Depositional Models: A Microfacies Approach.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Cloetingh, S.; McQueen, H. y Lambeck, K. (1985): On a tectonic mechanism for regional sealevel variations. *Earth Planet. Sci. Letts.* 75, 157-166.

Coniglio, M. y Dix, G. R. (1992): Carbonate slopes. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change. Gel. Ass*. Canada, 349-374.

Cook, H. E. y Enos, P. (eds.) (1977): Deepwater carbonate environments. *SEPM, Special Publication,* vol. 25.

Cook, H. E.; Hine, A. C. y Mullins, H. T. (eds.) (1983): Platform margin and deep water carbonates. *SEPM, Short Course,* vol. 12.

Crevello, P. D. y Harris, P. M. (eds.) (1985): Deep-water carbonates: Buildups, turbidites, debris flows and chalks - a core workshop. *SEPM, Core Workshop,* vol. 6.

Crevello, P. D.; Wilson, J. L.; Sarg, J. F. y Read, J. F. (eds.) (1989): Controls on carbonate plafform and basin development. *SEPM, Special Publication,* vol. 44.

Davies, P. J.; Bubela, B. y Ferguson, J. (1978): The formation of ooids. *Sedimentology,* 25, 703-730.

Dunhan, R. J. (1962): Classification of Carbonate rocks accordíng to depositional texture. En W. E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. *Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir,* vol. 1, 108-121.

Elf-Aquitaine (1975): Essai de caractérisation sédimentologique des dépots carbonatés. 1. Eléments d'analyse. *Boussens et Pau.*

— (1977): Essai de caracterisation sédimentologique des dépots carbonatés. 11. Eléments d'interpretation. *Boussens et Pau*.

— (1982): *Exploration for carbonate petroleum reservoirs*. John Wiley and Sons. New York.

Embry, A. F. y Klovan, J. E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.,* 19, 730-781.

Emery, D. (1996): Carbonate Systems. En D. Emery y K. Myers (eds.). Sequence Stratigraphy. *Blackwell Science.* Oxford, U. K, 211-237.

Emery, D. y Myers, K. (eds.) (1996): *Sequence Stratigraphy. Blackwell Science*. Oxford, U. K.

Enos, P. (1983): Shelf Environment. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate Depositional Environments, Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Memoir,* vol. 33, 267-295.

Flügel, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. New York.

—(2004): *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer. New York.

Folk, R. L. (1959): Practical Petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 43, 1-38.

— (1962): Spectral subdivision of limestones types. En W. E. Ham (ed.). *Classification of Carbonate rocks, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.,* vol. 1, 62-84.

Franseen, E. K.; Watney, W. L.; Kendall, C. G. ST. C. y Ross, W. (eds.) (1991): Sedimentary modelling: computer simulations and methods for improved parameter definition. *Kansas Geological Survey, Bulletin,* vol. 233.

Friedman, G. M. y Sanders, J. E. (1978): Principles of sedimentology. John Wiley & Sons. New York.

Geister, J. y Herb, R. (eds.) (1984): *Geologie et paleoecologie des recifs*. Institut de Geologie de l'Université de Berne. Mars, 1984.

Ginsburg, R. N. (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regresive cycles in carbonates (Abstract). *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 55, 340.

— (1975): *Tidal deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag, New York.

Ginsburg, R. N. y James, N. P. (1974): Holocene carbonate sediments of continental shelves. En C. A. Burke y C. L. Drake (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag. New York, 137-155.

Ginsburg, R. N. y Hardie, L. A. (1975): Tidal and storm deposits, northwestern Andros Island, Bahamas. En R. N. Ginsburg (ed.), *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag. Berlin-New York, 201-208.

Goldhammer, R. K.; Dunn, P. A. y Hardie, L. A. (1990): Depositional cycles, composite sealevel changes, cycle stacking patterns and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic plafform carbonates: *Geol. Soc. Am., Bull.,* 102, 535-562.

Groupe Français d'Etude des Algues Fossiles (ed.) (1979): 2ème Symposium International sur les Algues Fossiles. *Bull. Cent. Explr. - Prod. Elf-Aquitaine,* 3, 385-885.

Haq, B. U.; Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science,* 235, 1156-1167.

Hardie, L. A. (ed.) (1977): *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas*. Johns Hopkins University, Studies in Geology, vol. 22.

Hardie, L. A. y Shinn, E. A. (1986): Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 3: tidal flats. Colorado School of Mines, *Quarterly,* vol. 81.

Harris P. M. y Kowalik, W. S. (1994): Satellite images of carbonate depositional settings -Examples of reservoir- and exploration-scale geologic facies variation. *Am. Ass. Petrol. Geol. Methods in Exploration Series,* vol. 11.

Harris, P. y Grover, G. A. (1989): Subsurface and outcrop examination of the Capitan Shelf margin, northern Delaware Basin. *SEPM, Core Workshop,* vol. 13.

Hoffman, P. (1976): Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Westem Australia. En M. R. Walker (ed.), *Stromatolites.* Elsevier. Amsterdam, 261-273.

Horowitz, A. S. y Potter, P. E. (1971): *Introductory petrology of fossils*. Springer-Verlag. Berlin.

Houbolt, J. J. C. (1968): Recent sediments in the southern Bight of the North Sea. *Geol. en Mijnb,* 47, 245-273.

Illing, L. V. (1954): Bahamas calcareous sands. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.,* 38, 1-95.

Inden, R. F. y Moore, C. H. (1983): Beach Environment. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. Petrol. Geol.,* Memoir, vol. 33, 211-265.

Irwin, M. L. (1965): General theory of eperic clear water sedimentation. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.,* 49, 445-459.

James, N. P. (1979a): Introduction to carbonate facies models. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models.* Geoscience Canada. *Reprint Series,* vol. 1, 105-109.

— (1979b): Shallowing-upward sequences in carbonate models. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada. *Reprint Series,* vol. 1, 109-117.

— (1979c): Reefs. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada. *Reprint Series,* vol. 1, 121-132.

— (1983): Reef environment. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), Carbonate Depositional environments. *Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir,* vol. 33, 345-440.

— (1984): Reefs. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models.* Geoscience Canada. *Reprint Series,* vol. 1, second edition, 229-244.

— (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models.* Geoscience Canada. *Reprint Series,* vol. 1, second edition, 213-228.

— (1997): The Cool-Water Carbonate Depositional Realm. En N. P. James y J. A. D. Clarke (eds.), *Cool-water Carbonates. SEPM, Special Publications,* vol. 56, 1-22.

James, N. P. y Kendall, A. C. (1992): Introduction to carbonate and evaporite facies models. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change, Geol. Ass.* Canada, 265-276.

James, N. P.; Bone, Y.; Collins, L. B. y Kyser, T. K. (2001): Surficial sediments of the Great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. *J. Sed. Res.,* 71, 549-567.

Johnson, J. H. (1961): *Limestone-building algae and algal limestones*. Colorado School of Mines Publ. Boulder, Colorado, Johnson Publ. Co.

Jones, B. J. y Desrochers, A. (1992): Shallow platform carbonates. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change, Geol. Ass.* Canada., 277-302,

Karner, G. D. (1986): Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics,* 5, 573-588.

Kendall, A. C. (1979): Facies Model 13. Continental and supratidal (Sabkha) evaporites. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada. *Reprint Series,* vol. 1.

Kendall, C. G. St. C. y Schlager, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea level. *Mar. Geol.,* 44, 181-212.

Kenter, J. A. M. (1990): Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology,* 37, 777-794.

Kiessling, W.; Flügel, E. y Golonka, J. (eds.) (2002): Phanerozoic reef patterns. *SEPM, Special Publication,* vol. 72.

Leeder, M. R. (1982): *Sedimentology*. Process and Product. George Allen & Unwin. London.

— (1999): *Sedimentology and Sedimentary Basins. From Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science. Oxford. UK.

Lees, A. (1975): Possible influences of salinity and temperature on modern shehf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.,* 19, 159-198.

Lees, A. y Buller, A. T. (1972): Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geol,* 13, 1767-1773.

Logan, B. W.; Harding, J. L.; Ahr, W. M.; Williams, J. D. y Snead, R. G. (1969): Carbonate sediments and reefs, Yucatan Shelf, Mexico. *Am. Ass. Petrol Geol, Memoir,* vol. 11, 1-198.

Logan, B. W.; Hoffman, P. y Gebelein, C. D. (1974): Evolution and diagenesis of Quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia. *Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir,* vol. 22, 358.

Logan, B. W. y Rezak & Ginsburg, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.,* 72, 68-83.

Longman, M. W. (1981): A process aproach to recognizing facies and reef complexes. *SEPM, Special Publication,* vol. 30, 9-40.

López Gómez, J. y Mas, R. (1991): Middle Triassic (Muschelkalk) carbonate platforms of the Iberian Ranges, East Spain: Sedimentary evolution and its diagenetic implications. *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization. Abstracts.* A. Bosellini *et al.* (eds). Ortisei/St. Ulrich. Italia.

López-Gómez. J.; Mas, R. y Arche, A. (1993): The evolution of the Middle Triassic (Muschelkalk) carbonate ramp in the SE Iberian Ranges, East of Spain: Sequence Stratigraphy, Dolomitization Prosesses and Dynamic Controls. *Sed. Geol.,* 87, 165-193.

Lowenstam, H. A. (1963): Biologic problems and diagenesis of sediments. En T. W. Donelli (ed.), *The Earth sciences problems and progress in current research,* Chicago. Univ. Chicago Press., 137-195.

Mas, J. R. y Alonso, A. (1989): Sedimentación carbonática en mares someros. En A. Arche (ed.), *Sedimentología,* vol. II, CSIC, Madrid, 11-88.

— (1989): Cement sequences in the Upper Jurassic Reefs of Sierra de Los Cameros (Soria-La Rioja, N. Spain). *XII Congreso Español de Sedimentología.* Bilbao, España, 249-252.

McLlreath, I. A. y James, N. P. (1984): Carbonate slopes. En R. G. Walker (ed.), *Facies models. Geoscience Canada Reprint Series,* vol. 1, 245-257.

Milliman, J. D. (1974): *Marine carbonates*. Springer-Verlag. Berlin.

Monty, C. L. V. y Van Laer, P. (1984): *Experimental radial calcite ooids of microbial origin and fossil counterparts*. Absstracts 5.ª European Regional Meeting of Sedimentology. Marseille, 296-297.

Monty, C. L. V. y Mas, J. R. (1981): Lower Cretaceous (Wealdian) Blue Green Algal deposits of the province of Valencia (Eastern Spain). En C. L. V. Monty (ed.), *Phanerozoic stromatolites - case histories*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, 85-120.

Nelson, C. S. (ed.) (1988): Non tropical shelf carbonates modern and ancient. *Sed. Geol.,* vol. 60, 367.

Nelson, C. S.; Keane, S. L. y Head, P. S. (1988): Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf. *Sed. Geol.,* 60, 71-94.

Neumann, A. C. y Lands, L. S. (1975): Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. Sed. Petrol,* 45, 763-786.

Nichols, G. (1999): *Sedimentology & Stratigraphy*. Blackwell Science. Oxford U. K.

Osleger, D. (1991): Subtidal carbonate cycles: implications for allocyclic versus autocyclic controls. *Geology,* 19, 917-929.

Pomar, L. (1991): Reef geometries, erosion surfaces and high frequency sea-level changes, upper Miocene reef comple, Mallorca, Spain. *Sedimentology,* 38, 243-270.

— (2001a): Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research,* 13, 313-334.

— (2001b): Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeo, Palaeoclim., Palaeoecol.,* 175, 249-272.

Pomar, L.; Fornos, J. J. y Rodriguez-Perea, A. (1985): Reef and shallow carbonate facies of the Upper Miocene of Mallorca. En M. D. Mili y J. Rosell (eds.), I.A.S. 6.ª European Regional Meeting Excursion Guidebook, Int. Assoc. Sedim. y Univ. Auton. Barcelona, 495-518.

Pomar, L.: Obrador, A. y Westphal, H. (2002): Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology,* 49, 139-169.

Pratt, B. R. y James N. P. (1986): The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: Tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology,* 33, 313-343.

Pratt, B. R.; James, N. P. y Cowan, C. A. (1992): Peritidal carbonates. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, *Geol. Ass.* Canada, 303-322.

Prothero, D. y Schwab, F. (2003): *Sedimentary Rocks & Stratigraphy,* W. H. Freeman & Co.

Purser, B. H. (1980): *Sédimentation et diagenese du carbonates neritiques recents*, 1. Les éléments de la sédimentation et de la diagenese. Publications de Institut Francais du Pétrole Societé des Editions Technip.

— (ed.) (1973): *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea: Heidelberg.* Springer-Verlag.

Rat, P. (1982): Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuad. Geol. Ibér.,* 8, 1059-1076.

Read, J. F. (1982): Carbonate Platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysic,* 81, 195-212.

— (1985): Carbonate Platform Facies Models. *Am.* Ass. *Petrol. Geol. Bull.,* 69, 1-21.

Reading, H. G. (ed.) (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Third edition. Blackwell, Oxford.

Reinson, G. E. (1979): Facies Models. 6. Barrier Island systems. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models.* Geoscience Canada, *Reprint Series,* vol. 1, 57-74.

Rivers, J. M.; James, N. P. y Kyser, T. K. (2007): Genesis of palimpsest cool-water carbonate sediment on the southern Australian margin: *J. Sed. Res.,* 77, 480-494.

Sarg, J. F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. En Sea-Level changes: an Integral Approach. *SEPM, Special Publication,* vol. 42, 155-181.

Scoffin, T. P. (1987): *An introduction to Carbonate Sediments and Rocks:* Blackie.

Schlager, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate plafforms: *Geol. Soc. Am., Bull.,* 92, 197-211.

— (2003): Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch),* 92, 445–464.

Scholle, P. A. y Ulmer-Scholle, D. S. (2003): A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks, *AAPG, Memoir,* vol. 77.

Scholle, P. A.; Bebout, D. G. y Moore, C. H. (eds.) (1983): Carbonate Depositional Environments. *AAPG, Memoir,* vol. 33.

Selley, R. C. (1976): *An introduction to Sedimentology.* Academic Press. London.

Sellwood, B. W. (1978): Shallow-water Carbonate Environments. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies,* Blackwell Scientific Publications Oxford, 259-313.

— (1984): Shallow-marine carbonate environments. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies,* Blackwell Scientific Publications Oxford, 2.ª ed., 283-342.

Shinn, E. A. (1983): Birdseyes, Fenestrae, Shrinkage pores, and Loferites: A reevaluation. *J. Sed. Petrol.,* 53, 619-628.

— (1983): Tidal flats. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), Carbonate depositional environments. *Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir,* vol. 33, 171-210.

Shinn, E. A.; Lloyd, R. M. y Ginsburg, R. N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal flat. Andros Island, Bahamas. *J. Sed. Petrol.,* 39, 1202-1228.

Till, R. (1978): Arid shorelines and Evaporites. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies,* Blackwell Scientific Publications. Oxford, 178-206.

Tucker, M. E. (1981): Sedimentary Petrology. An Introduction. *Geoscience Texts,* vol. 3, Blackwell Scientific Publications. Oxford.

— (1988): *Techniques in sedimentology*. Palo Alto, Ca, Blackwell Scientific.

Tucker, M. E. y Wright, V. P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK.

Tucker, M. E.; Wilson, J. L.; Crevello, P. D.; Sarg, J. R. y Read, J. F. (eds.) (1990): Carbonate platforms, facies, sequences and Evolution. *Spec. Publ. IAS,* 9. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M. Jr; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson, S. III; Sangree, J. B.; Bubb, J. N. y hatlelid, W. G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En C. E. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy applications - applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir,* 26, 49-212.

Walter, M. R. (ed.) (1976): *Stromatolites*. Elsevier. Amsterdam.

Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A. y Kendall, C. G. St. C. (eds.) (1988): Sea level changes: an integrated approach. *SEPM, Special Publication,* vol. 42, 407.

Wilkinson, B. R. (1982): Cyclic cratonic carbonates and phanerozoic calcite seas. *J. Geol. Edu.,* 30, 189-203.

Wilkinson, B. H. y Given, R. K. (1996): Secular variation in abiotic marine carbonates: constraints on Paleozoic atmospheric carbon dioxide contents and oceanic Mg/Ca ratios. *J. Geol.,* 94, 321-333.

Wilson, J. L. (1975): *Carbonate facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin.

Wray, J. L. (1971): *Calcareous Algae*. Elsevier. Amsterdam.

— (1977): *Calcareous Algae,* Developments in Paleontology and Stratigraphy. n.º 4. Elsevier, New York.

Wright, V. P. y Burchette, T. P. (1996): Shallow-water Carbonate Environments. En H. G. Readin (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy,* Third edition. Blackwell, Oxford, 325-394.

XVIII

Arrecifes

por José Manuel Martín y Juan Carlos Braga*

INTRODUCCIÓN

Los arrecifes constituyen, desde el punto de vista sedimentario, sistemas deposicionales muy importantes y bien representados a lo largo de todo el registro geológico. Presentan, además, un interés paleontológico claro, ya que en ellos aparecen preservados, generalmente en posición de vida y relativamente bien conservados, multitud de esqueletos de organismos marinos. El interés de su estudio trasciende en muchos casos los aspectos puramente científicos, ya que constituyen excelentes trampas petrolíferas o de depósitos minerales. Tienen también determinados usos industriales: como rocas ornamentales, en la fabricación de cal y cementos, en metalurgia, óptica, litografía, edificación, etc. A pesar de ello, el conocimiento que se posee de los arrecifes, en muchos aspectos, es incompleto y su estudio se revela como extremadamente complejo y sujeto a interpretaciones controvertidas.

Concepto y extensión del término

Para definir de un modo rápido y claro lo que es un arrecife, se puede decir que se trata de un ecosistema marino en el que una parte significativa de sus componentes son organismos sésiles con esqueletos mineralizados que pueden fosilizar in situ. En Geología el término arrecife designa cualquier «depósito calcáreo formado in situ por organismos sésiles» (Riding, 2002). Los constructores de arrecifes, según la definición, deben vivir fijos y crecer sobre un sustrato (sésiles), al menos en alguna etapa de su ciclo vital, aunque puedan tener estadios larvarios de vida libre. Por otra parte, deben producir esqueletos mineralizados que posibiliten la construcción. Todo ello conlleva la formación de una estructura con un cierto relieve por encima del fondo del mar.

El término arrecife presenta, no obstante, en su acepción original, un significado mucho más amplio, siendo utilizado por navegantes y geógrafos para designar a cualquier obstáculo rocoso, arenoso o fangoso que dificulta o impide la navegación.

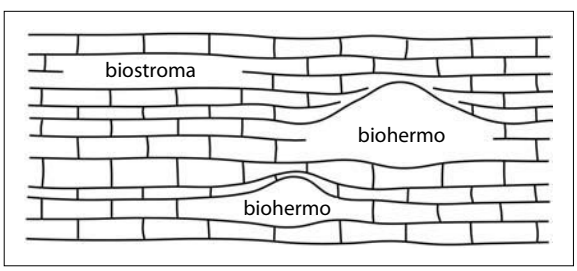


Figura 18.1. Biohermos y biostromas. Modificado de James, 1983.

El significado geológico del término arrecife varía ampliamente de unos autores a otros. La nomenclatura existente es, asimismo, tremendamente compleja (véase Esteban, 1975). Es muy aceptada, no obstante, la distinción de Cumings (1932) entre *biohermo* y *biostroma,* según la geometría de las masas bioconstruidas exclusivamente (figura 18.1). *Biohermo* designa a cualquier masa de roca de origen orgánico en forma de lente o montículo y *biostroma* a los cuerpos equivalentes en forma de estrato.

* Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. E-mail: mmartin@ugr.es; braga@urg.es.

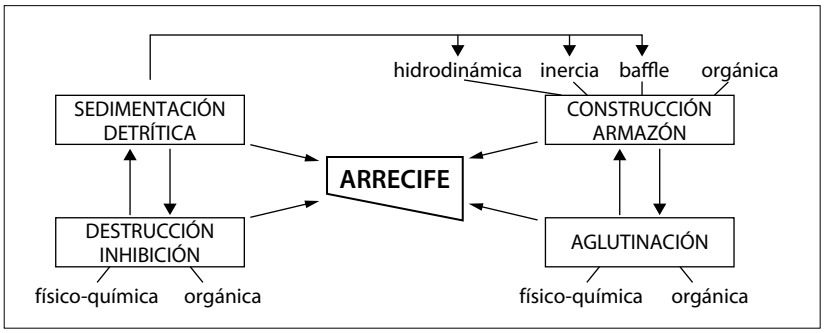


Figura 18.2. Procesos integrantes de la función arrecifal y sus modalidades. Modificado de Esteban, 1975.

La visión más completa y acertada de un arrecife se obtiene al contemplarlo como un ente dinámico, analizando los procesos que tienen lugar, los agentes que los desarrollan y los productos resultantes. Así, para Zankl y Schroeder (1972), un arrecife es el lugar y el producto de la interrelación dinámica de construcción y destrucción por organismos, sedimentación, cementación y desintegración mecánica (figura 18.2). Cada porción del arrecife tiene su historia propia, determinada por los ritmos respectivos de construcción, destrucción, sedimentación y desintegración mecánica, y los cambios de estos ritmos con el tiempo. Estos ritmos dependen en gran parte de factores ambientales tales como intensidad de las corrientes, turbulencia, penetración de la luz, etc.

Las rocas arrecifales no se forman por acreción continua, sino a partir de complejas secuencias de los procesos antes mencionados. Los diferentes factores pueden variar en intensidad tanto en el espacio como en el tiempo. Así, en una porción determinada del arrecife, o en un momento de su historia, la aglutinación orgánica puede ser el proceso dominante, mientras que en otro punto pueden serlo la destrucción por el oleaje, la acumulación de los derrubios resultantes y su cementación submarina.

Los cementos sinsedimentarios submarinos existentes en los arrecifes actuales son de composición aragonítica y/o de calcita magnesiana (James y Ginsburg, 1979; James, 1983; Purser y Schroeder, 1986; Tucker, 1990; Wright, 1990a) y presentan hábito fibroso y micrítico (o microacicular), respectivamente. Suelen tapizar las cavidades y huecos que quedan sin rellenar entre los componentes esqueletales y contribuyen también a la litificación temprana del sedimento intersticial. La velocidad de crecimiento de estos cementos submarinos puede llegar a ser relativamente alta (unos 25 mm cada 100 años) (Grammer *et al.*, 1993). En las cavidades arrecifales es frecuente que alternen los cementos submarinos con el sedimento de infiltración y/o que aparezcan encostrados por determinados organismos de «habitat» críptico. La cementación se ve especialmente favorecida en cavidades abiertas por las que fluye fácilmente el agua sobresaturada en bicarbonato de calcio.

Organismos implicados y funciones que desempeñan

En la formación de los arrecifes existentes en la actualidad están implicados organismos diversos, que ocupan nichos ecológicos muy diferentes. Los arrecifes se extienden desde las zonas subpolares hasta el Ecuador, con un rango de variación en la profundidad y temperatura del agua extremadamente amplio (Wood, 1999). Así por ejemplo, los corales *hermatípicos* construyen arrecifes en las zonas tropicales y subtropicales, dentro de la zona fótica. Las ostras los forman en zonas someras de mares subtropicales y templados. Los arrecifes de serpúlidos y de algas rojas (coralinales) aparecen en áreas marinas someras desde las zonas tropicales a las subpolares. Las bioconstrucciones del alga verde *Halimeda* se desarrollan en zonas tropicales y subtropicales, a profundidades de hasta varias decenas de metros. Los arrecifes de esponjas se extienden de unas pocas decenas a cientos de metros en contextos climáticos variables. Los de corales *ahermatípicos* pueden llegar a desarrollarse en aguas extremadamente frías, a profundidades de varios cientos a miles de metros.

Los organismos involucrados en los procesos arrecifales pueden desempeñar múltiples papeles, tanto en el espacio como en el tiempo. Pueden ser:

- Constructores.
- Constructores + formadores de sedimento.
- Aglutinantes.
- Aglutinantes + constructores.
- Residentes *(dwellers)*.
- Perforantes.
- Perforantes + formadores de sedimento.

Cada conjunto de organismos implicado en una de estas funciones concretas constituye un *gremio (guild)* en el sentido de Fagerstrom (1987).

Para entender mejor el significado de estos términos tomemos el ejemplo de los arrecifes de coral actuales, que proliferan en las aguas someras de las zonas tropicales y subtropicales. En ellos, el papel de organismo constructor por excelencia corresponde a los corales pétreos *hermatípicos,* que están asociados simbióticamente con algas (zooxantelas) y se caracterizan por ser coloniales y presentar un crecimiento rápido. Como constructores secundarios destacan algas coralinales (algas rojas), ciertas esponjas calcáreas (escleroesponjas) e hidrozoos (millépo-ras) (Schuhmacher, 1978).

Es interesante hacer notar aquí que en los arrecifes de coral actuales existe una zonación morfológica de las colonias de coral en función de la profundidad, controlada por factores tales como oleaje, intensidad de sedimentación, iluminación, etc. (figura 18.3). Así, en la parte alta del arrecife predominan las colonias ramosas y/o masivas (dómicas, columnares, globulares, etc., lámina 18.1.1) y en la parte más profunda las planas o en forma de plato (lámina 18.1.2) (James y Ginsburg, 1979; James, 1983; Pomar, 1991). Esta zonación viene impuesta por la necesidad de luz de las zooxantelas. En las zonas más profundas y menos iluminadas, los corales desarrollan formas planas, que son las que ofrecen una mayor superficie de exposición y, comparativamente, captan mayor cantidad de luz.

La energía del medio y la sedimentación imponen modificaciones adicionales a la forma de las colonias más superficiales. Las formas ramosas delicadas crecen en zonas someras de baja energía y alto índice de sedimentación. En zonas muy batidas por el oleaje aparecen formas en domo (de hemiesféricas a irregulares), si la sedimentación es baja, o arborecentes robustas y/o columnares, cuando los índices de sedimentación son de moderados a altos (James, 1983) (figura 18.3). Las formas encostrantes-masivas son las que mejor soportan las condiciones de alta energía, ya que son las que presentan una mayor superficie de fijación al sustrato (Fernández-Mendiola, 1989). La zonación morfológica aquí esbozada (figura 18.3) parece aplicable a ejemplos fósiles, y generalizable al resto de los grandes metazoos constructores de arrecifes según James (1983).

MORFOLOGÍAS TÍPICAS DE METAZOOS CONSTRUCTORES EN FUNCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES

MORFOLOGÍA		AMBIENTE	
		oleaje	sedimentación
	ramosa delicada	bajo	intensa
	laminar delicada	bajo	baja
	globosa, columnar	moderado	intensa
	ramosa robusta	moderado-alto	moderada
	hemisférica, dómica irregular, masiva	moderado-alto	baja
	encostrante	alto	baja
	tabular	moderado	baja

Figura 18.3. Forma de las colonias de coral y otros grandes metazoos constructores de arrecifes en función de la profundidad, energía del medio e intensidad de la sedimentación. Modificado de James, 1983.

Entre los organismos que residen entre las colonias de coral y que contribuyen, al morir y desintegrarse total o parcialmente sus esqueletos calcáreos, a la formación de sedimento cabe des-

tacar algas *(Halimeda),* moluscos (bivalvos y gasterópodos), foraminíferos bentónicos, briozoos, serpúlidos, crinoideos y braquiópodos (Schuhmacher, 1978). El papel de *Halimeda* es especialmente importante dada su alta densidad de población en los arrecifes, su rápido crecimiento y su estructura (está constituida por una serie de placas de tamaño grava, que al envejecer o al morir se liberan y desprenden fácilmente, acumulándose en el fondo).

La destrucción orgánica de los corales, y la subsecuente liberación de sedimento, se lleva a cabo fundamentalmente mediante perforación *(boring)* o raspado. Juegan el papel de destructores algunos grupos de equinodermos (erizos y estrellas de mar), peces, algas endolíticas, bivalvos litófagos y esponjas perforantes (Rutzler, 1975; Warme, 1975, 1977; Ogden, 1977; May *et al*., 1982; Wright, 1990a y b). Los ritmos de destrucción por bioerosión en arrecifes de coral actuales son equivalentes a los de calcificación (Hein y Risk, 1975; Scoffin *et al*., 1980). En los arrecifes de coral actuales del Caribe más del 50% del carbonato producido por los bioconstructores es transformado en sedimento suelto, principalmente por bioerosión (Hubbard *et al*., 1990, 2001). Los arrecifes de coral son especialmente sensibles a la erosión física (por el oleaje, huracanes) si su estructura ha sido previamente debilitada por erosión biológica.

Estadios del desarrollo arrecifal

Algunos autores (Lowenstam, 1950; Walker y Albertstadt, 1975; James, 1979, 1983; Fagerstrom, 1987) opinan que muchos arrecifes muestran en su desarrollo, a gran escala, cuatro estadios. Estos son:

a) Fase de estabilización: se trata generalmente de una serie de bajíos *(shoals)* u otras acumulaciones de arena esqueletal, colonizadas por algas, plantas vasculares *(sea grasses)* y/o animales (crinoideos, ostreidos, etc.) que se adhieren al sustrato y lo estabilizan.

b) Fase de colonización: refleja los estadios iniciales de colonización por los organismos constructores del arrecife. La diversidad suele ser baja y los organismos implicados tienen escaso potencial de crecimiento.

c) Fase de diversificación: corresponde al clímax en el desarrollo del arrecife, con un gran número de organismos y un crecimiento rápido. Según James y Macintyre (1985), la mayor diversificación se alcanzaría en condiciones óptimas de aporte de nutrientes y bajo *stress* físico-químico. En arrecifes de coral actuales, sin embargo, la mayor diversidad se alcanza en condiciones de bajo nivel de nutrientes y *stress* intermedio, inducido por tormentas tropicales de efectos catastróficos (Connell, 1978; Wood, 1993). Contrariamente a lo que se pudiera pensar, estas tormentas tienen, en la mayoría de los casos, un efecto regenerador del arrecife favoreciendo el crecimiento rápido (por reproducción asexual) de las colonias fragmentadas y creando nuevos espacios, disponibles para su colonización, por otros corales (Wood, 1999).

d) Fase de dominación: con desarrollo preferente de formas encostrantes poco diversificadas. La competencia entre las diferentes especies conduciría finalmente a la desaparición de muchas de ellas y al dominio de las pocas que sobreviven. La presencia de abundantes depredadores en el arrecife favorece la diversificación, retardando el predominio de las especies dominantes (Connell, 1978).

Estas fases pueden quedar reflejadas en arrecifes fósiles como una zonación en el tipo de constructores y estructura interna de la construcción. La razón última de la existencia de estas zonaciones es un tema controvertido. Algunos autores piensan que reflejan el reemplazamiento progresivo de comunidades de aguas más profundas por las de aguas someras, conforme el

arrecife crece hacia áreas más superficiales y turbulentas. Otros autores, sin embargo, opinan que las sucesivas zonas reflejan una sucesión ecológica conforme el sustrato es gradualmente alterado por los propios organismos y la comunidad se desarrolla (James, 1983). Cabe, finalmente, la posibilidad de que sean el resultado de reemplazamientos de comunidades debidos a cambios relativos de nivel de mar.

Las sucesiones que aparecen pueden llegar a tener características muy diferentes a este modelo. Así, por ejemplo, en los arrecifes del Tortoniense superior del Corredor del río Almanzora son frecuentes las alternancias cíclicas de niveles ricos en el coral *Porites* y niveles dominados por el coral *Tarbellastraea.* Los primeros, que constituyen la fase de colonización, presentan una mayor diversidad de géneros de corales que los últimos, que representan la étapa de crecimiento óptimo del arrecife (Martín *et al.*, 1989). Connell (1978) describe situaciones similares en el lado protegido del arrecife de *Heron Island,* en la Gran Barrera, donde *Acropora* llega a ser dominante y excluye competitivamente al resto de los corales, al tiempo que disminuye la diversidad. En el Pleistoceno de Kenia *Acropora* acaba dominando, de un modo casi exclusivo, sobre asociaciones iniciales mucho más diversas (Crame, 1980).

Clasificación de las calizas arrecifales

De las numerosas clasificaciones propuestas la más utilizada es la de Embry y Klovan (1971), que utiliza como base la de Dunham (1962), con una serie de modificaciones.

De acuerdo con Embry y Klovan (1971), existen dos grupos principales de calizas: las autóctonas (o «arrecifales s. str.») y las alóctonas. Estas últimas corresponden esencialmente a los tipos definidos por Dunham (1962) (*mudstones, wackestones, packstones* y *grainstones*) a los que incorporan los términos *floatstones* y *rudstones*. Estos últimos términos son aplicables a rocas carbonatadas particuladas, con al menos un 10% de sus partículas con tamaños superiores a los 2 mm (al tamaño arena). En los *floatstones* la matriz micrítica sustenta los granos; en los *rudstones* la facies es «grano-mantenida».

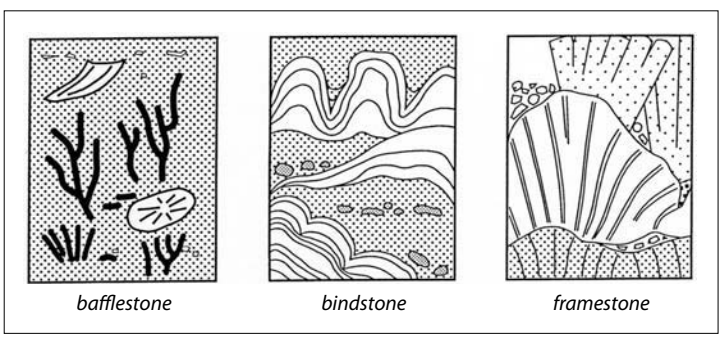


Figura 18.4. Clasificación de las calizas arrecifales según Embry y Klovan (1971). Modificado de James, 1979.

Las calizas arrecifales (figura 18.4) (*boundstones* de Dunham, 1962) las subdividen en: *a*) *framestones,* constituidas esencialmente por acúmulos de esqueletos calcáreos, en su gran mayoría en posición de vida, apilados directamente unos sobre otros; *b*) *bindstones* o bioconstrucciones de tipo encostrante, y *c*) *bafflestones,* constituidas por organismos que atrapan micrita y cuyos restos se preservan embebidos en esta última.

TIPOS DE ARRECIFES

Los arrecifes de coral actuales se clasifican, atendiendo a su forma y posición respecto a la costa, en:

a) Arrecifes costeros: adosados a la costa y de disposición más o menos lineal, con anchuras del orden del centenar(es) de metros y longitudes de uno a varios kilómetros.
b) Arrecifes barrera: paralelos a la costa, pero emplazados a una cierta distancia de la misma, y separados de ella por un *lagoon* más o menos amplio. Se sitúan generalmente en el margen mismo de la plataforma. Sus longitudes pueden llegar a superar el centenar de kilómetros.

c) Atolones: arrecifes de forma anular que encierran en su interior un *lagoon* no muy profundo (máximo 100 m). Sus dimensiones son muy variables, con diámetros que oscilan de 1 a 40 km. Para explicar su origen se han propuesto dos teorías alternativas: la de la subsidencia (Darwin, 1842) y la del control glaciar (Daly, 1915). En ambas se parte de un estadio inicial, que esta representado por un arrecife costero alrededor de una isla volcánica. De éste, se pasa progresivamente al estadio de arrecife barrera y, posteriormente, al de atolón. La primera de dichas teorías invoca un hundimiento lento y progresivo de la isla volcánica central por subsidencia de la misma. En la segunda, se consigue un resultado similar por ascenso gradual del nivel del mar (en el período interglaciar) y el subsecuente aplanamiento de la isla volcánica central por efecto del oleaje. El hecho de que coexistan en la actualidad arrecifes de coral en los diversos estadios de desarrollo (costero, barrera y atolón) dentro de un mismo archipiélago, como en el caso de las Islas de la Sociedad (Schuhmacher, 1978), hace pensar que la propuesta de Darwin (1842) es la más acertada. La evolución cenozoica de otros atolones, como los de las Maldivas, revela, sin embargo, una historia mucho más compleja en la que se combinan las oscilaciones eustáticas con la subsidencia a lo largo de muchos millones de años.

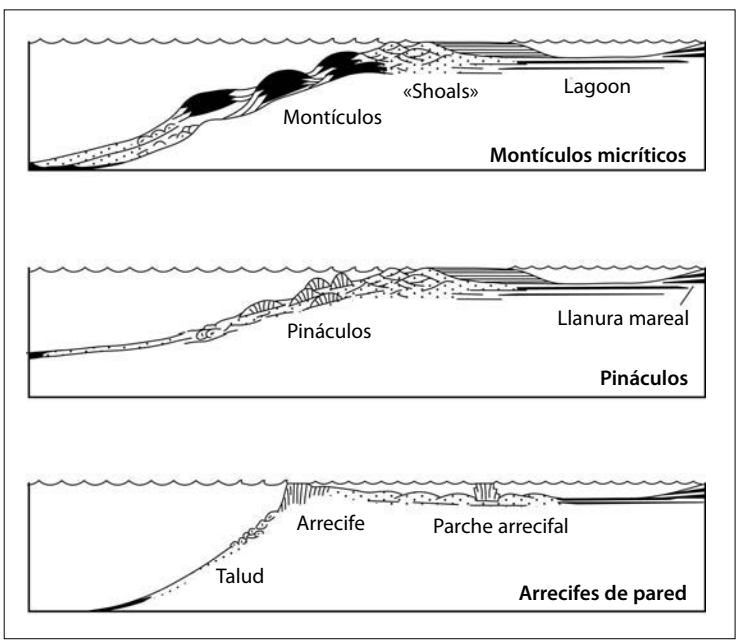


Figura 18.5. Tipos de arrecifes. Marco geográfico y cinturones de facies asociados. Modificado de Wilson, 1975.

Los tipos de arrecifes antes descritos son sólo aplicables a arrecifes someros. Si se quiere abarcar un mayor espectro de construcciones orgánicas, incluidas las formadas en aguas profundas, se necesita una clasificación de arrecifes algo más compleja, como la que a continuación se propone, siguiendo esencialmente las ideas de Wilson (1975) y Longman (1981) (figura 18.5):

a) Montículos micríticos *(Mud mounds):* construcciones de forma amonticulada, de aspecto masivo, en las que predomina la micrita (carbonato microcristalino) sobre los restos esqueletales. Se forman generalmente sobre pendientes en zonas de aguas en calma, relativamente profundas. Con menos frecuencia se desarrollan también en zonas someras protegidas.

b) Pináculos *(Knoll-reefs):* construcciones amonticuladas, de paredes generalmente muy inclinadas y forma más o menos cónica, constituidas por acumulaciones de esqueletos de organismos más o menos en posición de vida. Se desarrollan, generalmente, en zonas poco profundas de plataformas en rampa.

Los parches arrecifales *(patch-reefs)* podrían considerarse un subtipo, dado que presentan una estructura interna similar, si bien con escaso relieve. Se desarrollan sobre fondos planos o casi planos, generalmente poco profundos, y, vistos en planta, presentan formas de circulares a irregulares.

c) Arrecifes de pared *(Walled-reef complexes):* construcciones de tipo lineal, continuas y someras, situadas en la línea de costa o en el margen de la plataforma, y que presentan un relieve acusado («pared») en la zona que se enfrenta al mar abierto. Su caracterís-

tica más notable es la existencia de un armazón orgánico rígido, elevado sobre el fondo, constituido por acumulaciones de esqueletos de organismos más o menos en posición de vida. Los arrecifes de coral actuales pertenecen, en su mayoría, a este tercer grupo, independientemente de que sean costeros, de barrera o atolones.

Principales grupos de organismos constructores representados en cada tipo a lo largo del tiempo

Los organismos implicados a lo largo de la historia de la Tierra en la construcción de los distintos tipos de arrecifes han sido y son muy diversos. De todos ellos los más importantes aparecen recogidos en la tabla 18.1, ordenados en el tiempo (Longman, 1981). Cabe resaltar el papel de los crinoideos, briozoos, «algas filoides» y los llamados calcimicrobios (fundamentalmente *Renalcis* y *Epiphyton*) en la construcción de montículos micríticos del Paleozoico, y el de las esponjas (silíceas), rudistas (un grupo de bivalvos) y cianobacterias en los del Mesozoico. En los pináculos aparecen como elementos constructores más importantes arqueociatos, corales, estromatoporoideos, rudistas, algas encostrantes (*Archaeolithoporella* y coralinales) y fósiles enigmáticos como *Tubiphytes*. En la formación de arrecifes de pared, aparte de los corales y las algas rojas, que se erigen como los constructores principales en el Cenozoico, destacan los estromatoporoideos y las esponjas calcáreas en el Paleozoico y el Mesozoico, respectivamente.

Tipo de arrecife	Montículos micríticos	Pináculos	Arrecifes de pared
Cuaternario	• Crinoides • Esponjas • Corales	• Corales	• Corales • Algas rojas
Terciario	—	• Corales • Algas rojas	• Corales • Algas rojas
Cretácico	• Esponjas • Rudistas	• Rudistas • Estromatopóridos	• Estromatopóridos • Corales
Jurásico	• Esponjas • Algas	• Corales	• Corales • Algas rojas
Triásico	• Esponjas	• Corales • Esponjas • Algas Rojas	—
Pérmico	• Briozoos • Braquiópodos • Esponjas • Crinoides	• *Tubiphytes* • Algas calcáreas	• Esponjas • Algas calcáreas
Carbonífero	• Algas filoides • Briozoos • Crinoides	• Algas calcáreas • *Tubiphytes* • Crinoides	—
Devónico	• Corales • Briozoos • Crinoides	• Corales • Estromatopóridos	• Estromatopóridos
Silúrico	• Corales • Briozoos • Crinoides	• Estromatopóridos	—
Ordovicico	• Briozoos • Esponjas • Corales	• Crinoides	—
Cámbrico	• Arqueociatos • *Renalcis* • *Epiphyton*	• Arqueociatos	—
Precámbrico	—	• Estromatolitos	—

Tabla 18.1. Principales grupos de organismos constructores de arrecifes a lo largo del tiempo. Modificado de Longman, 1981.

Para Wood (1993) el nivel de nutrientes (fundamentalmente nitrógeno y fosfato iónicos, necesarios en la producción de materia orgánica) es el factor que condiciona los organismos constructores y, subsecuentemente, el tipo de arrecife que se desarrolla. Los arrecifes de pared (y pináculos), como los arrecifes de coral actuales y los ejemplos equiparables de corales tabulados y estromatoporoideos del Devónico, son característicos de medios pobres en nutrientes (oligotróficos). En su construcción participan organismos autótrofos (algas coralinales y similares) o de carácter mixto (corales *hermatípicos* asociados simbióticamente a las zooxantelas). Con niveles de nutrientes intermedios (mesotróficos) se desarrollan montículos micríticos, a veces muy ricos en micrita. Aquí participan organismos autótotrofos de crecimiento más rápido (cianobacterias, algas calcáreas «filoides», *Halimeda,* etc.) y heterótrofos dé-

bilmente mineralizados (por ejemplo, esponjas silíceas). En los ambientes mesotróficos estos organismos sobrecrecen rápidamente a corales y algas coralinales eliminándolos; en dichos ambientes además las altas concentraciones de fósforo inhiben los procesos de calcificación, desfavoreciendo con ello a los grupos con esqueletos más desarrollados. En condiciones de alto nivel de nutrientes el dominio corresponde a los montículos micríticos construidos por organismos de carácter marcadamente heterótrofo, tales como corales *ahermatípicos,* briozoos y braquiópodos.

El carácter trófico de los constructores fósiles sin representantes actuales es a veces controvertido. Así, mientras que para Wood (1993) los arqueociatos, los corales rugosos y los rudistas fueron organismos heterótrofos, para otros autores (Cowen, 1983) fueron mixótrofos que vivieron en condiciones oligotróficas.

Modelos de facies

Montículos micríticos

Los montículos micríticos, vistos en corte, presentan un núcleo o armazón *(core)* y una cubierta o montera *(cap)* (Wilson, 1975; James, 1979) (figura 18.6). Las facies de armazón constituyen propiamente el montículo y se asientan a veces sobre un sedimento basal bioclástico. Están formadas por sedimento micrítico en el que «flotan» restos esqueléticos de organismos tales como esponjas silíceas, briozoos, crinoideos, algas filoides, etc., que se preservan sin desintegrar o ligeramente desmantelados, en posición de vida o volcados. En muchos casos, la micrita que los engloba fue inicialmente atrapada por los propios organismos, que actuaron a modo de pantalla (efecto *baffle*), debido a sus formas irregulares y su posición erguida. En otros, se trata de micrita de origen microbiano (ligada a cianobacterias y/o bacterias), precipitada directamente como tal o como pequeños granos discretos (peloides) de bordes difusos (Monty, 1995; Pratt, 1995). La micrita está con frecuencia brechificada, lo que indica su litificación temprana. También señala una litificación temprana la presencia de estructuras de tipo *stromatactis*, que son grandes huecos alargados, de base lisa y techo irregular, rellenos por cementos y/o sedimento interno (véanse Wright, 1990b; Pratt, 1995 y Wood, 1999 para una revisión sobre sus posibles orígenes). En conjunto predominan las texturas *bafflestone*. Las facies de margen (facies de flanco), generalmente bioclásticas, suelen estar constituidas por fragmentos de los organismos que forman el montículo, brechas procedentes del propio montículo y restos de organismos que vivían en los márgenes, embebidos en una mayor o menor proporción de micrita. Las dimensiones de los montículos son muy variables. Los de mayor tamaño alcanzan longitudes kilométricas y alturas de varios cientos de metros.

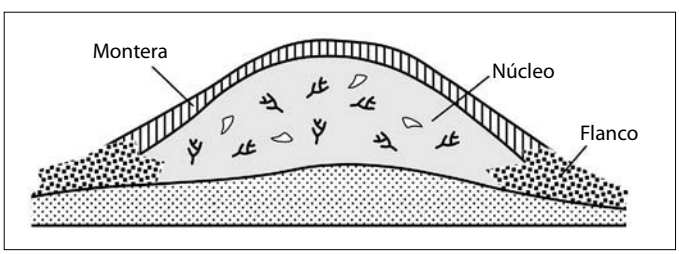


Figura 18.6. Estructura interna de un montículo micrítico. Modificado de James, 1979.

Encostramientos estromatolíticos/trombolíticos, ligados a cianobacterias y/o bacterias, recubren con frecuencia a los montículos, constituyendo las denominadas monteras. Ejemplos representativos han sido descritos en el Trías medio del Complejo Alpujárride de la cordillera Bética en el sur de España (Martín y Braga, 1987a y b) y en el Jurásico superior de Alemania (Flügel y Steiger, 1981).

En Florida se encuentran ejemplos actuales de montículos micríticos, tanto someros como profundos. Los someros, de hasta 3 km de longitud y 4 m de altura, se localizan en la bahía de Florida, en el *lagoon* más externo (Turmel y Swanson, 1976; Bosence, 1995; Tedesco y

Wanless, 1995; Wanless *et al.*, 1995). En estos montículos están presentes algas calcáreas, fanerógamas marinas, bivalvos, crustáceos y corales ramosos. Los profundos, de hasta 100 m de longitud y 50 m de altura, se localizan en el talud de la plataforma, a profundidades entre 600 y 700 m (Neumann *et al.*, 1977). En este último caso los organismos implicados son crinoideos, corales *ahermatípicos,* alcionarios y esponjas.

Pináculos

Los pináculos son construcciones amonticuladas en las que predominan las texturas *framestone*, con esqueletos de organismos apilados directamente unos sobre otros. Localmente, pueden aparecer encostramientos (de algas rojas, microbianos, etc.) alrededor de los esqueletos y colonias, de textura *bindstone*. Los pináculos se encuentran generalmente en rampas, aunque también pueden aparecer en bordes de plataforma y/o en el interior de las mismas o sobre atolones (Playford, 1980). Allí donde se desarrollan conjuntos de pináculos, las construcciones individuales, aunque independientes, están próximas entre sí. Entre pináculos adyacentes se localizan canales de drenaje, con rellenos de sedimento bioclástico (calcarenítico) y estructuras de acreción lateral. Un ejemplo de este tipo de arrecifes ha sido descrito por Giner y Barnolas (1979) en el Jurásico superior de la cordillera Ibérica. En este casos, los pináculos están constituidos principalmente por corales, aunque las costras microbianas, asociadas o no a corales, son también elementos importantes de la construcción (Aurell y Bádenas, 1997). En los canales de drenaje, entre el sedimento calcarenítico bioclástico, se encuentran ademas bancos de ostreidos, de textura *floatstone*. Calvet y Tucker (1995) describen pináculos (*boundstones* de corales y esponjas con abundantes costras microbianas formados sobre montículos micríticos) en el Triásico de las cordilleras Costeras Catalanas.

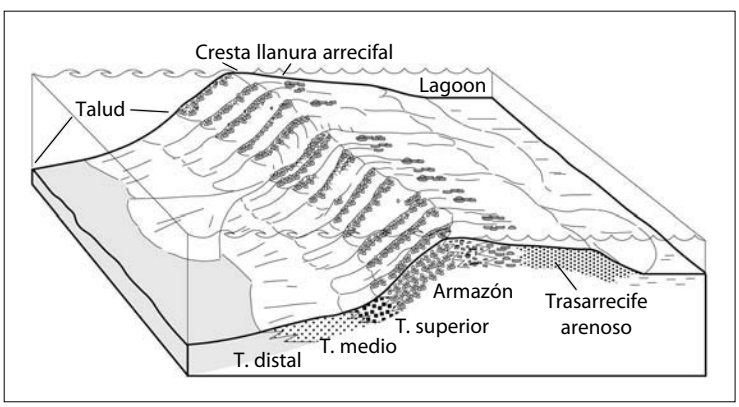


Figura 18.7. Cinturones de facies en los arrecifes de pared. Modificado de Longman, 1981.

Arrecifes de pared

Constituyen, sin lugar a dudas, los arrecifes más representativos y característicos. En ellos cabe distinguir, en el caso de complejos arrecifales maduros, hasta un total de siete zonas o cinturones de facies. Estas son, desde el *lagoon* hacia el mar abierto (figura 18.7): el trasarrecife bioclástico/arenoso *(back-reef coralgal sand),* la llanura arrecifal *(reef flat),* la cresta del arrecife *(reef crest),* el armazón arrecifal o arrecife s. str. *(reef framework),* el talud superior *(reef talus slope),* el talud medio *(proximal slope)* y el talud inferior o distal *(distal slope)* (terminología de Longman, 1981, modificada parcialmente por Dabrio *et al.*, 1981). Los tres primeros elementos pertenecen al trasarrecife *(back reef)* y los tres últimos forman parte del antearrecife *(fore reef)*. A continuación pasaremos a describir las características más importantes de cada una de estas zonas, así como las facies que en ellas aparecen. Dado que el armazón arrecifal (o arrecife s. str.) es el elemento clave que controla la evolución del resto, este será analizado en primer lugar, para pasar luego a describir las zonas del trasarrecife y, finalmente, las del antearrecife. La descripción que sigue se basa en ejemplos (actuales y fósiles) de arrecifes de coral, si bien las características podrían extenderse, al menos parcialmente, a complejos arrecifales construidos por otros organismos.

Armazón arrecifal

Está constituido esencialmente por acúmulos de esqueletos de colonias, dispuestas directamente unas sobre otras y, frecuentemente, en posición de vida. Su aspecto de conjunto es masivo, con relieve a veces acusado. Forma la denominada «pared» del arrecife o arrecife s. str. Como se ha indicado ya, la forma de las colonias suele variar según la profundidad, en función de la energía del medio, intensidad de sedimentación y grado de iluminación (James, 1979).

En arrecifes de coral actuales, es relativamente frecuente que las colonias de coral aparezcan trabadas por encostramientos orgánicos (algas rojas, etc.) y/o cementos. El sedimento intersticial, que completa el relleno de los huecos entre colonias, es generalmente bioclástico y puede estar litificado. En él abundan los restos de bivalvos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, equínidos, *Halimeda,* etc., que viven asociados a los corales en el arrecife, más fragmentos de coral producidos por bioerosión o arrancados por el oleaje durante las tormentas. Las proporciones entre detritus y zonas bioconstruidas son muy variables de unos arrecifes a otros.

En el armazón arrecifal, en la construcción s. str., predominan las texturas *boundstone*, en concreto *framestone* y *bindstone*. En el sedimento bioclástico intersticial las texturas son variables, dado que está constituido por calcarenitas/calciruditas con mayor o menor contenido micrítico según los casos. Esta «micrita» proviene probablemente de la desintegración por abrasión (orgánica e inorgánica) de partículas esqueletales hasta dar restos inidentificables de tamaño extremadamente pequeño (James y Ginsburg, 1979).

En algunos arrecifes de coral actuales y miocenos (como el de Níjar, Dabrio *et al*., 1981), el armazón arrecifal muestra en conjunto una topografía compleja. En el frente del arrecife, por debajo de una determinada profundidad (5-10 m), los crecimientos no son continuos sino que se localizan en grandes montículos o contrafuertes *(buttresses),* entre los que se sitúan amplios canales (de hasta varias decenas de metros de ancho) (figura 18.8), a través de los cuales se drena parte del sedimento que se produce en el arrecife. Este sedimento, que de no ser eli-

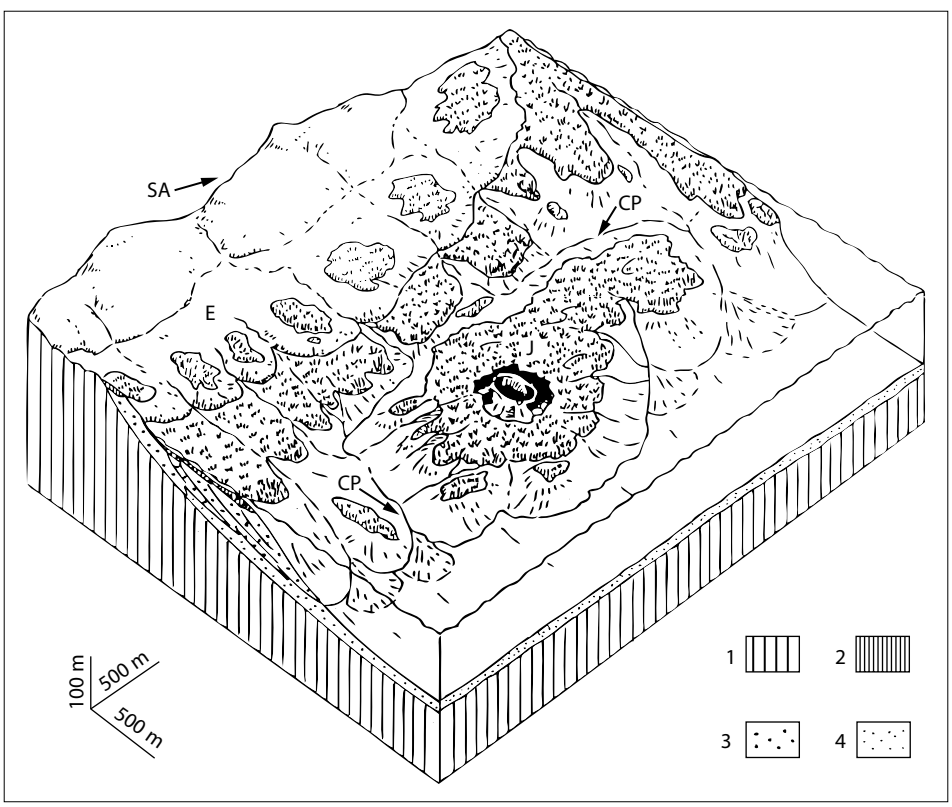


Figura 18.8. Reconstrucción tridimensional del arrecife de Níjar (Mioceno superior, Almería) mostrando los sistemas de contrafuertes y canales de drenaje. SA: Sierra Alhamilla. J: Cono volcánico del Joyazo. E: Episodios anteriores emergidos. CP: Canales principales de drenaje. 1: Sustrato prearrecifal. 2: Armazón arrecifal. 3: Talud del arrecife. 4: Pie del talud/cuenca. Modificado de Dabrio *et al*., 1985.

minado terminaría por ahogar al propio arrecife, se acumula al pie del armazón y contribuye en la formación de los sedimentos del talud. Hacia zonas más someras los crecimientos, aunque más continuos, están también disectados por pequeños canales, inicio del sistema de drenaje más profundo antes señalado. Esta morfología más superficial de canalillos y pequeñas lomas elongadas perpendicularmente a la costa, visible en muchos arrecifes actuales, se conoce como sistema de *spurs and grooves*.

Trasarrecife

La descripción que sigue va desde el armazón arrecifal hacia zonas más internas (costeras) y separadas de él. La cresta arrecifal, que corona el armazón, marca la transición y podría también considerarse como una parte del mismo.

a) Cresta arrecifal: en arrecifes actuales está constituida por acúmulos de brechas de coral y/o costras de algas rojas (Adey *et al.*, 1982). De estas últimas cabe resaltar las denominadas «crestas de algas», con espesores de hasta 10 m, de los arrecifes del Pacífico y del Caribe, utilizadas por su consistencia y extensión como pistas de aterrizaje durante la Segunda Guerra Mundial (Schuhmacher, 1978). En la cresta se encuentran ademas colonias de coral in situ, de carácter encostrante y morfología laminar (lámina 18.1.3). Las texturas dominantes en los sedimentos de cresta son *rudstone (floatstone)* y *bindstone*.

b) Llanura arrecifal: en arrecifes de coral actuales es una zona de energía relativamente baja (Longman, 1981). En ella domina el sedimento detrítico-bioclástico *(coralgal debris)*. Las escasas colonias coralinas se presentan alineadas en la dirección del oleaje y están con frecuencia enrasadas al nivel medio de la marea baja, con su interior ligeramente sobreexcavado («estructuras en microatolón») (lámina 18.1.4). La bioturbación es intensa.

c) El trasarrecife arenoso: localmente está emergido y forma islas. El sedimento, de naturaleza arenosa, es mezcla de elementos autóctonos (moluscos, *Halimeda*, foraminíferos bentónicos) y alóctonos (fragmentos de algas rojas y corales). Sobre las arenas crecen pequeños parches de coral. Dominan los *grainstones* que, en dirección hacia la costa, transicionan a las micritas y biomicritas del *lagoon*. En las islas es frecuente el desarrollo de lentes de agua dulce y la subsecuente actuación de una diagénesis «meteórica» (Longman, 1981). La porosidad secundaria que ésta última genera confiere a esta facies un alto interés como roca almacén de hidrocarburos.

Antearrecife

Corresponde al denominado «talud del arrecife». Los sedimentos provienen en parte del armazón arrecifal, deslizados gravitatoriamente a favor de la pendiente. Se pueden diferenciar tres zonas en función del tipo de sedimento, estructuras sedimentarias dominantes, grado de inclinación y proximidad al armazón. En general las capas que componen el talud del arrecife suelen mostrar «megaestratificación cruzada» *(giant cross-bedding)* en la dirección de progradación del arrecife hacia la cuenca. Sus valores de buzamiento original oscilan desde 25° o más, cerca de la pared arrecifal, a 3-8° en la zona de transición a los depósitos de cuenca. La descripción que sigue está extraída de los ejemplos del Mioceno superior del Mediterráneo occidental, estudiados por Dabrio *et al.* (1981), Riding *et al.* (1991a) y Jiménez y Braga (1993) (figura 18.9), pero es extrapolable a otros muchos ejemplos de arrecifes de coral actuales y fósiles.

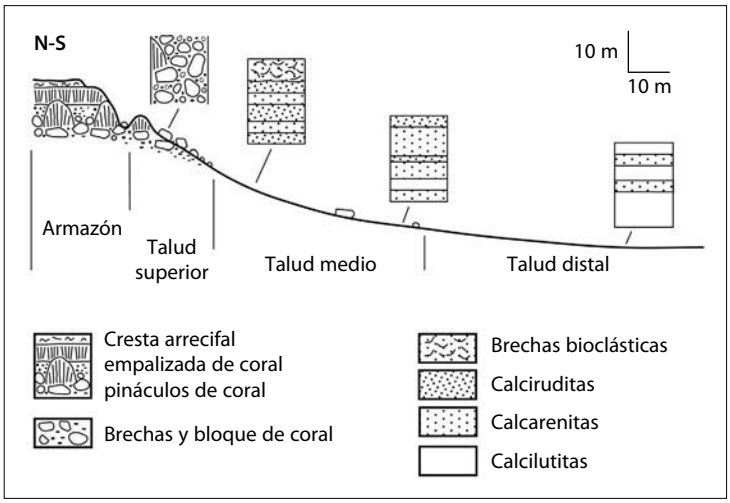


Figura 18.9. Modelo de facies del talud en el arrecife de Níjar. Modificado de Dabrio *et al.*, 1981 y Jiménez y Braga, 1993.

a) Talud superior: Se caracteriza por la presencia de brechas de coral y de grandes bloques desgajados del arrecife. En el sedimento intersticial abundan restos de *Halimeda,* algas rojas, briozoos, bivalvos y serpúlidos, que vivieron en esta zona del antearrecife. Su estructura es caótica y predominan las texturas *rudstone* y *floatstone*.

b) Talud medio: En el talud medio dominan las calcarenitas bioclásticas *(packstone/floatstone)*. Los restos de organismos aparecen en proporciones muy variables y estado de conservación muy diferente. Junto a fragmentos de formas delicadas de hábito ramoso *(branching)* de briozoos y algas rojas, y rodolitos, aparecen concentraciones locales de placas de *Halimeda*. Al menos parte de estos elementos tienen carácter autóctono y son acúmulos de restos de organismos que vivían en el propio talud (Mankiewicz, 1988). La estructura interna más evidente es la laminación paralela, marcada por diferencias en el tamaño de grano en las distintas láminas. Esta laminación está destruida frecuentemente por bioturbación, en la que dominan trazas verticales.

c) Talud distal: En el sedimento, también bioclástico aunque raramente se identifican en él los componentes esqueletales, predominan los tamaños de arena fina a limo. Las texturas dominantes son *wackestone*. La estructura más evidente es laminación paralela de baja energía, con espesores de láminas de centimétricos a milimétricos. Las capas están a veces bioturbadas, con un claro predominio de trazas horizontales.

Marco tectónico

Los arrecifes pueden desarrollarse en marcos tectónicos muy diferentes, siempre y cuando los factores ecológicos imperantes en ellos sean los adecuados. Su espesor y tamaño, sin embargo, vienen controlados, en gran medida, por el estilo y los valores de subsidencia. Tasas de subsidencia altas permiten, por lo general, el desarrollo de potentes secuencias arrecifales (James y Macintyre, 1985) salvo que, combinadas o no con subidas de nivel eustático, superen la velocidad de crecimiento vertical del arrecife. En esas circunstancias el arrecife acaba «ahogándose», es decir, quedándose demasiado profundo como para seguir creciendo.

En cuencas intracratónicas la subsidencia es baja y las secuencias arrecifales están afectadas por numerosas interrupciones. Los arrecifes aparecen en los márgenes o localizados en paleoaltos en el interior de la cuenca. En *rifts* intracontinentales los arrecifes se presentan generalmente coronando bloques *(horsts)* (Burchette, 1988). En márgenes continentales pasivos se sitúan mayoritariamente en el borde de la plataforma. En este último contexto, con tasas de subsidencia muy variables, la relativa «estabilidad» y permanencia del sistema permite el desarrollo de potentes secuencias arrecifales. En volcanes centroceánicos los arrecifes adquieren un mayor desarrollo en los períodos de calma relativa entre los de actividad volcánica acusada. En ellas la subsidencia suele ser elevada, lo que, junto a los ascensos rápidos de nivel de mar, suele producir secuencias arrecifales discontinuas y no muy potentes. En áreas en colisión, los arrecifes pre-Holocenos situados sobre la placa que subduce están «ahogados» y hundidos a distinta profundidad, siendo esta última tanto mayor cuanto más antiguos (Webster *et al.*, 2004a y b).

EVOLUCIÓN DE LOS ARRECIFES EN EL TIEMPO

Desde hace más de 2.000 millones de años los cambios en las comunidades arrecifales han reflejado los eventos mayores en la historia de la Tierra. El registro fósil de las comunidades arrecifales revela una serie de variaciones desde el Precámbrico hasta la actualidad que se esbozan a continuación, siguiendo a James (1983), James y Macintyre (1985) y Kiessling *et al.* (2002).

En el Precámbrico se encuentran los arrecifes más antiguos conocidos, generados por microorganismos (cianobacterias y/o bacterias). Los primeros arrecifes de metazoos aparecen al inicio del Cámbrico y son construcciones de arqueociatos y calcimicrobios. A raíz de su extinción, en el Cámbrico medio, las cianobacterias (bacterias) pasan a ser los elementos dominantes en los arrecifes, siendo, a su vez, reemplazados por bioconstrucciones de algas, briozoos, esponjas, estromatoporoideos y corales (rugosos y tabulados) en el Ordovícico, Silúrico y Devónico. La mayor diversidad de corales y esponjas se logra en el Devónico. En este período los arrecifes alcanzan los 60° de latitud y algunas de las bioconstrucciones se extienden longitudinalmente más de 2.000 km (Copper, 2002).

Al final del Devónico, en la extinción en masa del límite Frasniense-Fameniense, se produce un colapso en los ecosistemas arrecifales. Las comunidades de invertebrados marinos se empobrecen extraordinariamente. Estromatoporoideos y corales rugosos y tabulados ven reducida su diversidad. Los primeros arrecifes formados tras este evento de extinción fueron casi exclusivamente de estromatolitos microbianos.

En el Carbonífero y Pérmico las construcciones son esencialmente de algas y carbonatos microbianos, junto a crinoideos, briozoos y braquiópodos, sin que participen grandes invertebrados sésiles, salvo las esponjas calcáreas. Al final del Pérmico tuvo lugar un nuevo colapso de las comunidades arrecifales, de las que no existe registro alguno en un período de unos 10 millones de años.

En los arrecifes del Triásico medio predominan aún las algas calcáreas y las calciesponjas. En esta época tiene lugar una nueva radiación en las comunidades arrecifales, con la diversificación de un nuevo grupo de corales, los escleractinios, que al principio participan sólo minoritariamente en la construcción. En el Triásico superior, sin embargo, su papel es ya mucho más significativo.

En el Jurásico los «estromatoporoideos» recuperan un cierto protagonismo, que comparten con los corales. En las bioconstrucciones de aguas profundas del Jurásico superior es notoria la abundancia de esponjas silíceas.

En el Cretácico inferior las comunidades arrecifales están dominadas por asociaciones de corales-algas-«estromatoporoideos», si bien los rudistas empiezan a tener importancia y en el Cretácico medio se convierten ya en los principales elementos constructores. Las extinciones en masa del final del Cretácico afectan fuertemente a las comunidades bentónicas marinas. Desaparecen los rudistas y los «estromatoporoideos», al tiempo que las esponjas calcáreas sufren una importante merma, y nunca más juegan un papel significativo en la construcción de los arrecifes.

En el Cenozoico se produce una nueva diversificación de corales escleractinios. Los arrecifes terciarios son esencialmente similares a los modernos, con dominio de corales y algas rojas, y alcanzan su máxima expansión en el Oligoceno terminal y Mioceno inferior y medio.

En un análisis de conjunto, destacan dos ciclos mayores de desarrollo arrecifal durante el Fanerozoico. El primero de ellos comprende del Cámbrico al Devónico, con una duración aproximada de 240 millones de años. El segundo se extiende del Carbonífero a la época actual, con unos 340 millones de años de extensión. Las tendencias generales en ambos ciclos son similares. Existe un período inicial con pocos organismos constructores, esencialmente ramo-

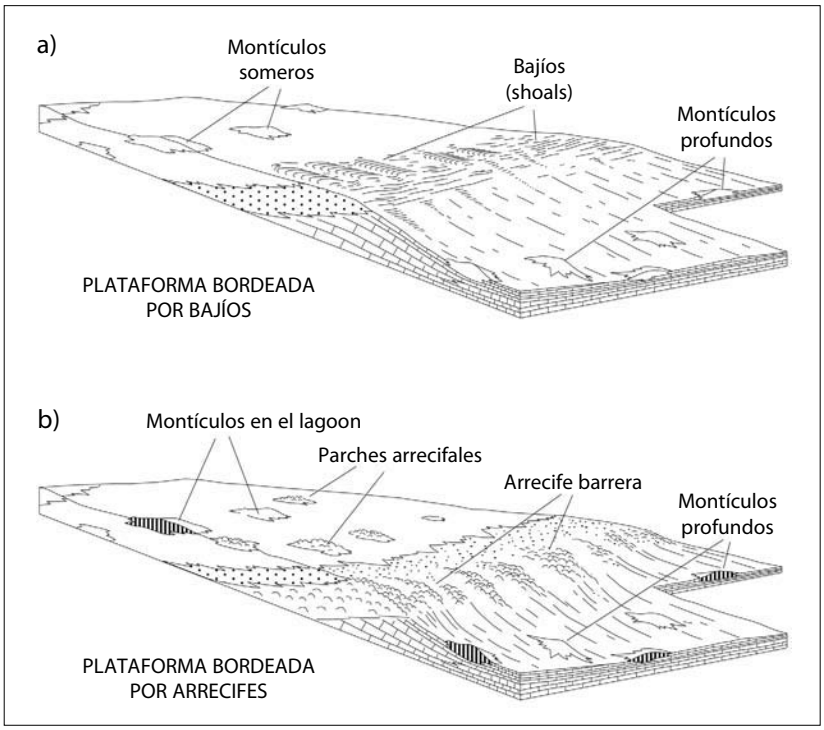


Figura 18.10. Modelos de plataforma y bioconstrucciones asociadas en las fases inicial (a) y final (b) de los ciclos mayores de desarrollo arrecifal fanerozoicos. Modificado de James, 1983.

sos o encostrantes, que forman montículos. En la siguiente fase existe un dominio claro de grandes metazoos, que construyen arrecifes de pared, a veces de gran entidad (James y Macintyre, 1985).

En la fase inicial, los arrecifes (montículos) se localizan en zonas de bajo nivel energético (*lagoon*, rampas, plataforma externa y taludes). Los márgenes de las plataformas aparecen ocupados por bajíos *(shoals)* oolíticos o bioclásticos, ya que en ellos no se desarrollan arrecifes, debido a la ausencia de grandes metazoos de esqueleto rígido capaces de soportar altos niveles de energía. En la segunda fase, con un espectro completo de organismos constructores, junto a los arrecifes de pared en los márgenes de las plataformas, se forman también montículos y/o pináculos en las plataformas internas *(lagoon),* o en las pendientes en los frentes de los arrecifes de margen, a una mayor profundidad (figura 18.10).

LOS ARRECIFES Y LOS CAMBIOS DE NIVEL DEL MAR

Los arrecifes fósiles, principalmente los arrecifes de pared, son depósitos sedimentarios muy útiles a la hora de cuantificar las variaciones relativas del nivel del mar y, en su caso, elaborar las curvas eustáticas correspondientes. La cresta arrecifal nos marca en cada momento, de un modo claro y preciso, la situación del antiguo nivel del mar. De ahí que, analizando sus cambios de posición, podamos determinar las variaciones relativas de nivel del mar. Por otro lado, los arrecifes costeros tienen también un gran interés para efectuar reconstrucciones paleogeográficas (véanse, por ejemplo, Dabrio y Martín, 1978; Martín y Braga, 1996; Braga *et al.*, 2003; Martín *et al.*, 2003), ya que nos marcan con gran precisión la posición de la antigua línea de costa.

Variaciones en el crecimiento arrecifal impuestas por cambios relativos de nivel del mar. Modelos de depósito resultantes

Analizaremos a continuación las geometrías que resultan de la interacción entre el crecimiento arrecifal y las variaciones relativas del nivel de mar (figura 18.11). El punto de partida será la situación de nivel de mar estable, luego nos referiremos a las de nivel de mar en ascenso y, finalmente, a las de nivel de mar en descenso.

Con nivel de mar estable se produce acreción lateral del arrecife por progradación del mismo hacia la cuenca (Longman, 1981) (figura 18.11).

Con nivel de mar en ascenso, si éste es continuo, nos encontramos ante tres situaciones diferentes (Playford, 1980; Longman, 1981). Si la velocidad de ascenso es idéntica a la de crecimiento del arrecife se produce una acreción o agradación en la vertical (figura 18.11). El resultado son los denominados «Arrecifes en Fase» *(Keep-up Reefs),* que en corte vertical muestran siempre el mismo tipo de facies, generalmente someras (James y Macintyre, 1985).

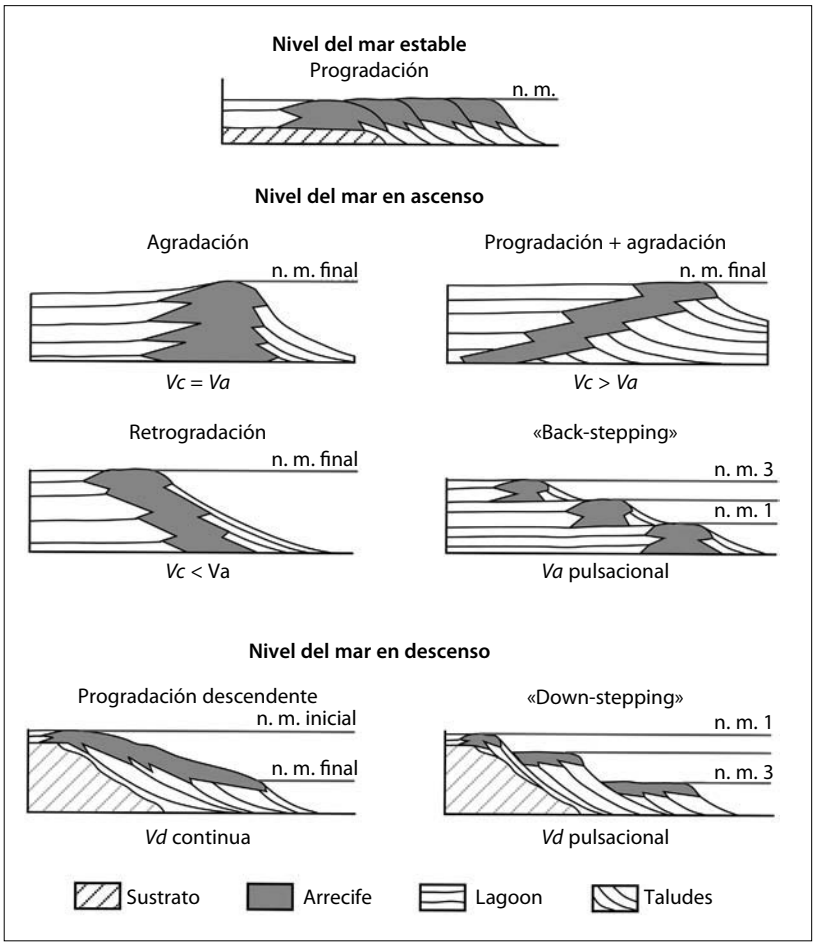


Figura 18.11. Geometrías resultantes de la interacción entre el crecimiento arrecifal y las variaciones relativas del nivel del mar. Vc: Velocidad de crecimiento del arrecife. Va: Velocidad de ascenso del nivel del mar. Vd: Velocidad de descenso del nivel del mar. Modificado de Playford, 1980 y Longman, 1981.

Cuando la velocidad de ascenso supera a la de crecimiento el resultado es una retrogradación (retroceso relativo del arrecife hacia posiciones más costeras al tiempo que agrada en la vertical) (figura 18.11). Se originan los denominados «Arrecifes Transgresivos» (Longman, 1981). Cuando la subida relativa de nivel de mar es muy rápida, con tasas superiores a las de máximo crecimiento de los corales, se produce el «ahogamiento» *(drowning)* de los arrecifes, que quedan sumergidos ante la imposibilidad de igualar, mediante acreción sedimentaria, el ascenso marino. En tales casos, es frecuente que la secuencia interna vertical que muestra el arrecife sea de profundización *(deepening upwards)* y que el techo aparezca litificado y perforado o cubierto por las facies del antearrecife (Webster *et al.*, 2004a y b). Corresponden a los denominados «Arrecifes abandonados» *(Give-up Reefs)* de James y Macintyre (1985). Este fenómeno ha sido especialmente significativo durante el último post-glacial, en el que la subida eustática durante los pulsos de fusión ha sido muy rápida (Adey, 1978; Davies y Hopley, 1983; Geister, 1983; Webster *et al.*, 2004b).

Finalmente, cuando la velocidad de crecimiento supera a la de ascenso relativo de nivel del mar el resultado es una agradación en la vertical con progradación lateral simultánea del arrecife (figura 18.11).

Si el ascenso de nivel del mar es episódico, el arrecife se reinstaura en posiciones cada vez más elevadas y alejadas de la cuenca en cada uno de los pulsos (Playford, 1980; Longman, 1981) (figura 18.11). Si la magnitud de la subida de nivel de mar en el pulso correspondiente no es muy acusada el resultado son los denominados «Arrecifes Capturantes» *(Catch-up Reefs)*. En ellos el crecimiento arrecifal muestra una secuencia de somerización *(shallowing upwards),* desde facies más profundas a facies de cresta, que refleja su recuperación inmediatamente después del pulso de hundimiento (James y Macintyre, 1985).

Con nivel del mar en descenso, si éste es rápido el arrecife emerge y cesa su crecimiento. Si, por contra, es relativamente lento el crecimiento del arrecife se produce de un modo continuo, a niveles topográficos cada vez más bajos (con dispositivo en *offlap*) (figura 18.11). Cuando el descenso es pulsacional, el crecimiento del arrecife acontece en terrazas (progradación con *down-stepping*) (figura 18.11), a niveles cada vez más bajos cuanto más modernas (Longman, 1981).

Si las oscilaciones del nivel de mar tienen carácter cíclico, como las glacioeustáticas, los modelos geométricos que resultan son relativamente complejos, ya que combinan una fase de ascenso, con agradación en la vertical y desarrollo de facies lagunares al abrigo del arrecife, y

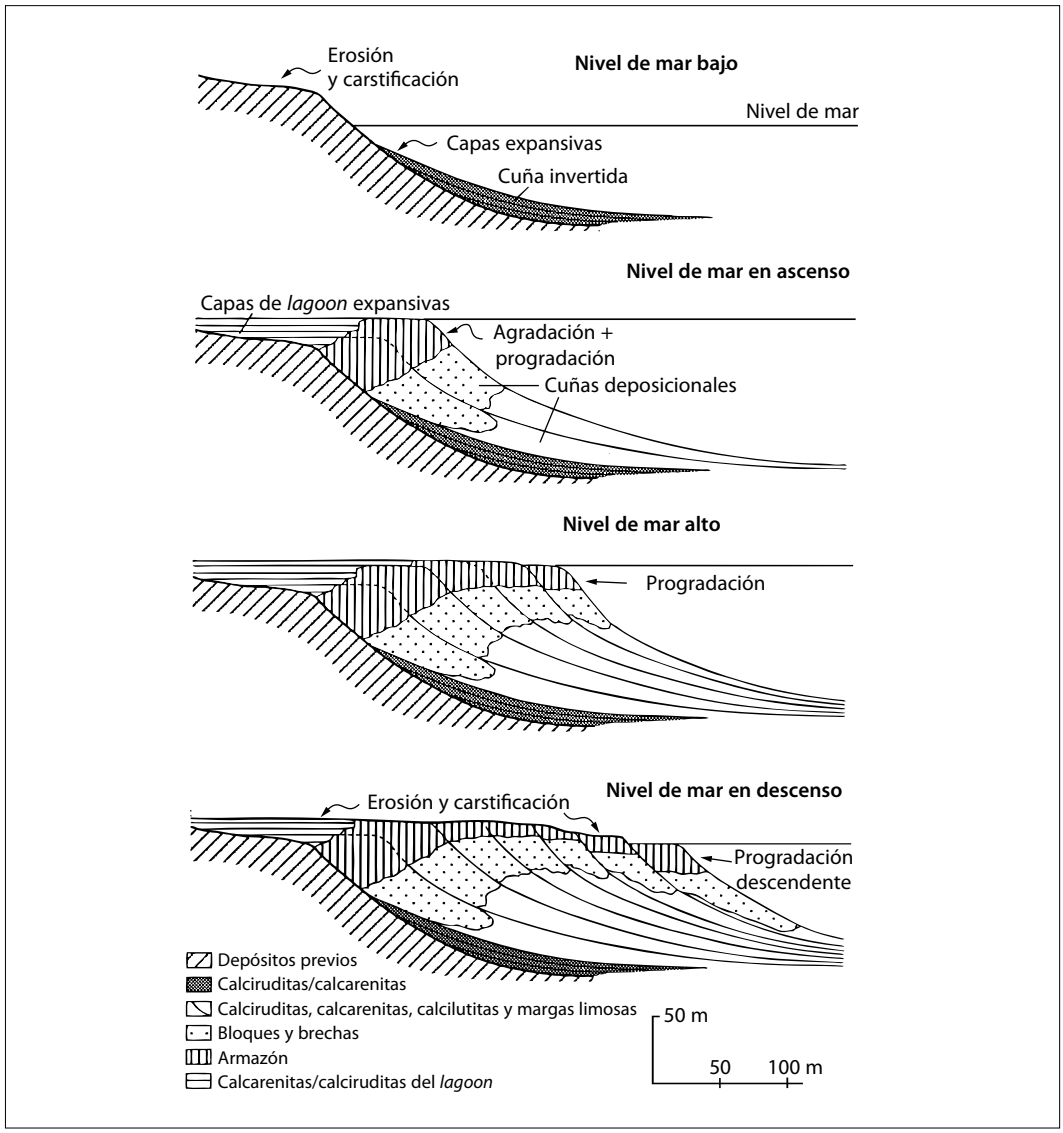


Figura 18.12. Desarrollo de facies y geometrías en los arrecifes costeros messinienses en relación con los ciclos de precesión. Al inicio del ciclo, en la fase «fría» del mismo, se genera la denominada «cuña de bajo nivel del mar», constituida por facies bioclásticas costeras con abundantes restos de bivalvos y algas coralinales y estratificación cruzada tabular. En la fase subsecuente, de carácter transgresivo, se inicia el crecimiento arrecifal. En esta etapa predomina la agradación vertical, junto a una cierta progradación. En la fase de alto nivel del mar continúa el crecimiento activo del arrecife, que prograda rápidamente hacia la cuenca. En la fase final, de caída del nivel del mar, se produce progradación del arrecife, a cotas cada vez más bajas (progradación descendente), al tiempo que se erosionan y carstifican los materiales anteriormente depositados. Modificado de Braga y Martín, 1996.

otra de descenso, con progradación clara hacia el interior de la cuenca a niveles topográficos cada vez más bajos y subsecuente erosión de los episodios arrecifales desarrollados en la fase inmediatamente anterior, al quedar éstos parcialmente emergidos (figura 18.12). Los modelos resultantes se complican aún mucho más cuando se superponen varios órdenes de ciclicidad de distinta periodicidad y amplitud, que introducen asimetrías en las geometrías del conjunto y conllevan el desarrollo extenso de facies lagunares en las fases de agradación de los ciclos de mayor amplitud (figura 18.13) (véase Pomar, 1991; Pomar y Ward, 1991, 1994; Braga y Martín, 1996; Pomar *et al.*, 1996).

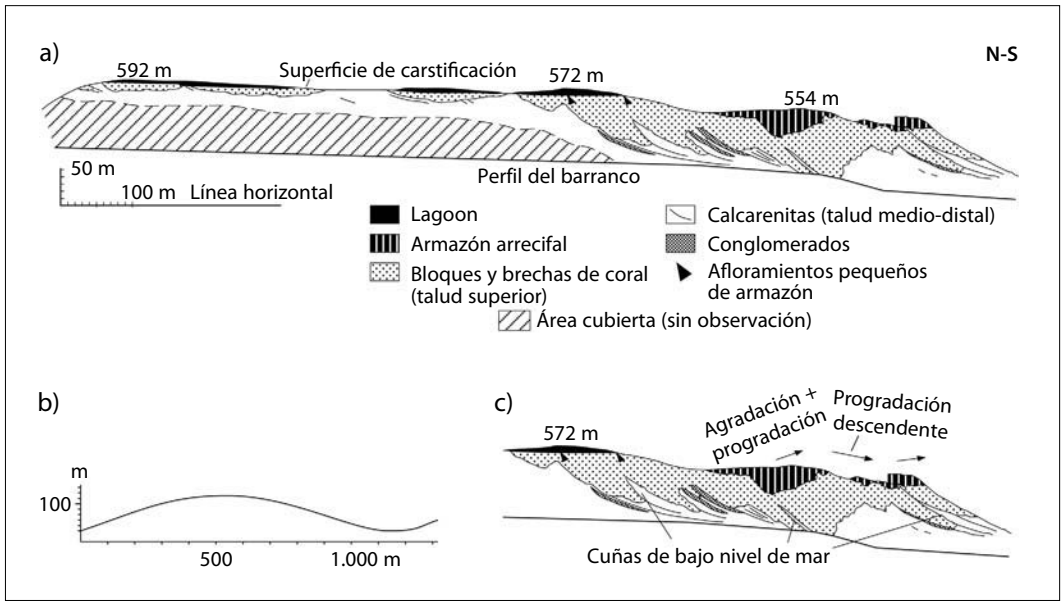


Figura 18.13. Corte del Barranco de los Castaños (Messiniense cuenca de Sorbas, Almería) mostrando ciclicidades sobreimpuestas y geometrías resultantes. a) Corte general. b) Ciclicidad de orden menor. Magnitud de la oscilación y amplitud de la misma. El «aborto» del crecimiento en una fase de agradación coincide con el cierre tectónico del Mediterráneo y marca el inicio de la «crisis de salinidad». c) Detalle de la mitad meridional del corte mostrando la ciciclicidad de orden immediatamente mayor superpuesta. Modificado de Braga y Martín, 1996.

Influencia de las variaciones eustáticas de largo período

No existe una relación directa entre los dos grandes ciclos fanerozoicos de desarrollo arrecifal (James y Macintyre, 1985) y los superciclos eustáticos de Vail *et al.* (1977). En el Fanerozoico sin embargo parece existir una clara correspondencia entre evolución arrecifal y supersecuencias (ciclos de segundo orden). Los grandes cambios en las comunidades arrecifales coinciden en el tiempo con los límites de las supersecuencias (Kiessling *et al.*, 2002), momentos en los que se producen algunas de las grandes extinciones (Hallam, 1990). Muchas de las grandes crisis experimentadas por los sistemas arrecifales, aunque no todas, coinciden en el tiempo con los grandes eventos de extinción masiva (Flügel y Kiessling, 2002). Las construcciones de grandes metazoos son especialmente sensibles y desaparecen durante estos últimos, independientemente de cuáles sean sus causas (glaciación, impacto de meteoritos, anoxia global, etc.). En estas circunstancias, algunas colonias individuales subsisten en determinados puntos del globo terrestre y ayudan a recuperar posteriormente los arrecifes, una vez se eliminan las alteraciones ambientales y se restablecen medios más estables y uniformes (Wood, 1999). En estos ambientes renovados radian multitud de nuevas especies que dan lugar a comunidades arrecifales totalmente diferentes de las preexistentes. Aunque las extinciones masivas son relativamente rápidas, y están bien acotadas en el tiempo, el intervalo temporal hasta la recuperación de las comunidades arrecifales puede ser, en algunos casos, extraordinariamente amplio (Stanley, 2001).

EJEMPLOS DE ARRECIFES

A continuación se describen una serie de ejemplos seleccionados de arrecifes, haciendo especial énfasis en sus aspectos más puramente sedimentológicos. La descripción que sigue no pretende ser exhaustiva, ni cubrir todo el espectro de construcciones arrecifales que se pueden

encontrar a lo largo del tiempo. Con todo ello, es lo suficientemente amplia como para dar una idea de la variabilidad e importancia de los arrecifes en la Historia de la Tierra.

Arrecifes microbianos

Los carbonatos microbianos se clasifican en *estromatolitos*, *trombolitos y leiolitos* (Kennard y James, 1986; Ginsburg, 1991; Braga *et al.*, 1995; Riding, 2000). Los *estromatolitos* son unas estructuras laminares (lámina 18.2.1), ligadas a actividad microbiana, que se forman por la interacción de procesos de precipitación de carbonato inducida por microorganismos (cianobacterias y/o bacterias fundamentalmente), atrapamiento de partículas y cementación. Los *trombolitos* son estructuras de origen similar, sin laminación y textura interna grumosa. Los *leiolitos* carecen de textura diferenciada. Los carbonatos microbianos aparecen frecuentemente como domos aislados (o agrupados en biohermos y biostromas), de dimensiones muy variables (hasta varios metros de altura y longitudes de decenas de metros). La calcificación temprana (biológicamente inducida) parece ser el factor decisivo en la preservación de las estructuras microbianas (Webb, 1996, 2001).

Los carbonatos microbianos fueron muy abundantes en el Precámbrico (con una atmósfera extraordinariamente rica en CO_2 y muy empobrecida en O_2, Copper, 2001), donde colonizaron todos los ambientes sedimentarios, desde los someros a los marinos más profundos (Hoffman, 1974, 1976a; Grotzinger, 1989; Copper, 2001). El registro más antiguo de estromatolitos data de hace unos 3.500 Ma (millones de años), en el Arcaico (Walter *et al.*, 1980). Los arrecifes de estromatolitos del Paleoproterozoico (2000-1650 Ma) son las construcciones arrecifales de mayor tamaño que se encuentran en el registro geológico. Los estromatolitos ocuparon áreas extensas, a lo largo de miles de kilómetros, desarrollando morfologías diversas en función de las condiciones ambientales locales (Grotzinger, 1989, 1990). En la actualidad, sin embargo, los arrecifes microbianos son relativamente escasos y adquieren una cierta entidad sólo en ambientes muy concretos. Construcciones microbianas actuales de cierta envergadura han sido descritas en lagos someros, ambientes costeros (llanuras mareales: Gebelein, 1976), *lagoons* hipersalinos (*Shark Bay,* Australia: Hoffman, 1976b; Playford y Cockbain, 1976), *lagoons* de Atolones (atolón *Tikehau* en la Polinesia Francesa: Sphracta *et al.*, 2001) y ambientes marinos someros de salinidad normal (*shoals* oolíticos de las Bahamas: Dill *et al.*, 1986; Riding *et al.*, 1991b; Reid *et al.*, 1995). En menor medida, se ha citado también su presencia en fuentes termales, lechos de ríos (Ordoñez y García del Cura, 1983) y en arrecifes de coral (Montaggioni y Camoin, 1993; Camoin y Montaggioni, 1994; Cabioch *et al.*, 2006; Camoin *et al.*, 2006). Según Garrett (1970), la explicación a esta aparente paradoja: abundancia en el Precámbrico, y escasa representación en la actualidad, se liga a la ausencia de competidores y predadores. En los mares Precámbricos las cianobacterias y/o bacterias que construyeron los domos microbianos, en ausencia de otros organismos, proliferaron en todos los ambientes. En la actualidad, por contra, han sido desplazadas de la mayoría de ellos y sólo allí donde se mantienen condiciones de *stress* ambiental (altas temperaturas, salinidades anormales y/o extremadamente variables, corrientes intensas, etc.) son capaces de formar domos microbianos. En el resto de los ambientes son pasto frecuente de numerosos organismos (gasterópodos, equinodermos, etc.) y no llegan a construir estructuras permanentes.

Situaciones equiparables a las del Precámbrico aparecen en el registro fanerozoico conectadas con las extinciones en masa que afectaron al bentos marino. Tal es el caso de la extinción del final del Pérmico, que hizo desaparecer del fondo marino a una gran parte del bentos preexistente y dio paso, en el Triásico inferior, a un mar empobrecido, rápidamente colonizado por las cianobacterias, en el cual proliferaron, durante un cierto tiempo, los estromatolitos (Schubert y Bottjer, 1992). Ejemplos equiparables se encuentran en relación con las extincio-

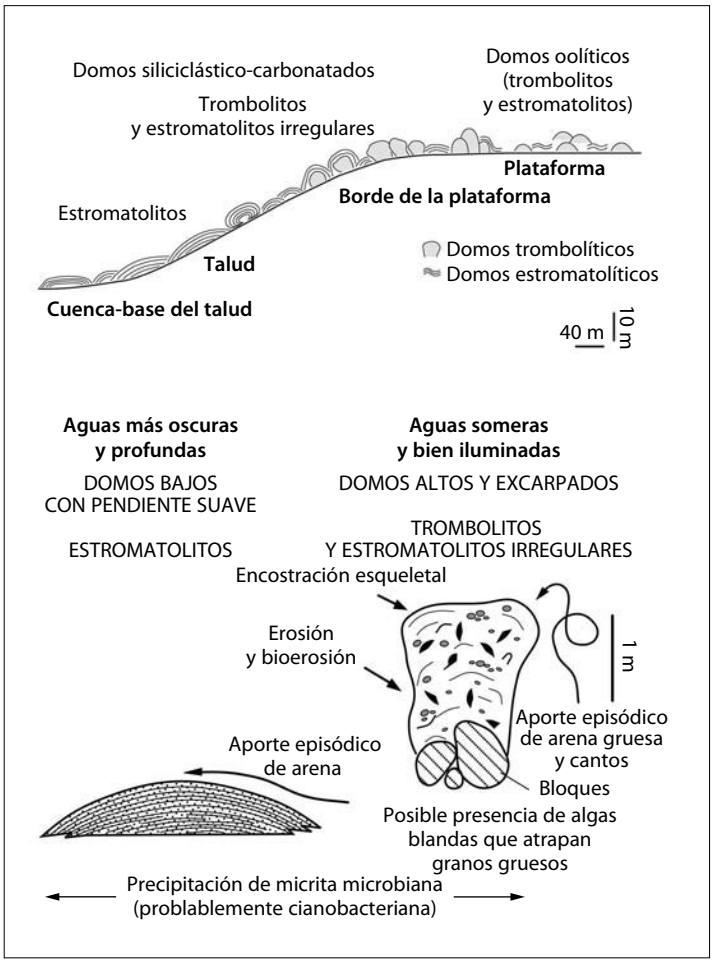


Figura 18.14. Carbonatos microbianos del Messiniense terminal de la cuenca de Sorbas. Modificado de Braga *et al*., 1995.

nes del final del Cámbrico inferior (Wood, 1999; Rowland y Shapiro, 2002) y del Devónico superior (Playford *et al*., 1976). En todos los casos las cianobacterias actuaron como elementos oportunistas (Schubert y Bottjer, 1992; Wood, 1999) y desarrollaron construcciones de gran envergadura. Las microbialitas del Cámbrico medio-Ordovícico inferior en concreto perduraron durante un período de unos 40 millones de años y alcanzan potencias de varios cientos de metros y extensiones kilométricas (Rowland y Shapiro, 2002).

Un fenómeno similar, en lo que a la proliferación de estructuras microbianas se refiere, ocurre en relación con la desecación del Mediterráneo durante el Messiniense (Martín y Braga, 1994). En el Messiniense terminal mediterráneo aparecen domos estromatolíticos y trombolíticos de grandes dimensiones (lámina 18.2.2) (Esteban, 1979; Rouchy *et al*., 1986; Riding *et al*., 1991c; Martín *et al*., 1993; Braga *et al*., 1995; Calvet *et al*., 1996; Esteban, 1996; Braga y Martín, 2000), que se extienden como capas continuas desde las zonas costeras a las de cuenca (Martín *et al*., 1993) (figura 18.14), colonizando todo un cortejo de ambientes sedimentarios (*lagoons,* playas, abanicos deltaicos, *shoals* oolíticos y taludes de plataforma). En todas las situaciones la biota asociada, aunque escasa, es de carácter marino normal (Martín *et al*., 1993). La extraordinaria abundancia de carbonatos microbianos en el Messiniense terminal mediterráneo parece conectada con la denominada «Crisis de Salinidad» de Hsü *et al*. (1977). La desecación del Mediterráneo, y el deposito subsecuente de grandes masas de evaporitas, dio paso a un nuevo mar que hubo de ser recolonizado. En estas circunstancias las asociaciones microbianas, como oportunistas, se extendieron rápidamente colonizando todos los ambientes sedimentarios, coexistiendo con una biota de carácter marino normal, que sólo muy lentamente fue capaz de desplazarlas y recuperar sus antiguos hábitats (Martín y Braga, 1994). Algo parecido pudo suceder en el Pérmico de la cuenca Zechstein centroeuropea y en el Silúrico de la cuenca de Michigan (Estados Unidos) (Martín y Braga, 1994). En ambos ejemplos, grandes domos estromatolíticos, que ocupan enormes extensiones y presentan espesores significativos, descansan directamente encima de potentes formaciones evaporíticas (Sears y Lucia, 1979; Paul, 1980).

Los microorganismos (cianobacterias y bacterias) han sido además constructores, con carácter mayoritario o incluso exclusivo, de estructuras arrecifales profundas (montículos micríticos) a lo largo del Fanerozoico (Pratt, 1995). También acompañan, en ciertos casos, como elementos secundarios generalmente encostrantes, a otros organismos constructores en estructuras arrecifales más someras, como montículos micríticos (arrecifes de esponjas silíceas del Jurásico: Gaillard, 1983, 1984), pináculos (en el Jurásico de la cordillera Ibérica: Aurell y Bádenas, 1997), y arrecifes de pared (arrecifes de coral messinienses del Mediterráneo occidental: Riding *et al*., 1991a).

Arrecifes de algas

Construcciones de algas verdes («Halimeda»)

Halimeda es un alga verde (perteneciente al grupo de las Halimedales) extraordinariamente abundante en las plataformas actuales de los mares tropicales y subtropicales. Prolifera entre las colonias de coral de los arrecifes y forman, en determinados casos, estructuras arrecifales independientes. Los Biohermos de *Halimeda* actuales y subactuales de la plataforma Australiana (Orme *et al.*, 1978; Marshall y Davies, 1988; Orme y Salama, 1988), Indonesia (Roberts *et al.*, 1987, 1988), Caribe (Hine *et al.*, 1988) y plataforma India (Rao *et al.*, 1994), que se encuentran a profundidades de varias decenas de metros, y sus equivalentes fósiles del Mioceno superior mediterráneo (Braga *et al.*, 1996a; Martín *et al.*, 1997; Bosellini *et al.*, 2001), constituyen casos particulares de «montículos arrecifales» (Phipps y Roberts, 1988; Hine *et al.*, 1988; Braga *et al.*, 1996a; Martín *et al.*, 1997) y/o de crecimientos subhorizontales extensos (biostromales), de escaso relieve (Orme y Salama, 1988; Phipps y Roberts, 1988), en los que las algas proporcionan localmente gran cantidad de bioclastos, produciendo verdaderos acúmulos de *rudstones*, junto a los típicos *floatstones* más micríticos. El espesor de sedimento acumulado es de hasta 6 m por cada 1.000 años (Roberts *et al.*, 1987). Estos montículos algales son en parte comparables a los «montículos de Algas Filoides» (Heckel y Cocke, 1969; Toomey, 1980; Choquette, 1983; Wahlman, 2002) del Paleozoico terminal.

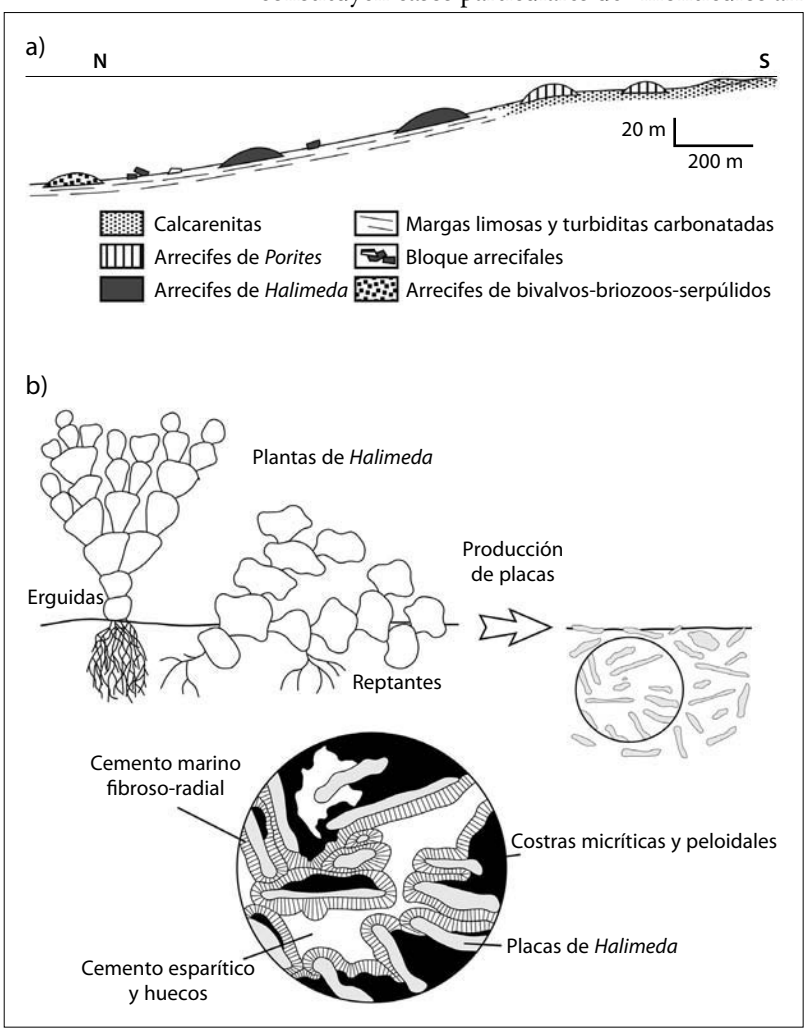


Figura 18.15. a) Modelo sedimentario de la «Unidad de los Biohermos» (Mioceno superior), en el margen sur de la cuenca de Sorbas (Almería, SE de España). Se trata de una plataforma estrecha, de pendiente frontal suave y con diferentes tipos de biohermos. Los biohermos de coral se localizan en el borde de la plataforma; los de *Halimeda* en el talud, a profundidades entre los 20 y 65 m, y los de briozoos-serpúlidos-bivalvos en la base del talud, en la zona de transición a la cuenca. b) Génesis del *boundstone* de *Halimeda*, por acúmulo (enterramiento y/o caída) y cementación temprana de placas, trabadas por tapices microbianos litificados sinsedimentariamente y cementos inorgánicos (fibroso-radiados, presumiblemente aragoníticos), precipitados directamente a partir del agua del mar. Modificado de Martín *et al.*, 1997.

De los ejemplos actuales de Biohermos de *Halimeda* se conoce su topografía y el contexto en el que se desarrollan, pero se tiene muy poca información acerca de su estructura interna. Esta estructura, sin embargo, se conoce en detalle en los ejemplos miocenos (Braga *et al.*, 1996a; Martín *et al.*, 1997) (lámina 18.2.3; figura 18.15). Lo más significativo es la presencia de abundantes placas de *Halimeda,* sin orientación preferente y sin fragmentar, que aparecen trabadas entre sí por micrita microbiana y cementos inorgánicos (fibrosos, originalmente aragoníticos) (lámina 18.2.4; figura 18.15). La litificación temprana contribuyó, sin duda, a dar rigidez, estabilidad y relieve a las construcciones. Aunque no se trata de arrecifes formados por depósito in situ de esqueletos mineralizados de organismos, sino de construcciones a partir de elementos calcáreos

(placas de *Halimeda*) que han podido sufrir una pequeña removilización desde su posición original en la planta hasta su punto de acumulación, presentan forma amonticulada y llegan a alcanzar una altura notable (hasta 40 m). Es más, la movilización de sedimento, si se produce, es en forma de grandes bloques, litificados y cementados, del conjunto del *boundstone* de *Halimeda*, pero no de las placas sueltas.

Construcciones de algas rojas (algas coralinales)

Bioconstrucciones actuales de algas rojas aparecen en el Mediterráneo, a profundidades entre los 20 y 160 m. Constituyen los denominados *Coralligènes de Plateau* y han sido descritas por Pérès (1967) y Bosence (1985). Los «parches» algales alcanzan alturas de 1 a 4 m y se extienden lateralmente varias decenas de metros. Entre las algas destacan los géneros *Mesophyllum* y *Lithothamnion*, con dominio de las formas encostrantes. Los huecos entre los crecimientos algales aparecen rellenos por sedimento interno y cementos aragoníticos. Minnery *et al*. (1985) y Minnery (1990) hacen referencia a construcciones similares en el golfo de México, desarrolladas entre los 70 y 90 m de profundidad. En el Holoceno de la plataforma continental del NE de Australia aparecen también estructuras similares, a profundidades entre 80 y 120 m, formadas mayoritariamente por un entramado de encostramientos laminares de *Mesophyllum* (Davies *et al*., 2004). Ejemplos fósiles de bioconstrucciones parecidas se encuentran en el Eoceno de Italia y de Austria (Bassi, 1998; Rasser, 2000), en el Mioceno de Malta (Bosence y Pedley, 1982) y en el Plioceno de la cuenca de Carboneras, en el SE de España (Martín *et al*., 2004).

Un caso muy particular son los arrecifes algales en forma de copa *(algal cup reefs)* descritos en Bermuda (Ginsburg y Schroeder, 1973), Yucatán y Brasil, que alcanzan alturas de hasta 10 m y diámetros de unas pocas decenas de metros, y están constituidos por algas coralinales, hidrozoos *(Millepora),* foraminíferos encostrantes y vermétidos. Vistos en planta, son de circulares a elipsoidales, y poseen un anillo externo sobreelevado, que rodea una depresión central y que queda expuesto en la marea baja.

Arrecifes de arqueociatos

Son, fundamentalmente, de edad Cámbrico inferior y constituyen los primeros arrecifes de metazoos que aparecen en el registro estratigráfico. En ellos dominan los arqueociatos, organismos solitarios o, más raramente, coloniales, con esqueleto calcáreo en forma de copa, cono o cilindro, que la mayoría de los autores consideran emparentados con las esponjas. Los arqueociatos fueron esencialmente organismos atrapadores de sedimento y/o encostrantes (Debrenne y Zhuravlev, 1996). Sólo raramente conformaron, como constructores primarios, un armazón rígido (Rowland, 1984; Riding y Zhuravlev, 1995). Los arqueociatos formaron comúnmente montículos en el *lagoon*, al abrigo de bajíos oolíticos/bioclásticos, o al inicio de la pendiente inmediatamente por delante de los bajíos. La estructura interna de estos montículos es, a veces, muy compleja, con varias fases de desarrollo superpuestas. Junto a los arqueociatos abundan los restos de crinoideos, braquiópodos, trilobites y esponjas. Los acúmulos bioclásticos son dominantes en los flancos de las construcciones (James y Kobluk, 1978; Read, 1980; James y Debrenne, 1980; James, 1983; James y Macintyre, 1985; Moreno-Eiris, 1988; Rowland y Shapiro, 2002).

Los arqueociatos aparecen frecuentemente encostrados por calcimicrobios *(Renalcis, Epiphyton, Angusticellularia, Girvanella),* que tapizan también las paredes de las cavidades de la bioconstrucción. El relleno de tales cavidades culmina generalmente con cementos sinsedimentarios fibrosos y sedimento bioclástico (James y Kobluk, 1978; James y Debrenne, 1980; James, 1983; James y Macintyre, 1985; Moreno-Eiris, 1988; Rowland y Shapiro, 2002).

Arrecifes de poríferos

Las importancia relativa de los poríferos como constructores de arrecifes varía sensiblemente de unas épocas a otras en el Fanerozoico y en función del grupo concreto que consideremos (Fagerstrom, 1987). Entre las esponjas calcáreas, destacan los esfinctozoos (esponjas segmentadas, compuestas por varias cámaras agregadas) e inozoos (esponjas con una sola cámara de interior complejo) en el Pérmico, Triásico y Jurásico. Entre las de esqueleto silíceo, son importantes las hexactinélidas en el Jurásico superior. Chaetétidos y estromatoporoideos, que son considerados poriferos como las esponjas, fueron, asimismo, importantes constructores de arrecifes en determinadas épocas (veánse los trabajos de Herb, 1984a; Manten, 1971; Matter, 1984; Playford, 1980; Riding, 1981; Tsien, 1984a y b; Webby, 2002).

Construcciones de estromatoporoideos

Los mejores ejemplos son del Paleozoico (Silúrico-Devónico). En ellos los estromatoporoideos aparecen asociados a corales en parches arrecifales dentro de las plataformas (Brunton y Copper, 1994). Buenos ejemplos de este tipo de arrecifes se encuentran en el Devónico inferior de la cordillera Cantábrica (Méndez-Bedia, 1976; Méndez-Bedia y Soto, 1984). En otras situaciones, los estromatoporoideos se erigen como únicos constructores. Tal es el caso de los ejemplos del Silúrico superior de la Isla de Gotland, en Suecia, en los que las colonias de estromatoporoideos, con formas laminares y/o de domos achatados, aparecen envueltas en una matriz de micríta y/o arcillosa y conforman biostromas de unos pocos metros de espesor y centenares de metros de extensión lateral (Kershaw, 1997; Sandstrom y Kershaw, 2002).

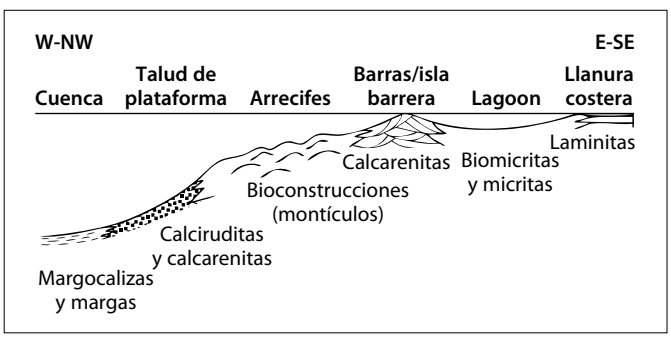


Figura 18.16. Modelo sedimentario de los carbonatos del Trías medio del Complejo Alpujárride (Zonas Internas, Cordillera Bética). Modificado de Martín y Braga, 1987a.

Construcciones de esponjas calcáreas

Un ejemplo de edad triásica (tránsito Anisiense-Ladiniense) se encuentra en el Complejo Alpujárride, en las zonas internas de las cordilleras Béticas, en Granada. Se trata de pequeños montículos (de 2 a 10 m de altura), desarrollados en una rampa carbonatada por delante de unos *shoals* calcareníticos (figura 18.16). Los núcleos son *bafflestones* con abundantes restos de esponjas calcáreas: esfinctozoos e inozoos, junto a corales faceloides, hidrozoos y algas calcáreas (lámina 18.2.5). Dispersos en la micrita aparecen grandes huecos rellenos, al menos parcialmente, por cementos sinsedimentarios (Martín y Braga, 1987a) (figura 18.17).

Las facies de montera son esencialmente carbonatos microbianos. La parte inferior es un *boundstone* de serpúlidos y estromatolitos, con abundantes cementos sinsedimentarios y la superior son boundstones trombolíticos, con gran cantidad de fenestras, rellenas por cementos sinsedimentarios (figura 18.17). Estas facies se formaron a distintas profundidades y, en un momento determinado, coexistieron montículos en diferentes fases de desarrollo (Martín y Braga, 1987a) (figura 18.17). Construcciones similares, con abundantes esponjas, han sido descritas en el Triásico medio de los Alpes (Brandner y Resch, 1981; Gaetani *et al.*, 1981; Flügel y Senowbari-Daryan, 2001; Flügel, 2002), y en el Triásico superior de los Alpes (Zankl, 1971; Flügel, 1981, 2002; Flügel y Senowbari-Daryan, 2001) y Sicilia (Abate *et al.*, 1977). El famoso «Arrecife del Capitan» del Pérmico de Texas y Nuevo Méjico (Newell *et al.*, 1953; Dunham, 1972; Newell, 2001; Weidlich, 2002) está también construido, en parte, por esponjas calcáreas, algunas de ellas alojadas directamente en cavidades (Wood, 1999).

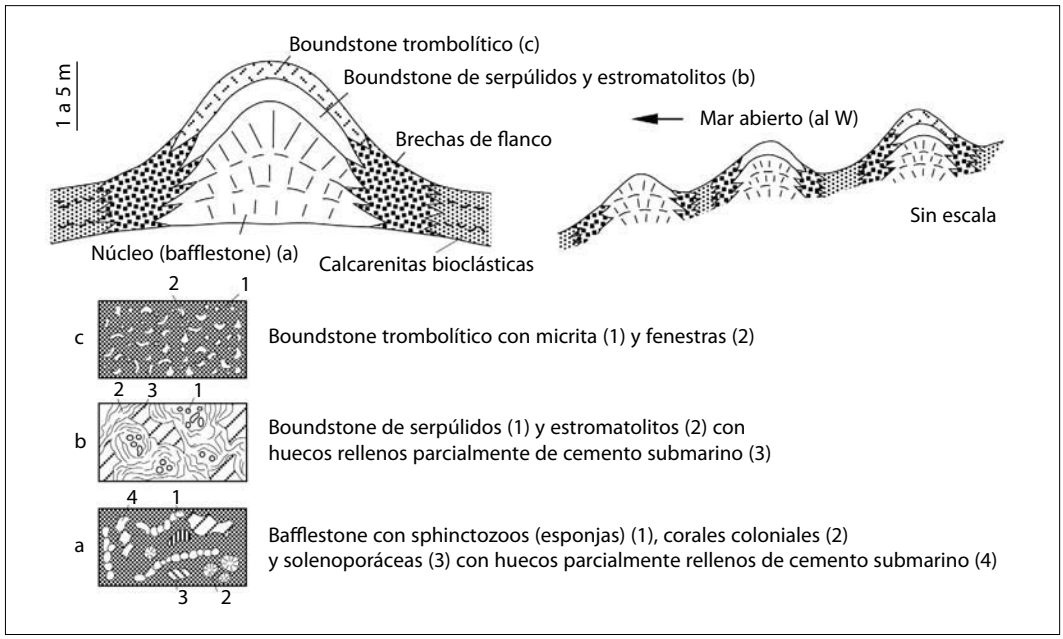


Figura 18.17. Modelo de facies de los montículos arrecifales del Triásico medio del Complejo Alpujárride. Esquema que muestra sus diferentes estadíos de desarrollo en función de la profundidad a lo largo de la pendiente. Modificado de Martín y Braga, 1987a y b.

Construcciones de esponjas silíceas

Estas construcciones alcanzan un desarrollo espectacular en el Jurásico superior (Leinfelder, 2001; Leinfelder *et al*., 2002). Son, fundamentalmente, montículos de dimensiones muy variables (de métricos a decenas de metros) y textura *bafflestone,* en los que el componente dominante son las esponjas de esqueleto silíceo (hexactinélidas y/o litístidas) (figura 18.18).

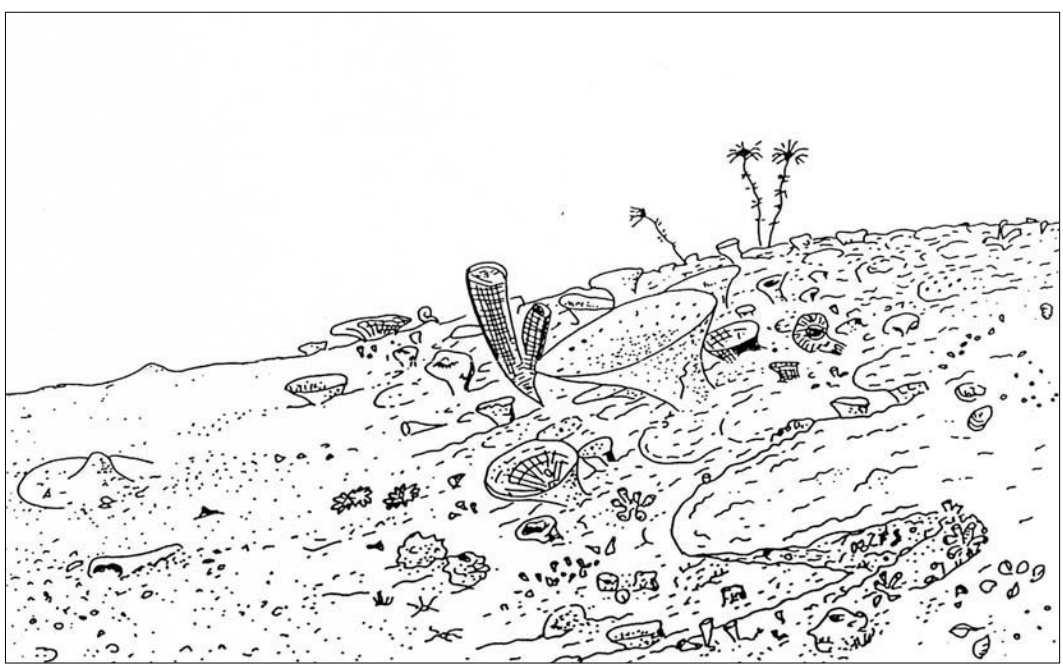


Figura 18.18. Reconstrucción idealizada de un montículo de esponjas síliceas del Jurásico superior. Modificado de Gaillard, 1984.

Localmente pueden formar tambien biostromas muy extensos (Krautter, 1995). Las esponjas hexactinélidas viven en la actualidad en aguas frías (por debajo de los 15 °C), en calma y relativamente profundas. En los ejemplos jurásicos, las esponjas en forma de «copa» se concentran en la base de la construcción, mientras que las en forma de «plato» dominan en la parte alta. Los afloramientos mejor estudiados son los del Oxfordiense de las montañas del Jura (Gaillard, 1983, 1984) y los del Jurásico superior de Alemania (Gwinner, 1976; Flügel y Steiger, 1981; Hammes, 1996). Ejemplos similares aparecen en sedimentos de la misma edad de la cordillera Ibérica (Martín, 1985; Deusch *et al.*, 1991; Bersán y Aurell, 1997) y en la zona Prebética de las cordilleras Béticas (Acosta *et al.*, 1988).

Son frecuentes los encostramientos micríticos microbianos, que colonizan las esponjas y contribuyen fuertemente a la estabilización de la construcción, dada la fragilidad de los esqueletos de las esponjas silíceas. Como encostrantes secundarios aparecen también serpúlidos, foraminíferos, briozoos, braquiópodos y bivalvos (Gwinner, 1976; Flügel y Steiger, 1981; Gaillard, 1983, 1984; Acosta *et al.*, 1988; Reolid *et al.*, 2005). Los encostramientos microbianos aparecen también como monteras que cubren el conjunto del montículo, a veces con carácter cíclico (Flügel y Steiger, 1981). Leinfelder *et al.* (1994) y Leinfelder (2001) observan una zonación en los ejemplos jurásicos con montículos exclusivamente microbianos localizados en las zonas de talud más profundas; montículos mixtos, de esponjas silíceas y microbianos, a profundidades intermedias, y montículos mayoritariamente construidos por corales, en las zonas más someras.

Arrecifes de briozoos

Los montículos de briozoos son relativamente frecuentes en el registro geológico, especialmente en el Paleozoico (Wilson, 1975; Cuffey, 1977, 1985; James and Bourque, 1992; Monty *et al.*, 1995; Wahlman, 2002; Webby, 2002). Los perfíles sísmicos y sondeos del *Ocean Drilling Program* realizados en las plataformas del sur de Australia han desvelado también su presencia en sedimentos mucho más recientes del Cenozoico y Cuaternario (James *et al.*, 2000, 2004). Los arrecifes australianos son construcciones formadas en rampas, a profundidades de 100 a 240 m, durante los períodos climáticos fríos (fases glaciales) del Plioceno-Pleistoceno. Su desarrollo tuvo lugar presumiblemente en condiciones mesotróficas (niveles intermedios de nutrientes), con aporte significativo de nutrientes por fenómenos de *upwelling*. Los montículos se presentan aislados o agrupados, alcanzan hasta los 65 m de altura y se alinean paralelos a la pendiente, extendiéndose varios kilómetros. Su textura interna es un *floatstone* con abundantes restos de briozoos, con morfologías de crecimiento diversas (fundamentalmente ramosas y, en menor medida, encostrantes y nodulares), en una matriz fina bioclástica rica en foraminíferos, serpúlidos, algas rojas, ostrácodos, espículas de esponjas y nanoplancton calcáreo. A diferencia de ejemplos similares más antiguos, destaca en ellos la ausencia de costras microbianas y cementos sinsedimentarios.

Arrecifes de serpúlidos

Bioconstrucciones de sérpulidos se conocen tanto en la actualidad como en el registro fósil. De las actuales, quizá las mejor estudiadas son las de la costa occidental de Irlanda (Bosence, 1973, 1979). Los serpúlidos crecen allí en *lagoons* de una bahía, a profundidades entre 2 y 20 m. En conjunto forman entramados de tubos de disposición «arborescente» y crecimiento vertical polarizado, de hasta 2 m de altura y varios cientos de metros de extensión. Inicialmente, se implantan sobre pequeños afloramientos de sustrato rocoso, luego se extienden lateralmente sobre sus propios derrubios, colonizando también fondos lodosos. Cons-

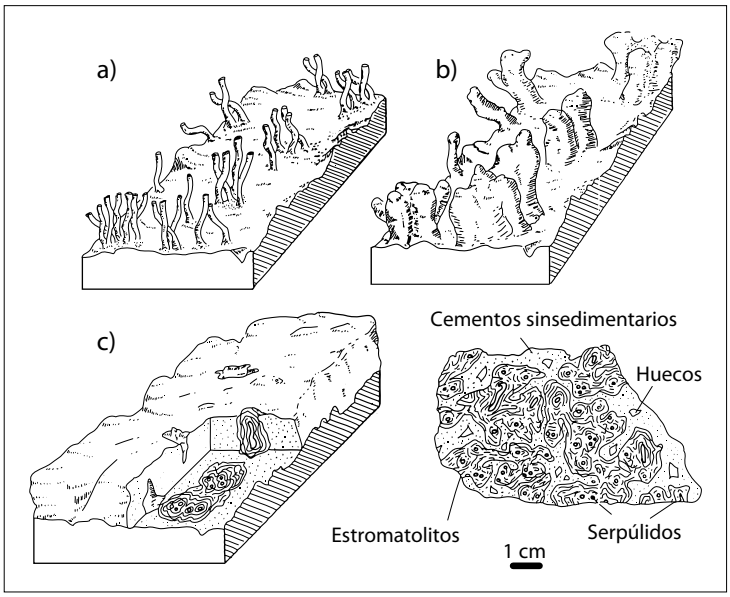


Figura 18.19. Construcción de serpúlidos-estromatolitos-cementos del Triásico superior alpujárride (Zonas Internas, Cordillera Bética). a) Fase inicial de colonización por serpúlidos. b) Desarrollo de encostramientos estromatolíticos alrededor de los tubos y racimos de tubos de serpúlidos. c) Precipitación de cementos submarinos. Modificado de Flügel *et al.*, 1984 y Martín y Braga, 1987b.

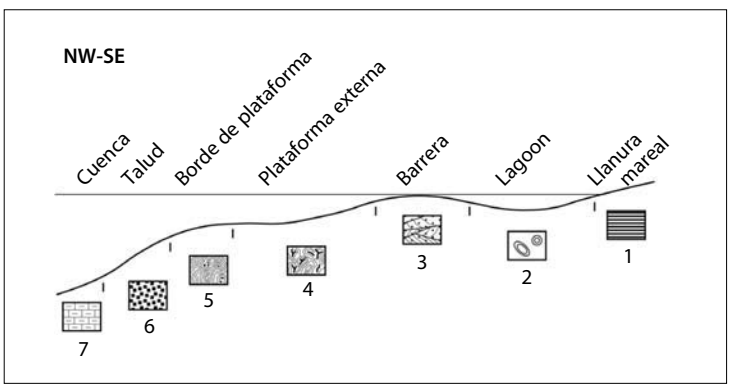


Figura 18.20. Modelo de facies del Triásico superior alpujárride. 1: Mallas de algas/Estromatolitos. 2: Biostromas de Dasycladáceas. 3: Calciruditas y calcarenitas con abundantes restos de Dasycladáceas. 4: Construcciones «simples» de serpúlidos-estromatolitos-cementos. 5: Construcciones «complejas» de serpúlidos-estromatolitos-cementos. 6: Calciruditas y calcarenitas bioclásticas. 7: Calizas margosas micríticas. Modificado de Martín y Braga, 1987b.

trucciones similares han sido descritas por Hottinger (1984) en el mar Rojo, a profundidades de 150 a 200 m.

Los arrecifes fósiles de serpúlidos abarcan un espectro de edades muy amplio. Arrecifes constituidos casi exclusivamente por serpúlidos, o en los que éstos son preponderantes, se conocen en el Devónico (Beus, 1980), Triásico (Flügel *et al.*, 1984; Braga y López-López, 1989) y Mioceno (Friebe, 1994; Andre *et al.*, 2004).

El ejemplo triásico antes mencionado es una construcción compleja constituida por serpúlidos, estromatolitos y cementos (lámina 18.2.6; figura 18.19) (Flügel *et al.*, 1984; Martín y Braga, 1987b). Su edad Noriense (Triásico superior) ha sido precisada por Braga y Martín (1987), por dataciones con dasycladáceas. Las construcciones se localizan sobre la plataforma externa, hacia mar abierto de unos *shoals* biocláticos muy ricos en fragmentos de dasycladáceas (figura 18.20). Las construcciones se dividen, según su grado de complejidad, en dos tipos. En las más simples, situadas más hacia el interior de la plataforma, los racimos de serpúlidos constituyen los núcleos de la construcción y alrededor de ellos se disponen los encostramientos estromatolíticos. En los huecos que quedan por rellenar precipitan los cementos submarinos, de naturaleza fibrosa y mineralogía original presumiblemente aragonítica. En las más complejas, localizadas en el borde de la plataforma, sobre el núcleo inicial de racimos de serpúlidos se disponen y alternan diversas generaciones de microbialitas encostrantes y cementos. Construcciones similares de serpúlidos-estromatolitos (aunque sin cementos submarinos), de edad también Triásico superior, han sido descritas en el sur de Italia, en las regiones de Lucania y Calabria (Climaco *et al.*, 1997), en contextos de borde de plataforma y parte alta del talud, en cuencas interiores (intraplataforma) semiaisladas y con circulación restringida (Cirilli *et al.*, 1999).

Arrecifes de bivalvos

Los arrecifes construidos mayoritariamente por bivalvos aparecen en épocas muy diversas. Son de destacar las construcciones de megalodóntidos del Triásico, las de ostreidos del Cenozoico/Cuaternario (Norris, 1953; Herb, 1984b; Jimenez *et al.*, 1991) y, especialmente, las de rudistas del Cretácico, asociadas o no a corales (Philip, 1972, 1984; Wilson, 1975; Scott, 1979; Carbone y Sirna, 1981; Masse y Philip, 1981; Polsak, 1981; Gili, 1982). También se conocen construcciones de *Placunopsis* en el Muschelkalk (Geister, 1984a) y bioconstrucciones de *Li-*

thiotis en el Lías (Bosellini, 1972; Lee, 1983; Broglio-Loriga, 1984; Leinfelder *et al.*, 2002). Como ejemplo nos vamos a concentrar en las de rudistas que son las más significativas.

Arrecifes de rudistas

Los hippuritoidáceos, comúnmente llamados rudistas, fueron importantes organismos constructores en el Cretácico medio y superior. En los arrecifes de rudistas los individuos aparecen normalmente erguidos y agrupados en racimos. Se trata de formas altamente inequivalvas, de tamaños a veces enormes (hasta de dimensiones métricas), con una valva fija al sustrato, de forma generalmente cónica o cilíndrica, y otra libre, que actúa de tapadera (Skelton, 1976, 1979; Fagerstrom, 1987). Las velocidades estimadas de crecimiento de las conchas (de hasta 20-40 mm/año) son comparables a, o incluso mayores que, las de los esqueletos de los corales *hermatípicos* en los arrecifes de coral actuales (Steuber, 1996).

La escasez de elementos encostrantes, la casi nula presencia de cementos sinsedimentarios y la escasa estabilidad, dada su geometría, de las conchas de los organismos constructores son características notorias de los arrecifes formados exclusivamente por rudistas (Fagerstrom, 1987). Por esto, los ambientes protegidos (*lagoons* y plataforma restringida) (Masse y Philip, 1981; Philip, 1984), o de baja energía (rampa externa y margen de plataforma) (Gili, 1982), fueron los más favorables para su desarrollo. En muchos casos, estas construcciones, monoespecíficas o casi monoespecíficas, apenas se levantaban del fondo marino adyacente y muchos rudistas, con modos de vida semi-infáunicos, vivían semienterrados en el fondo lodoso. Por todo ello, las morfologías de conjunto dominantes en los arrecifes de rudistas son generalmente biostromales o de biohermos poco elevados (Masse y Philip, 1981; Philip, 1984; Höfling y Scott, 2002; Johnson *et al.*, 2002). Estas generalizaciones no son válidas, sin embargo, para los arrecifes mixtos de corales y rudistas, característicos de la parte alta del Cretácico inferior (Carbone y Sirna, 1981; Masse y Philip, 1981; Polsak, 1981; Philip, 1984; García-Mondejar y Fernández-Mendiola, 1995; Höfling y Scott, 2002; Johnson *et al.*, 2002). Estos llegaron a constituir biohermos, a veces de cierta entidad, en zonas de energía variable, en el borde de la plataforma o sobre altos paleogeográficos (umbrales poco profundos), situados en mar abierto, por delante generalmente de una zona de bajíos.

Arrecifes de coral

Los arrecifes de coral están especialmente bien desarrollados en dos momentos del Fanerozoico. En el Paleozoico medio (construcciones de corales rugosos y tabulados: Mendez-Bedia, 1976; Brachert *et al.*, 1992; Copper, 2002; etc.) y en el Cenozoico (construcciones de escleractinios: James, 1983; Fagerstrom, 1987; etc.). Estos últimos, que tuvieron también un cierto florecimiento en el Jurásico (Geister, 1984b; Insalaco *et al.*, 1997) y Cretácico inferior, son los que se extienden hasta la época actual, aunque su máximo esplendor lo alcanzan en el Oligoceno terminal en el Caribe y en el Mioceno inferior y medio en el Indo-Pacífico (Frost, 1977, 1981; Perrin, 2002). Los ejemplos que a continuación se describen corresponden todos a arrecifes de escleractinios, actuales y miocenos.

Actuales

Factores que condicionan su distribución y desarrollo

Los corales *ahermatípicos* forman localmente en los mares actuales construcciones amonticuladas (de circulares a elípticas), que llegan a alcanzar los 70 m de altura y cubren áreas de

varios kilometros cuadrados de extensión (Teichert, 1958; Reed, 1980; Mullins *et al.*, 1981). Ejemplos espectaculares de «bancos» de corales *ahermatípicos* se encuentran a lo largo de la costa oriental atlántica, desde Noruega (Freiwald *et al.*, 1997) hasta el golfo de Guinea, costa occidental atlántica (Carolina y Florida: Reed, 1980; Newton *et al.*, 1987) y sur de Chile. El rango de temperaturas en que aparecen oscila de –1 a 29 °C. La profundidad a la que se desarrollan es también muy variable (de 0 a 6.200 m), aunque suelen dominar los biohermos profundos.

Sin embargo, la mayoría de los arrecifes de coral actuales están construidos por corales *hermatípicos*. Estos arrecifes cubren aproximadamente un 15% de las áreas marinas someras, ocupando una extensión de unos 600.000 km^2 (Stanley, 2001). En este caso, los principales requerimientos ecológicos para su desarrollo son: *a*) aguas cálidas (de 18 a 36 grados centígrados); *b*) someras (hasta un máximo de 100 m); *c*) de salinidad normal (de 27 a 40 por mil); *d*) limpias y por tanto suficientemente iluminadas, y *e*) con un cierto nivel de nutrientes (Schuhmacher, 1978). La comunidad arrecifal es sensible a estos factores y si se superan los límites de tolerancia cesa su crecimiento. Algunos autores (Ginsburg, 1972) consideran como elemento adicional *f*) la existencia previa de un sustrato firme estabilizado, sobre el cual puedan fijarse las colonias. Analizaremos a continuación algunos de estos factores y sus consecuencias más directas.

a) Aguas cálidas: en general, los arrecifes de coral se asocian a las latitudes tropicales. En efecto, una ojeada a un mapa mundi donde aparezcan señalados los arrecifes de corales *hermatípicos* actuales nos hace ver que aparecen principalmente entre el trópico de Cancer y el de Capricornio (Schuhmacher, 1978). Sin embargo, su distribución no es del todo regular, ya que en estas latitudes hay extensas áreas costeras sin arrecifes, mientras que, por otro lado, aparecen arrecifes fuera de los trópicos. Las isocrinas, es decir las líneas que unen los puntos de igual temperatura media invernal del agua del mar, constituyen un límite más adecuado que el de los paralelos de una determinada latitud. La isocrina de los 20 °C circunscribe bastante bien a los arrecifes de corales *hermatípicos* actuales, aunque colonias individuales pueden aparecer claramente por debajo de este límite (Veron, 1995). La temperatura del agua es, pues, el factor determinante en la distribución de los arrecifes coralinos a gran escala. Así, allí donde la circulación costera está gobernada por corrientes cálidas los arrecifes alcanzan una mayor latitud. Por ejemplo, en la Gran Barrera de Arrecifal de Australia, debido a la existencia de una corriente cálida que fluye hacia el sur paralela a la costa, los arrecifes se extienden más allá del trópico de Capricornio. Algo similar ocurre en el Caribe, en relación con la Corriente del Golfo, y al sur de Japón, debido a la corriente cálida de *Kuroshio*. En ambos casos los arrecifes aparecen a latitudes más al norte del Trópico de Cáncer. Situaciones inversas se presentan donde las corrientes frías penetran en los trópicos, como en la costa occidental de América del Sur, donde la corriente de *Humboldt* impide el desarrollo de arrecifes de coral a lo largo de las costas del norte de Chile y Perú. Los grandes vórtices (remolinos) con circulación antihoraria de las corrientes marinas superficiales en el hemisferio sur son los responsables de la introducción de las aguas frías de procedencia antártica en las costas ocidentales de América y África que inhiben el desarrollo arrecifal. Esta situación se inició en el Paleoceno inferior y se mantiene hasta la actualidad (Perrin, 2002). Por otro lado, la exposición prolongada a temperaturas elevadas (por encima de los 30°) es también letal para los arrecifes, ya que provoca la expulsión de las zooxantelas, produciendo el denominado *coral bleaching* (decoloración o blanqueo de los corales), y la mortalidad de las colonias de coral (Hallock, 2001).

b) Someras: como ya se ha indicado, los corales *hermatípicos* viven en simbiosis con unas algas unicelulares, las zooxantelas, cuyo papel es decisivo en la formación del esqueleto calcáreo y en la alimentación de la colonia (Schuhmacher, 1978). La precipitación del carbonato se ve

favorecida al extraer las zooxantelas CO_2 del bicarbonato cálcico disuelto en el agua del mar para efectuar la fotosíntesis. La producción de carbonato cálcico en los arrecifes de coral actuales, mayoritariamente esqueletal, se estima en alrededor de 10 kg por metro cuadrado y año (Wood, 1999). Las zooxantelas fotosintetizan empleando la energía solar, es decir, captando luz, lo que limita a los arrecifes de coral a zonas poco profundas. En los trópicos, donde los rayos solares inciden perpendicular o casi perpendicularmente a la superficie del mar, la luz solar penetra con una intensidad suficiente como para que las zooxantelas puedan fotosintetizar, por término medio, hasta los 50 m de profundidad y en circunstancias favorables hasta los 90 m. Por contra, en esas mismas zonas, en aguas turbias (por ejemplo en la desembocadura de un río) los arrecifes, si existen, son muy someros, ya que la disminución de la iluminación es muy fuerte en tan sólo unos pocos metros.

c) De salinidad normal: los corales son extremadamente vulnerables a las variaciones de salinidad, dada la ausencia en ellos de órganos osmicoregulatorios (Schuhmacher, 1978). Por ello, los arrecifes de coral aparecen sólo en zonas marinas de salinidad normal. Excepcionalmente, algunos corales pueden tolerar salinidades de hasta el 46 por mil (Kinsman, 1968; Brown, 1997).

d) Limpias: la sedimentación detrítica es otro factor esencial en la distribución regional de los arrecifes de coral. Los corales son animales que viven fijos al sustrato y, por tanto, incapaces de escapar cuando son enterrados por sedimento (arena, limo, etc.). Los pólipos coralinos, de tamaño milimétrico a centimétrico, tienen una cierta capacidad para alejar los granos de arena u otros tipos de partículas, que en ocasiones se depositan sobre ellos, pero no subsisten si la llegada de sedimento es demasiado alta. Por ello, en las zonas en las que el agua transporta de un modo constante, o casi constante, una carga importante de partículas detríticas no crecen arrecifes. El mejor ejemplo de esta situación lo constituye la costa norte de Sudamérica, donde se produce una interrupción de más de 3.000 km en la cadena de arrecifes, que se extiende desde el sur de Río de Janeiro hasta Florida, a causa de las enormes cantidades de sedimento que son transportadas constantemente a dicha costa por el Amazonas y, en menor medida, por el Orinoco (Schuhmacher, 1978). Cuando los aportes terrígenos se producen, por el contrario, de un modo esporádico y localizado, como en los abanicos deltaicos actuales del mar Rojo (Hayward, 1982, 1985; Purser *et al.*, 1987) o en los ejemplos equiparables del Tortoniense del río Almanzora (Martín *et al.*, 1989) y cuenca de Granada (Braga *et al.*, 1990), los arrecifes subsisten en áreas protegidas, o se reinstalan y crecen en los intervalos temporales que median entre las sucesivas avenidas.

e) Sin exceso de nutrientes: la mayoría de los organismos de los arrecifes de coral son autótrofos o tienen un carácter mixto, como es el caso de los propios corales, que se alimentan en parte de las sustancias que les proporcionan las zooxantelas que viven con ellos en simbiosis. Por ello, tienen una cierta necesidad de nutrientes que hace que el crecimiento arrecifal se vea favorecido hacia las zonas marinas más abiertas, a las que los arrecifes tienden a desplazarse conforme crecen. Debido a esto, la mayoría de los arrecifes se localizan en los bordes de las plataformas, al tiempo que en la zonas situadas hacia la tierra emergida (*lagoon* o plataforma interna) presentan menor desarrollo (Schuhmacher, 1978). Sin embargo, un exceso de nutrientes afecta de manera negativa y puede ser letal para los corales (Kinsey y Davies, 1979; Hallock y Schlager, 1986) y subsecuentemente para los arrecifes, que no se desarrollan en aguas ricas en nutrientes (Hallock, 2001) o con fuertes variaciones, de carácter pulsacional, en el contenido de los mismos (Wood, 1993). El exceso de nutrientes inhibe el desarrollo de las zooxantelas y favorece a su vez el crecimiento de las macroalgas, que compiten con los corales por la luz y el espacio y, finalmente, los desplazan (Wood, 1999). Los nutrientes estimulan además el crecimiento del fitoplancton, lo cual reduce la transparencia del agua, limitando la extensión en profundidad de los corales zooxantelados y, por tanto, de los arrecifes que cons-

truyen (Hallock y Schlager, 1986). Estos nutrientes son aportados de un modo natural bien por corrientes de *upwelling* o bién directamente por ríos desde las áreas continentales. En zonas de *upwelling* no se desarrollan arrecifes de coral, a lo que contribuye también la temperatura relativamente baja del agua procedente de zonas más profundas del océano. En el caso de los ríos, el exceso de nutrientes se suma a la alta tasa de sedimentación detrítica y al aporte de agua dulce que inhiben a su vez el desarrollo arrecifal. A todo esto hay que añadir, en tiempos muy recientes, los aportes artificiales debidos a vertidos industriales y/o aguas residuales que están dañando seriamente los arrecifes de coral en algunas zonas (Hallock, 2001).

f) Sustrato duro: según algunos autores (Ginsburg, 1972), los arrecifes de coral necesitan para implantarse un sustrato duro estable. En arrecifes neógenos es frecuente que dicho sustrato sea de origen orgánico (bancos de ostreidos o, más frecuentemente, un nivel de algas coralinales encostrantes o de rodolitos). Ejemplos de ello se encuentran en el Tortoniense de la cuenca de Fortuna (Santisteban y Taberner, 1988). Sin embargo, en otros ejemplos neógenos, como en los arrecifes tortonienses del corredor del río Almanzora, los corales *(Porites)* crecen directamente sobre limo en la fase de colonización (Martín *et al.*, 1989). En arrecifes progradantes sus propias brechas actúan como sustrato, como en los arrecifes messinienses de Almería (Dabrio *et al.*, 1981; Riding *et al.*, 1991a).

En otras ocasiones los arrecifes se instalan sobre bioconstrucciones previas, correspondientes a fases de desarrollo arrecifal más antiguas. En tales casos la estructura interna final resultante viene dada por la suma de la de los diferentes episodios amalgamados y es, a menudo, tremendamente compleja (Garrett y Hine, 1979; Marshall, 1983; Symonds *et al.*, 1983). Las oscilaciones de nivel del mar acontecidas durante el Cuaternario, ligadas a las sucesivas glaciaciones, han expuesto periódicamente las regiones costeras que, en muchos puntos, se han carstificado. La morfología de los arrecifes actuales (Holocenos) está fuertemente controlada por la topografía cárstica subyacente, dado que, en la mayoría de los casos, los arrecifes no hacen sino revestir, como una película, el carst en torrecillas (tropical) sumergido (Purdy, 1974).

Ejemplos

En la actualidad los arrecifes de coral se distribuyen en dos grandes provincias: la Caribeña y la Indo-Pacífica, de las que detallamos ejemplos. De la última, que es también la que presenta una mayor biodiversidad, se ha seleccionado un área concreta: la Gran Barrera de Arrecifes de Australia, que es la mejor conocida desde el punto de vista sedimentológico.

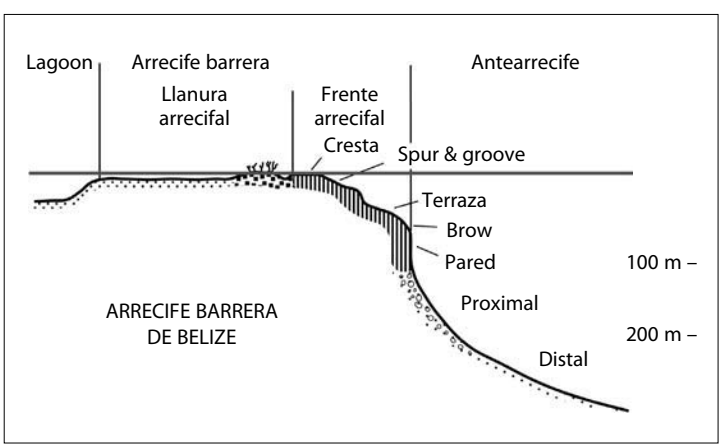


Figura 18.21. Arrecife barrera de Belize. Topografía y zonas características. Modificado de James y Macintyre, 1985.

Caribe

El ejemplo escogido es el Arrecife Barrera de Belize, estudiado en detalle por James and Ginsburg (1979) y Rutzler y Macintyre (1982). La descripción que sigue es un resumen de la que aparece en James y Macintyre (1985).

Este arrecife presenta una zonación geomorfológica y biológica a lo largo de un corte transversal, de unos 700 m de longitud (figura 18.21). En la zona del *lagoon* más próxima al armazón aparecen crecimientos biostromales dispersos *(thickets)* de *Acropora cervicornis*. Pequeños parches de coral, con *Montastrea annularis* y coralináceas, se hacen notorios conforme nos aproximamos a la cresta.

En la cresta del arrecife son extraordinariamente abundantes las costras de coralináceas sobre grandes fragmentos de coral muerto. En el frente de la cresta aparece una densa barrera del hidrozoo *Millepora complanata,* que da paso, conforme aumenta la profundidad, a un extenso *thicket* de *Acropora palmata*.

Inmediatamente hacia mar abierto, y extendiéndose hasta una profundidad de unos 10-15 m, aparecen los sistemas de *spurs and grooves*. Los crecimientos de coral, constituidos por asociaciones de *Agaricia tenuifolia* y *Porites porites* coronadas por *Acropora palmata* y *Acropora cervicornis*, se concentran en los salientes *(spurs),* mientras que en los canales *(grooves)* aparecen sólo colonias muy localizadas sobre o entre el sedimento arenoso bioclástico.

A partir de aquí, desde los 15 a los 22 m de profundidad, la pendiente del arrecife se hace uniforme (alrededor de unos 25°) y aparece colonizada por un *thicket* constituido fundamentalmente por *Acropora cervicornis* y *Montastrea annularis*.

La parte más externa y profunda del arrecife está caracterizada por un relieve escarpado, que va aproximadamente desde los 22 a los 120 m de profundidad. Hay una terraza superior, donde se acumula esencialmente sedimento bioclástico, por debajo de la cual, a unos 30 m de profundidad, aparece una zona de pendiente marcada (50-70°) (denominada *brow*), colonizada localmente por corales laminares, a partir de la cual el relieve se verticaliza totalmente (figura 18.21).

Esta pared es en realidad un relieve herededado de caliza arrecifal pleistocena, perforada y litificada, sobre la que se adhiere en la actualidad una prolífica comunidad de esponjas calcáreas, corales *ahermatípicos* y crinoideos. En general, la topografía de los arrecifes caribeños actuales está fuertemente condicionada por la del sustrato infrayacente (episodios arrecifales cuaternarios anteriores, muy carstificados y erosionados, Geister, 1984c) y sólo en su zonas menos profundas (20 m superiores en el ejemplo aquí descrito) podría considerarse, al menos en parte, construccional.

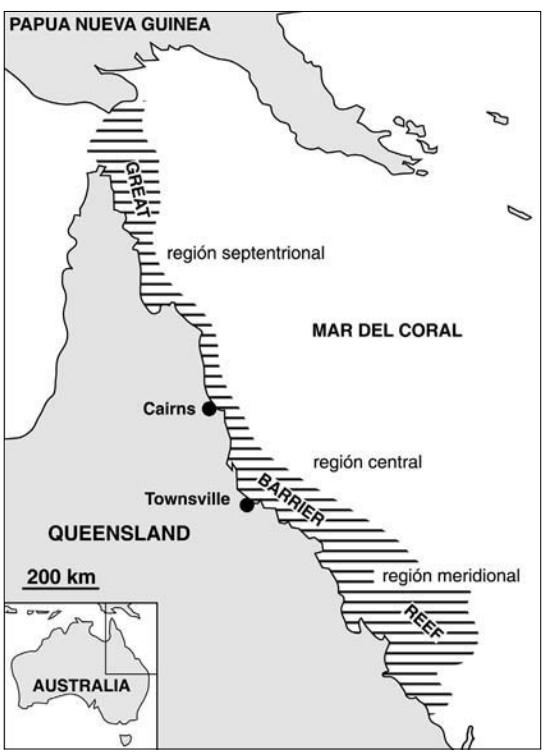


Figura 18.22. Localización geográfica de la Gran Barrera Arrecifal de Australia.

Gran Barrera

La Gran Barrera Arrecifal de Australia se extiende a lo largo de más de 2.000 km de norte a sur (de 9° a 24° latitud sur), en la costa oriental del estado de Queensland (NE de Australia) (figura 18.22). Se trata de una plataforma mixta terrígeno-carbonatada, con anchuras variables, de 20 a 290 km de oeste a este (la parte más estrecha se sitúa aproximadamente en el centro), colonizada por arrecifes de coral de muy diversos tipos y tamaños. En conjunto existen unos 2.500 arrecifes, 75 de los cuales superan 52 kilómetros cuadrados de extensión. En la Gran Barrera se distinguen tres zonas: septentrional, central y meridional (Maxwell, 1968). En la septentrional, de aguas generalmente someras (menos de 30 m), predominan los arrecifes barrera (de hasta 200 km de longitud) y los costeros. En la central, con profundidades de hasta 65 m, se encuentran numerosos arrecifes, tanto en el interior de la plataforma como en el margen. En la región meridional es donde se alcanzan las mayores profundidades de la plataforma. Allí se encuentran representados todos los tipos de arrecifes, excepción hecha de los arrecifes costeros, dado que existen una serie de deltas que aportan gran cantidad de sedimento terrígeno e impiden su desarrollo.

Aunque los primeros indicios de la existencia de arrecifes de coral en la región aparecen en el Eoceno medio (Brachert *et al.*, 1993), los arrecifes de coral se establecen de un modo claro en el

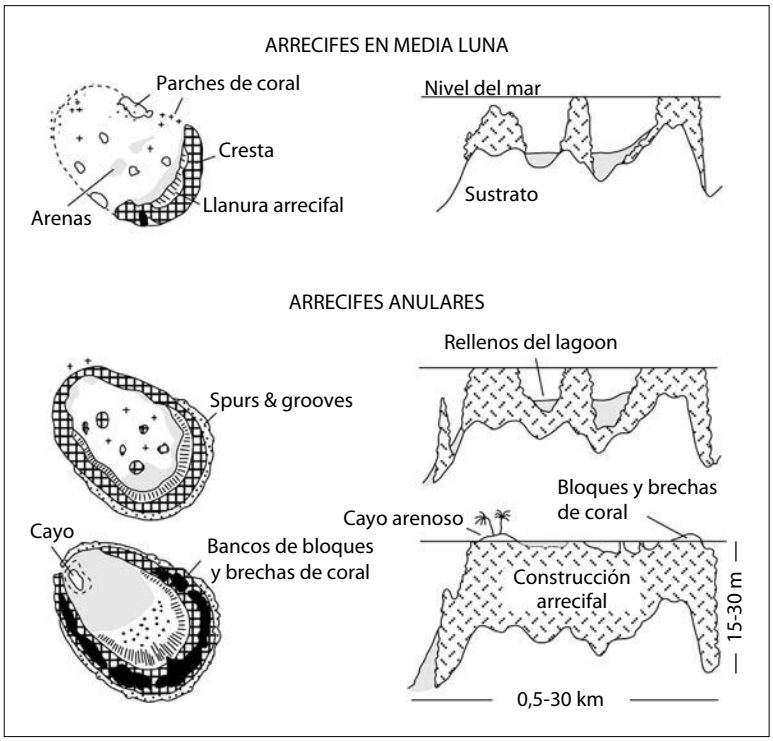


Figura 18.23. Morfologías típicas y estructura interna de los arrecifes de la Gran Barrera. Modificado de Hopley, 1982.

Mioceno inferior. Ello sucede al penetrar la placa Australiana en el cinturón climático tropical en su migración hacia el norte (Davies *et al.*, 1987, 1989), y establecerse, en el borde NE del continente australiano, con carácter más o menos permanente, una corriente cálida hacia el sur, como consecuencia del choque de la placa Australiana con la de Papua-Nueva Guinea (McKenzie y Davies, 1993). La Gran Barrera como tal es, no obstante, un rasgo fisiográfico-biológico relativamente reciente (Davies *et al.*, 1991) y su edad no supera presumiblemente los 600.000 años (Davies y McKenzie, 1993; Alexander *et al.*, 2001). Además se ha visto sometida a las fluctuaciones eustáticas impuestas por las glaciaciones cuaternarias, que la han expuesto periódicamente en las fases glaciales. Los arrecifes actuales se han formado en el último interglacial, mayoritariamente en los últimos 6.500 años (Carter y Johnson, 1986).

Los parches arrecifales, localizados en el interior de la plataforma, son las bioconstrucciones más frecuentes y típicas de la Gran Barrera. Suelen situarse sobre pequeñas mesetas, relicto de antiguos arrecifes cuaternarios. Presentan morfologías diversas, destacando las formas en media luna, con los crecimientos coralinos concentrados fundamentalmente en el margen SE enfrentados a los vientos dominantes (figura 18.23). Si continúa la evolución y crecimiento del arrecife las formas en media luna derivan hacia otras anulares, de trazado elipsoidal (Hopley, 1982). En estos arrecifes los corales bordean todo el conjunto, formando una especie de anillo asimétrico («pseudoatolón»), que encierra en su interior un *lagoon* poco profundo. A sotavento, es frecuente que aparezca en ellos una pequeña isla. Esta isla («cayo») es el resultado de la acumulación de arena y grava bioclásticas en la parte trasera del arrecife, por efecto del oleaje dominante y las tormentas.

Un ejemplo típico de esta clase de arrecifes es el arrecife *One Tree,* perteneciente al grupo Capricornio, situado en la zona meridional de la Gran Barrera. Es uno de los mejor conocidos por tener una estación científica permanente de la Universidad de Sydney. El arrecife *One Tree* tiene forma triangular, con 5 km aproximadamente en dirección E-W y 3 km en dirección N-S. La isla tiene 400 × 250 m y se sitúa en el extremo suroriental del arrecife. Las mareas pueden alcanzar 2 m de rango y los vientos dominantes (alisios) soplan del SE. En él se han descrito cinco áreas fisiográficas (Davies *et al.*, 1976): talud arrecifal, frente arrecifal, borde o cresta coralgal, llanura arrecifal y *lagoons,* a las que se puede añadir el cayo (lámina 18.1.5, figura 18.24).

El talud arrecifal se extiende desde el frente arrecifal hasta una plataforma relicta pleistocena, situada a 20-25 m, y desde ésta desciende hasta unos 60 m, profundidad que presenta en este punto la plataforma de la Gran Barrera (Marshall y Davies, 1981). Sólo los 15 m superiores están abundantemente poblados por corales vivos. En la zona de barlovento la pendiente es muy acentuada y presenta un sistema de canales que descargan las gravas y arenas de coral sobre la plataforma pleistocena. En la zona de sotavento el talud es menos pendiente y son características grandes colonias de coral aisladas (Davies *et al.*, 1976).

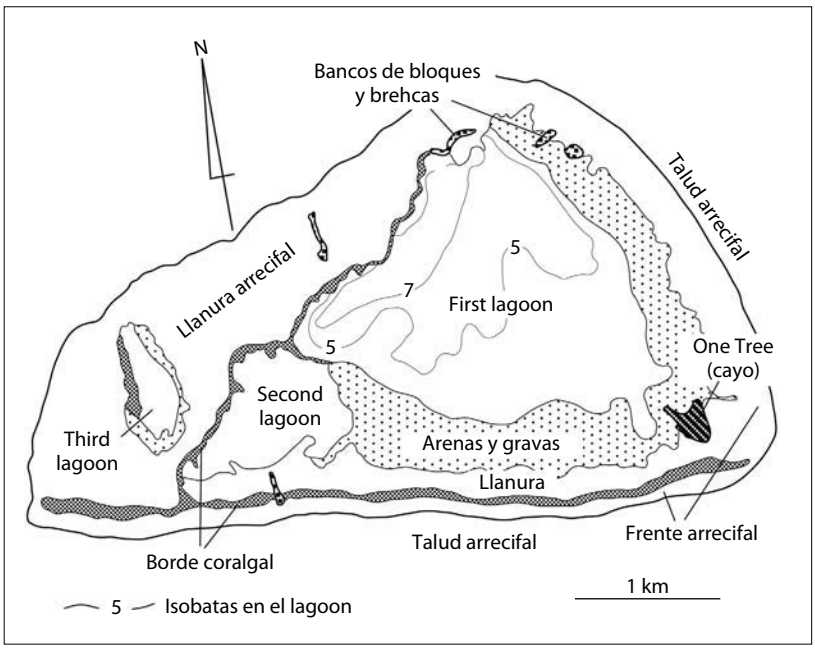


Figura 18.24. Fisiografía del arrecife *One Tree* (Gran Barrera). Modificado de Davies *et al.*, 1976. Batimetría en metros.

El frente arrecifal se extiende desde el nivel medio de marea baja hasta unos 2 a 5 m de profundidad. Los corales, dominados por *Acropora,* cubren la superficie, incidida por un sistema de salientes y canales *(spurs and grooves)* que tiene su continuación pendiente abajo en los canales del talud arrecifal.

El borde o cresta coralgal queda expuesto en la marea baja. En la cara sur del arrecife (barlovento) es una superfice lisa y compacta de unos 25 a 40 m de ancho, cubierta por algas coralinales y algunos corales laminares dispersos (lámina 18.1.3). Sobre ella se acumulan bloques y brechas de coral que en algunos puntos se han estabilizado formando bancos permanentes (Davies *et al.*, 1976). En la cara noroeste (sotavento), la cresta coralgal está compuesta por colonias aplanadas de coral cuyo crecimiento está limitado por el nivel de la marea baja. La superficie superior de las colonias está en muchos casos recubierta por una costra de algas coralinales, que también crecen con formas ramosas entre los corales (lámina 18.1.6).

La llanura es una amplia zona del arrecife que durante la marea baja puede llegar a quedar emergida parcialmente. Las colonias de coral, con tendencia a alinearse paralelamente a la dirección de incidencia de las olas, presentan frecuentemente estructuras de microatolón (lámina 18.1.4). Su superficie superior está limitada por la marea baja y encostrada por algas coralinales. Hacia el lagoon las colonias de coral se hacen más dispersas.

Se diferencian tres *lagoons* (figura 18.24). En el principal *(First Lagoon),* la zona marginal poco profunda (hasta 3 m) del sureste está cubierta por gravas y arenas bioclásticas. Se extiende hasta 10 m de profundidad con el fondo cubierto por barro calcáreo. En este *lagoon* se encuentran numerosos parches de coral de dimensiones variables (lámina 18.1.7), alineados y formando una trama reticulada en la mitad sur, más grandes (hasta 70 m de diámetro) y aislados en la mitad norte. El crecimiento vertical de estos parches puede alcanzar la marea baja y su superficie superior aparece también encostrada por algas coralinales. En cada marea baja el *lagoon* es aislado por el borde coralgal y su nivel permanece más alto que el océano circundante (Davies *et al.*, 1976). El cayo, o isla de *One Tree,* es un banco estabilizado de bloques y brechas de coral, cubierto por vegetación.

Fósiles: ejemplos del Neógeno de las cordilleras Béticas

En el Neógeno de las cordilleras Béticas aparecen arrecifes de coral en el Langhiense superior, Tortoniense inferior, Tortoniense superior y Messiniense (Esteban *et al.*, 1996). Estos arrecifes reflejan episodios climáticos de carácter tropical/subtropical que se suceden y alternan en el tiempo con otros de carácter templado (Martín y Braga, 1994; Sánchez-Almazo *et al.*, 2001; Martín *et al.*, 2009). De muchos de estos arrecifes existen modelos sedimentarios completos, y en cierta medida particulares, que detallaremos más adelante.

Los arrecifes langhienses están constituidos por un consorcio de corales y ostreidos (Braga *et al.*, 1996b). En los del Tortoniense superior lo más significativo es su estrecha asociación a sedimentos terrígenos (Santisteban y Taberner, 1988; Martín *et al.*, 1989; Braga *et al.*, 1990). En ellos hay ya una baja diversidad de corales, que se hace muy patente en los messinienses.

La progresiva disminución de diversidad en los arrecifes neógenos de la cordillera Bética, hasta su total desaparición al final del Messiniense, forma parte de una pauta general observable en el conjunto del Mediterráneo occidental (Chevalier, 1961, 1977; Esteban, 1979, Rosen, 1999), que es consecuencia de un deterioro climático (enfriamiento) (Zachos *et al.*, 2001) a escala global.

Arrecifes de corales y ostreidos

Son parches de pequeña entidad (3-4 m de altura y unos 20 m de dimensión máxima) desarrollados en un contexto de plataforma abierta, poco profunda, por delante de una zona de barras (*shoals* calcareníticos) (figura 18.25). En ellos el coral más abundante es *Heliastrea,* con crecimientos en forma troncocónica de hasta 1-2 m de altura. Se encuentran también frecuentes *Mussismilia, Porites,* y *Tarbellastraea*. El sedimento entre parches, que envuelve asimismo a las colonias de coral, es un limo, localmente muy bioclástico. Rodeando a los corales aparece *Hyotissa squarrosa*. Este ostreido forma empalizadas verticales, a veces adosadas directamente a los corales (figura 18.25), y se preserva frecuentemente con las dos valvas articuladas, en posición de vida.

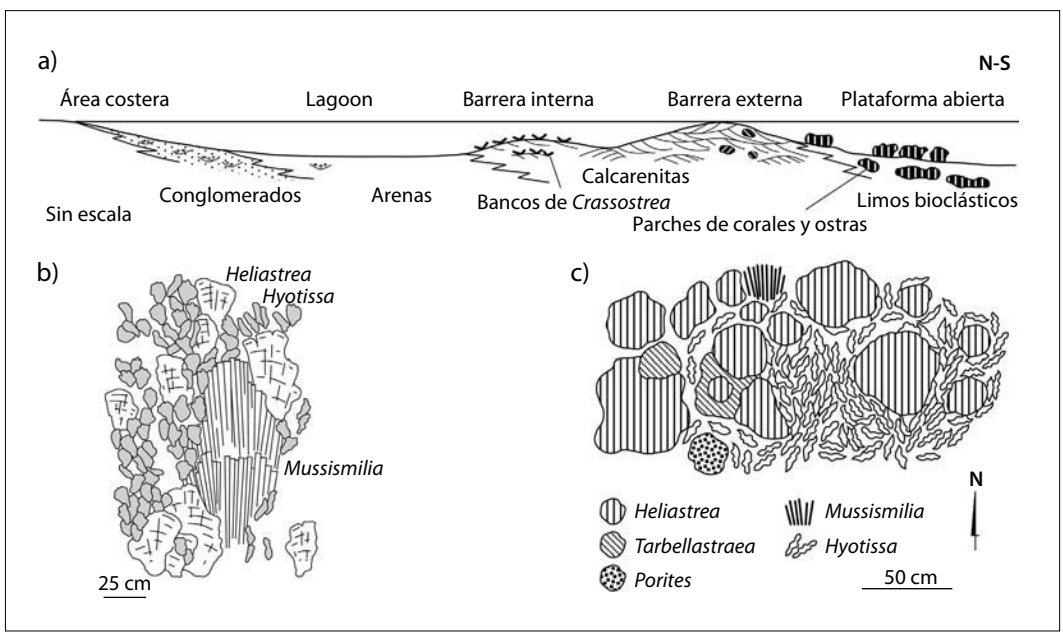


Figura 18.25. Arrecifes de corales y ostreidos del Mioceno medio de la cordillera Bética. A: modelo sedimentario. B: corte vertical mostrando la estructura interna, con los ostreidos directamente adosados a los corales y/o formando empalizadas verticales. C: detalle de uno de los parches visto en planta. Modificado de Braga *et al.*, 1996b.

Aunque *Hyotissa* aparece entre los corales en los arrecifes actuales del Pacífico (Morton, 1983) y en los del Tortoniense superior del SE de España (Jiménez *et al.*, 1991) como elemento constructor minoritario, solamente en este ejemplo del Mioceno medio alcanza proporciones significativas en la construcción (hasta el 70%).

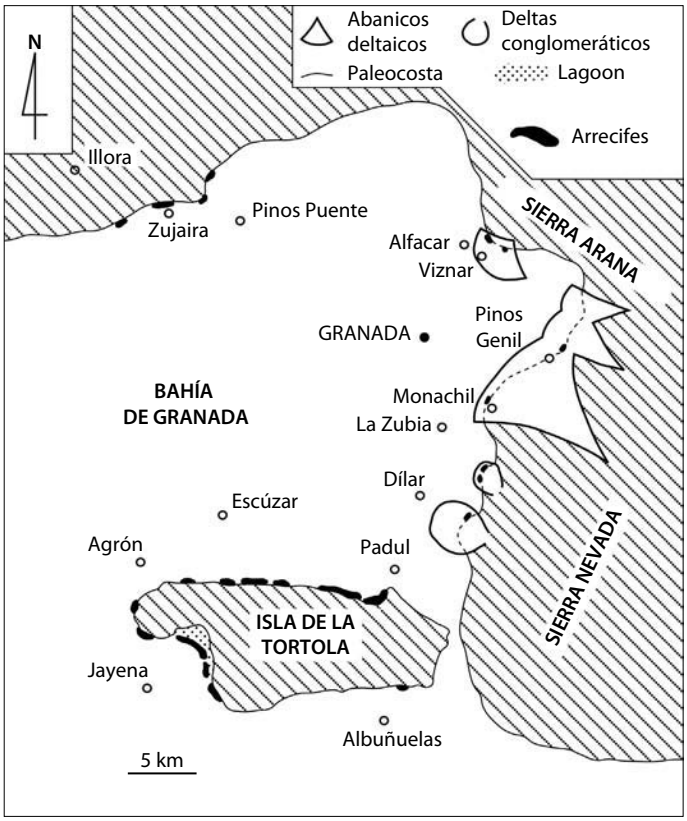


Figura 18.26. Paleogeografía de la Depresión de Granada en el Tortoniense superior. Modificado de Braga *et al*., 1990.

Arrecifes de coral ligados a contextos terrígenos

En el Tortoniense superior de la cordillera Bética, hay ejemplos espectaculares de arrecifes de coral asociados a sistemas deposicionales terrígenos, a veces de notable envergadura, en las cuencas de Fortuna (Santisteban y Taberner, 1988), Almanzora (Martín *et al*., 1989) y Granada (Braga *et al*., 1990), todo ellos desarrollados en un contexto climático de semiárido a árido (Braga *et al*., 1990). Son parches arrecifales (de decenas a varios cientos de metros de extensión y hasta varias decenas de metros de potencia) constituidos esencialmente por *Porites* y *Tarbellastraea*, con *Platygyra, Siderastrea* y *Palaeoplesiastraea* como corales secundarios más característicos (Martín *et al*., 1989). Estos parches se localizan en abanicos deltaicos (los mejores ejemplos se encuentran en la Depresión de Granada: Braga *et al*., 1990; figuras 18.26 y 18.27) y deltas, tanto arenosos como conglomeráticos. Ejemplos de arrecifes en contextos deltaicos se encuentran en la cuenca de Fortuna (Santisteban y Taberner, 1988) y, a menor escala, en cuencas del Almanzora (Martín *et al*., 1989) (figura 18.28) y Granada (Braga *et al*., 1990) (figura 18.26).

Los asociados a abanicos deltaicos suelen aparecer en sus zonas marginales (figura 18.26), con los corales implantados directamente sobre conglomerados (acumulados por *debris flows*) (lámina 18.2.7). Allí, los períodos de recurrencia entre las sucesivas avalanchas conglomeráticas fueron lo suficientemente amplios como para permitir el desarrollo de arrecifes de pequeña entidad. Éstos son enterrados por los conglomerados y/o destruidos parcialmente cada vez que se produce una nueva avalancha, dando paso a nuevas recolonizaciones y repeticiones del proceso, hasta que finalmente la sedimentación conglomerática se hace más continua en ese punto y cesa el crecimiento del arrecife. Las geometrías de detalle de los cuerpos arrecifales son tremendamente complejas, ya que resultan de la interacción de los procesos arriba mencionados y las complicaciones adicionales introducidas por las oscila-

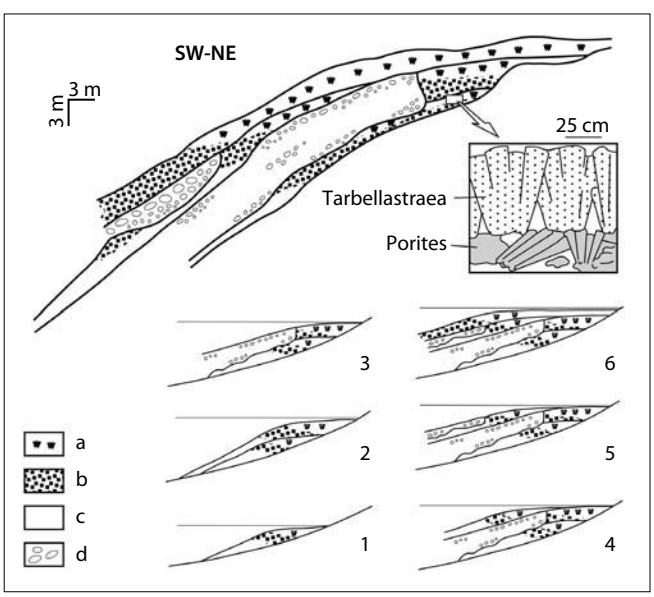


Figura 18.27. Arrecifes de Monachil (Tortoniense superior, Depresión de Granada). Estructura de detalle del parche inferior que muestra una historia compleja con: 1) fase inicial de crecimiento; 2) ascenso relativo, con carácter pulsacional, del nivel del mar y crecimiento de nuevo del arrecife; 3) avalanchas de conglomerados que inciden oblicuamente sobre el arrecife y lo erosionan parcialmente; 4) reanudación del crecimiento arrecifal; 5) nuevas entradas de conglomerados, y 6) ascenso pulsacional y crecimiento final del arrecife a un nivel topográfico superior. a: Armazón. b: Brechas de coral. c: Calcarenitas del talud. d: Conglomerados y arenas. Internamente la construcción muestra ciclos *Porites-Tarbellastraea* como el que se detalla en el recuadro. Modificado de Braga *et al*., 1990.

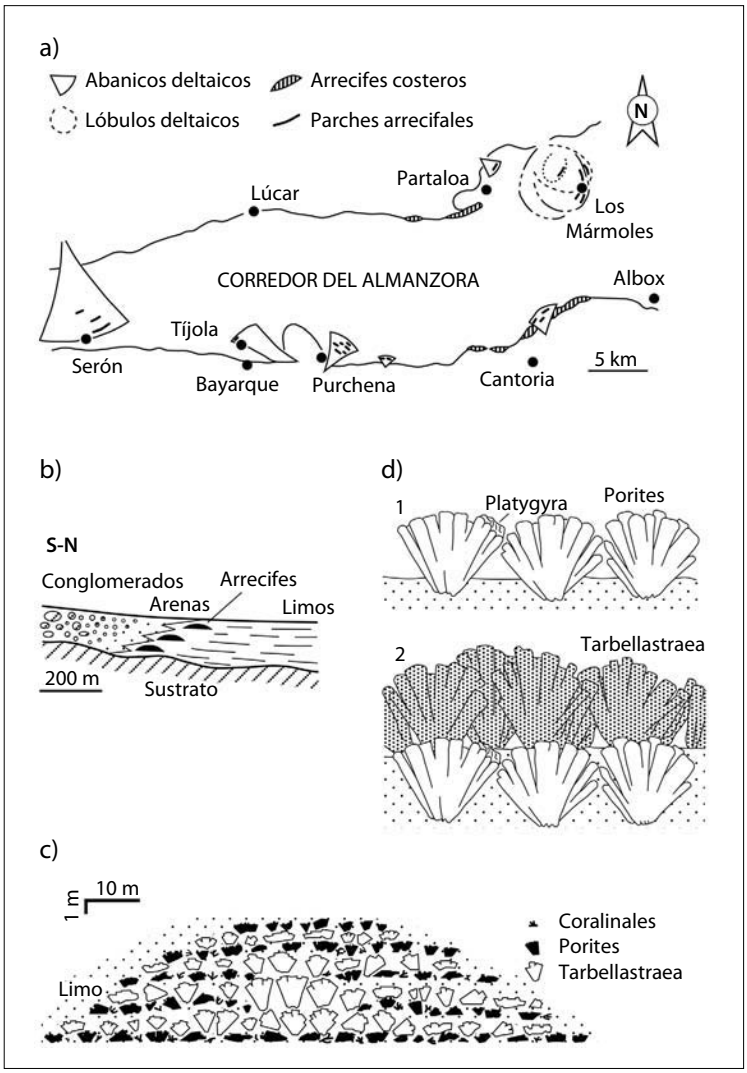


Figura 18.28. Arrecifes del Tortoniense superior del Corredor del río Almanzora. a) Paleogeografía. b) Posición de los parches de Purchena en el frente del abanico. c) Estructura de detalle de uno de los parches. d) Ciclicidad interna con los *Porites* asociados a la fase inicial de colonización, rica en limo, y sobre ellos los niveles de *Tarbellastraea*. En la zona central del parche aparece mayoritariamente *Tarbellastraea*. Modificado de Martín *et al.*, 1989.

ciones relativas de nivel de mar (Braga *et al.*, 1990) (figura 18.27). Los parches arrecifales asociados a abanicos deltaicos en la cuenca del río Almanzora, en concreto los del abanico de Purchena (Martín *et al.*, 1989), se sitúan en el frente del abanico, en una zona donde el dominio corresponde ya a la sedimentación limosa (figura 18.28).

Los arrecifes asociados a deltas se instalan generalmente sobre lóbulos abandonados, o en zonas no activas de los mismos, en la zona de cambio de pendiente de la parte alta del frente deltaico (Santisteban y Taberner, 1988; Martín *et al.*, 1989). Con menor frecuencia, aparecen también en el interior de los canales que surcan la parte alta del frente deltaico. Un ejemplo de esta última situación lo encontramos en la cuenca de Granada en relación con deltas conglomeráticos. Los crecimientos coralinos, en este caso de pequeña envergadura y mayoritariamente de *Porites,* se implantan directamente sobre los conglomerados de los canales y son posteriormente retrabajados y recubiertos por los mismos, cuando los canales vuelven a ser activos (Braga *et al.*, 1990).

En los arrecifes del Tortoniense superior del río Almanzora, independientemente de que se trate de arrecifes costeros o se encuentren asociados a deltas o a abanicos deltaicos, y en muchos de los arrecifes de la cuenca de Granada, un carácter común es la existencia de una ciclicidad interna, con niveles de *Porites* y niveles de *Tarbellastraea* alternantes (figuras 18.27 y 18.28). Esta ciclicidad *Porites/Tarbellastraea* ha sido interpretada por Martín *et al.* (1989) como una sucesión ecológica, en la que los *Porites* representan la fase de colonización y *Tarbellastraea* la de clímax. Abundantes crecimientos de algas coralinales de forma ramosa (Braga y Martín, 1988) acompañan, a veces, a los *Porites* en la etapa inicial, que tiene, además, una mayor diversidad de generos de corales (Martín *et al.*, 1989). En estos arrecifes, cada vez que hay una entrada brusca de terrígenos (conglomerados, arenas o limos, en función de la distancia a los puntos de aporte) se interrumpe el crecimiento arrecifal. Cuando la intensidad de sedimentación de los siliciclásticos disminuye sensiblemente, *Porites* se instala sobre ellos y, una vez que cesa la sedimentación siliciclástica, *Tarbellastrea* se hace dominante (figura 18.28).

Biohermos en rampas

Este tipo de bioconstrucciones aparecen bien representadas en la unidad arrecifal inferior del Messiniense. Son pináculos (biohermos) constituidos esencialmente por corales, *Porites* y *Tarbellastraea* y, en menor medida, *Siderastrea*. Todos ellos están localmente encostrados por

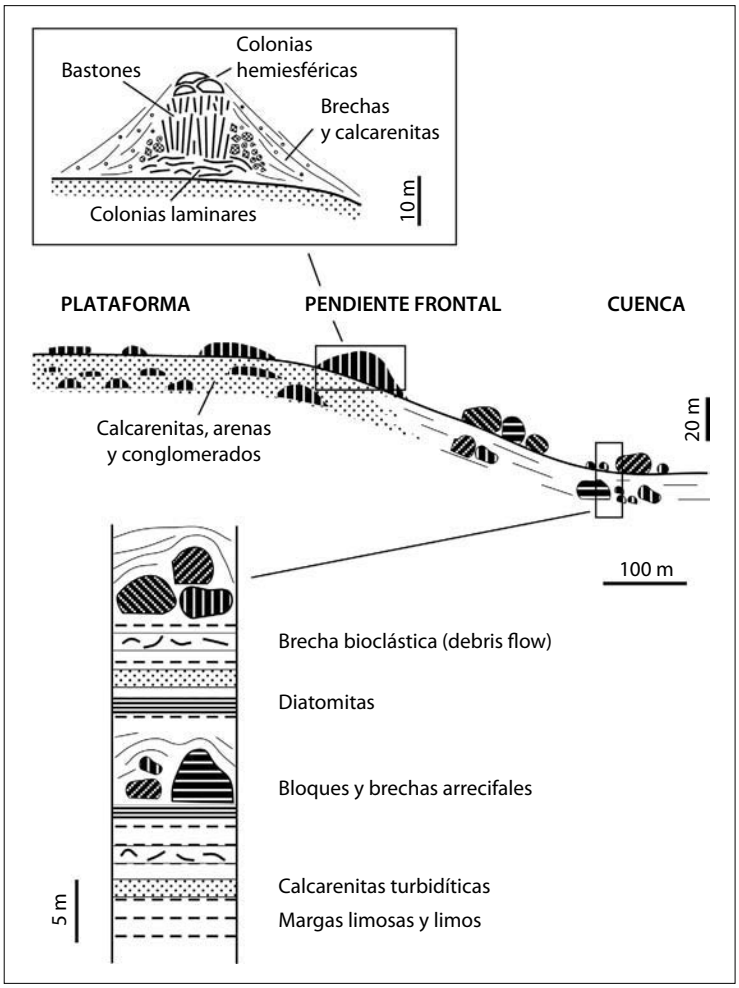


Figura 18.29. Biohermos del Messiniense de Almería. Modelo sedimentario y estructura interna.

estromatolitos. En las partes profundas de la construcción dominan las colonias en forma de plato con pequeñas prolongaciones digitiformes; en las intermedias las colonias en forma de bastón y a techo los cabezos hemiesféricos. Aunque predominan las colonias en posición de vida, existen otras muchas volcadas, lo que confiere un cierto aspecto caótico al interior del arrecife. En los flancos, junto a las brechas de coral, son frecuentes los acúmulos de *Halimeda,* bivalvos, serpúlidos y algas coralinales (figura 18.29).

El modelo sedimentario corresponde a una plataforma con pendiente frontal, con los mayores biohermos, pináculos de hasta 20 m de altura y 50 m de diámetro, localizados junto a la zona de ruptura de pendiente, en el borde mismo de la plataforma (figura 18.29). La inestabilidad de la pendiente hace que con frecuencia estas bioconstrucciones se vuelquen y se deslizen pendiente abajo, acumulándose como grandes olistolitos en las partes más distales de la misma, en la zona de transición a la cuenca (Martín y Braga, 1990, 1993) (figura 18.29).

Arrecifes de corales-estromatolitos

Constituyen los arrecifes messinienses típicos. Están formados casi exclusivamente por *Porites* (con presencia muy local de *Siderastrea*), fuertemente encostrados por estromatolitos (figura 18.30). Se sitúan inmediatamente por debajo («arrecife costero») o por encima («parches del Complejo Terminal») de las evaporitas messinienses (Riding *et al.*, 1991a; Martín y Braga, 1994). La descripción que sigue se refiere a los arrecifes costeros, que son, con mucho, los mejor representados.

Estos últimos se extienden como franjas continuas a lo largo de decenas de kilómetros (Dabrio y Martín, 1978; Dabrio *et al.*, 1981). La construcción prograda sobre sus propios taludes (lámina 18.2.8) en distancias que superan el kilómetro (Dabrio *et al.*, 1981; Braga y Martín, 1996).

En los taludes cabe distinguir un talud superior, con predominio de brechas y bloques de coral, junto a *Halimeda*, bivalvos y serpúlidos, un talud intermedio, caracterizado por calcarenitas bien estratificadas con abundantes restos de *Halimeda,* algas rojas, serpúlidos, bivalvos y briozoos (Dabrio *et al.*, 1981; Mankiewicz, 1988), y un talud distal, con calcisiltitas finamente laminadas que transicionan a margas limosas de cuenca (figura 18.9).

La morfología de conjunto de estos arrecifes, excepcionalmente bien preservada en el ejemplo de Níjar (Dabrio *et al.*, 1981), es esencialmente construccional, con sistemas de drenaje muy bien desarrollados y la bioconstrucción s. str. localizada en contrafuertes *(butresses)* en la parte frontal del arrecife (figura 18.8). En detalle, los contrafuertes están compuestos por crecimientos de menor entidad (pináculos) de hasta 10-15 m de altura y 15 m de diámetro (lámina 18.2.9), situados directamente sobre brechas y bloques de coral. Todo el sistema aparece

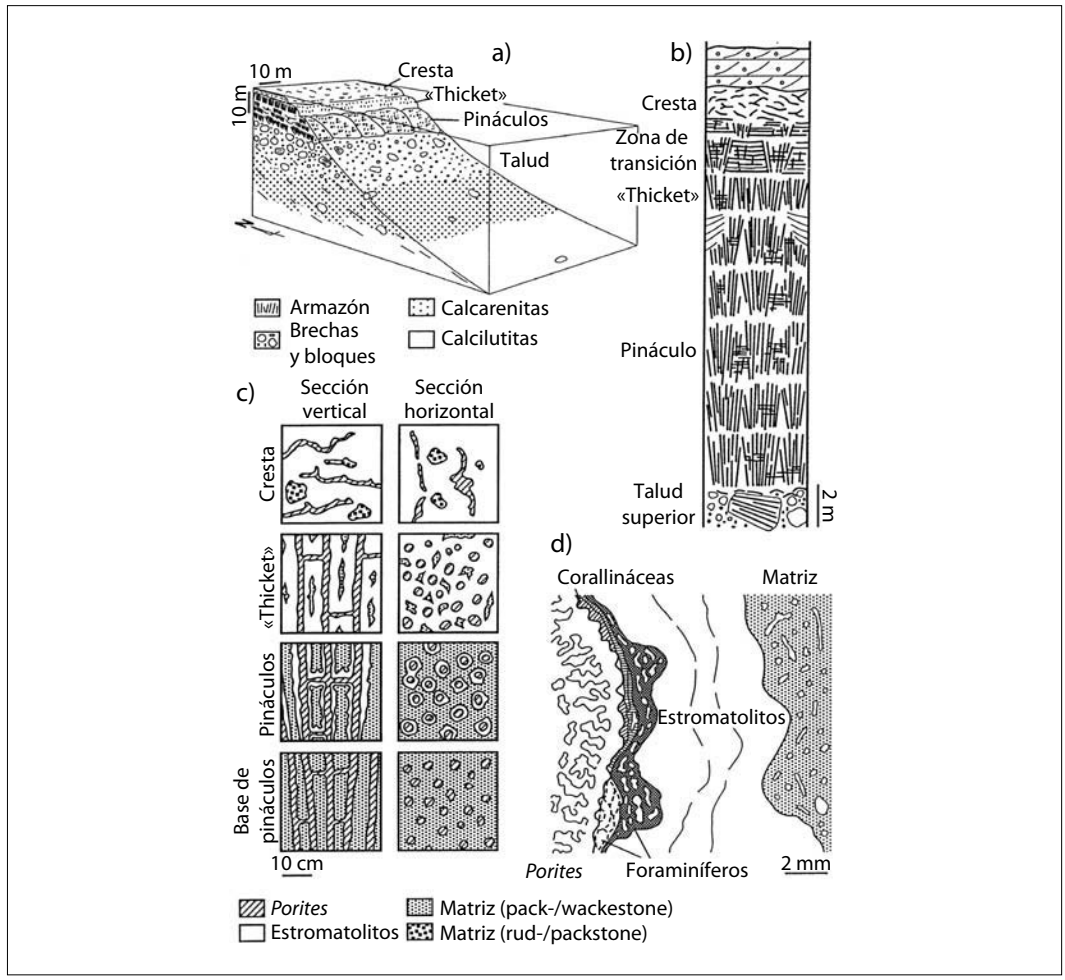


Figura 18.30. Estructura interna de los arrecifes Messinienses de Almería. a) Detalle de uno de los contrafuertes mostrando la zonación pináculos-*thicket*-cresta. b) Corte vertical del arrecife con la morfología de las colonias de *Porites* típica de cada una de estas tres zonas. c) Relaciones *Porites*-estromatolitos-sedimento interno (matriz), a escala de afloramiento. d) Ídem en lámina delgada. Modificado de Riding *et al.*, 1991a.

coronado por un crecimiento biostromal muy continuo, de unos 5 m de espesor, el *thicket* (Dabrio *et al.*, 1981), sobre el que se sitúa la cresta arrecifal con espesores equivalentes (Riding *et al.*, 1991a) (figura 18.30a).

En los pináculos y el *thicket* dominan los crecimientos verticales de *Porites* en formas de finos bastones (1-3 m de largo y 2-3 cm de espesor) (lámina 18.2.9), conectados por delgados crecimientos horizontales. En la cresta *Porites* aparece como láminas finas (de centimétricas a milimétricas), de trazado muy irregular (figura 18.30b). Los estromatolitos se desarrollan como costras alrededor de los corales (lámina 18.2.10) y su presencia se hace cada vez más importante, en lo que a proporciones volumétricas se refiere, hacia el techo de la construcción. En la cresta se hacen claramente dominantes (figura 18.30c) y representan hasta un 80%, con costras de hasta 15 cm de espesor (Riding *et al.*, 1991a).

Estos arrecifes crecieron en un ambiente marino normal, como lo demuestra la biota asociada de *Halimeda*, coralináceas y equínidos (Riding *et al.*, 1991a). Se trata de arrecifes muy marginales, situados en el límite del cinturón tropical, por lo que tienen muy baja diversidad de corales (Martín y Braga, 1994).

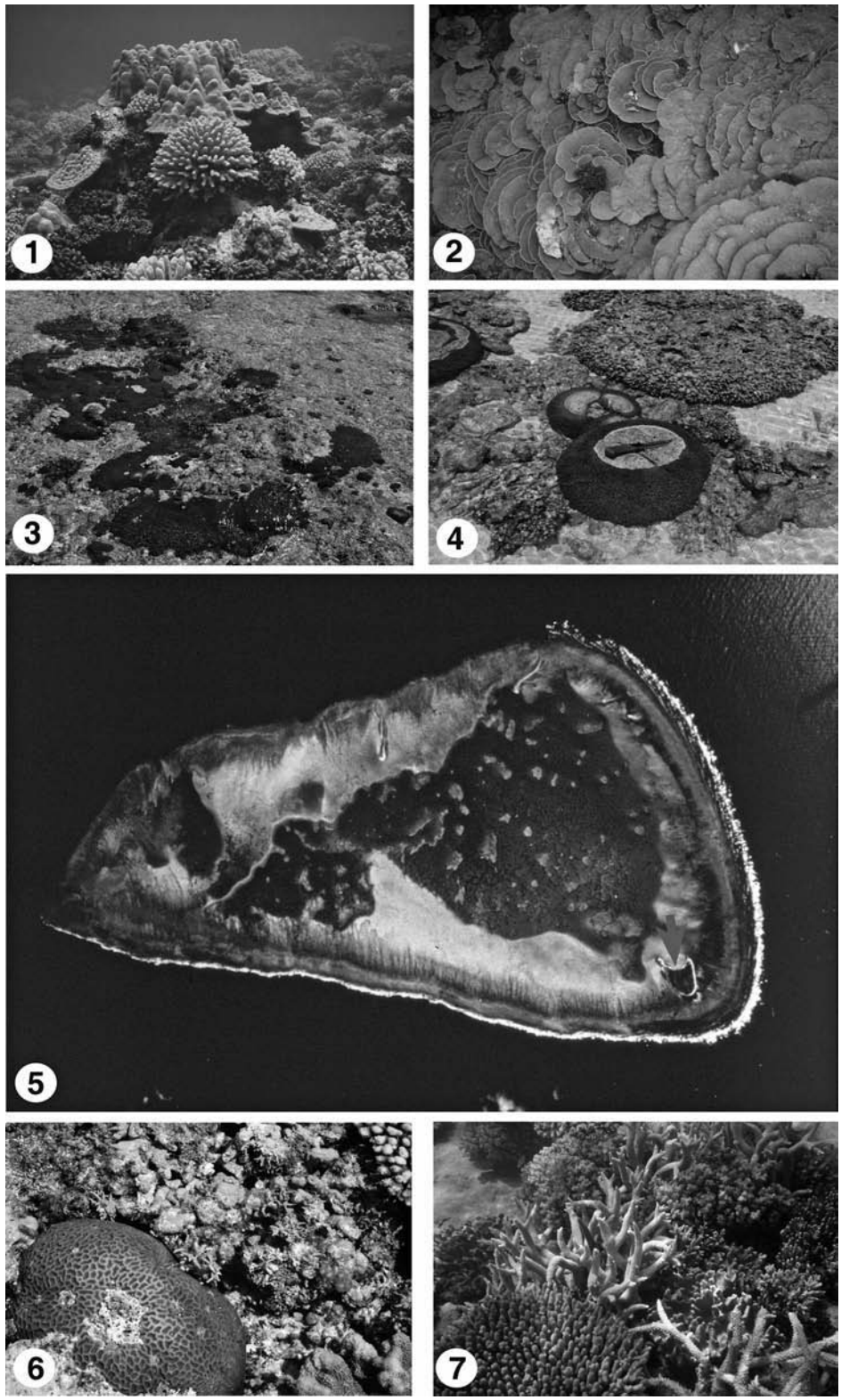


Lámina 18.1. Arrecifes: ejemplos actuales.

18.1.1. Colonias de coral en un espolón de la pared del arrecife barrera del norte de *Moorea* (Polinesia Francesa), a unos 10 m de profundidad. La altura del grupo central de colonias es aproximadamente 1 m.

18.1.2. Colonias de coral laminares vistas desde arriba, en la base de la pared del arrecife barrera del norte de Moorea (Polinesia Francesa), a unos 30 m de profundidad. La anchura de la imagen es aproximadamente 2 m.

18.1.3. Colonias de coral laminares (colores marrones) en la cresta arrecifal (también llamada borde coralgal) de barlovento del arrecife *One Tree*. La cresta, que está al nivel medio de la marea baja (NMMB), está cubierta, sobre todo, por algas rojas (colores rosados). La anchura de la imagen es aproximadamente 1 m.

18.1.4. Colonias de coral masivas y ramosas con estructura de microatolón. El crecimiento vertical está limitado por el NMMB. Estas colonias crecen sobre arenas bioclásticas en el arrecife *One Tree*. El cuchillo mide unos 20 cm.

18.1.5. Foto aérea del arrecife *One Tree*, del grupo Capricornio en el sur de la Gran Barrera Arrecifal Australiana. Obsérvese que la espuma de las olas marca muy bien la zona de barlovento, batida por las olas inducidas por los vientos alisios del SE. En contraste, la zona de sotavento (NO) está en calma. Esta situación se repite la mayoría de los días del año. Obsérvese la alineación de las colonias de coral en la llanura arrecifal. Los cuerpos de color amarillo son gravas y arenas, procedentes de la destrucción de las crestas arrecifales que invaden los *lagoons* y el talud de sotavento. Hay bancos de acumulación de brechas de coral, entre los que destaca el de la isla (cayo), colonizada por la vegetación, ya que es el único punto del arrecife continuamente emergido (flecha roja). Los *lagoons* están parcialmente ocupados por parches de coral, que en parte alcanzan el NMMB. El lado sur (inferior) del arrecife mide unos 5 km de largo. Ver figura 18.25 para más detalles.

18.1.6. La cresta arrecifal (también llamada borde coralgal) de sotavento del arrecife *One Tree* está formada por corales y algas coralinales (colores rosados y violetas) cuyo crecimiento vertical también viene limitado por el NMMB. La anchura de la imagen es aproximadamente 40 cm.

18.1.7. En las tranquilas e iluminadas aguas del *lagoon* el crecimiento de coral es exuberante. Arrecife *One Tree*. La anchura de la imagen es aproximadamente 1 m.

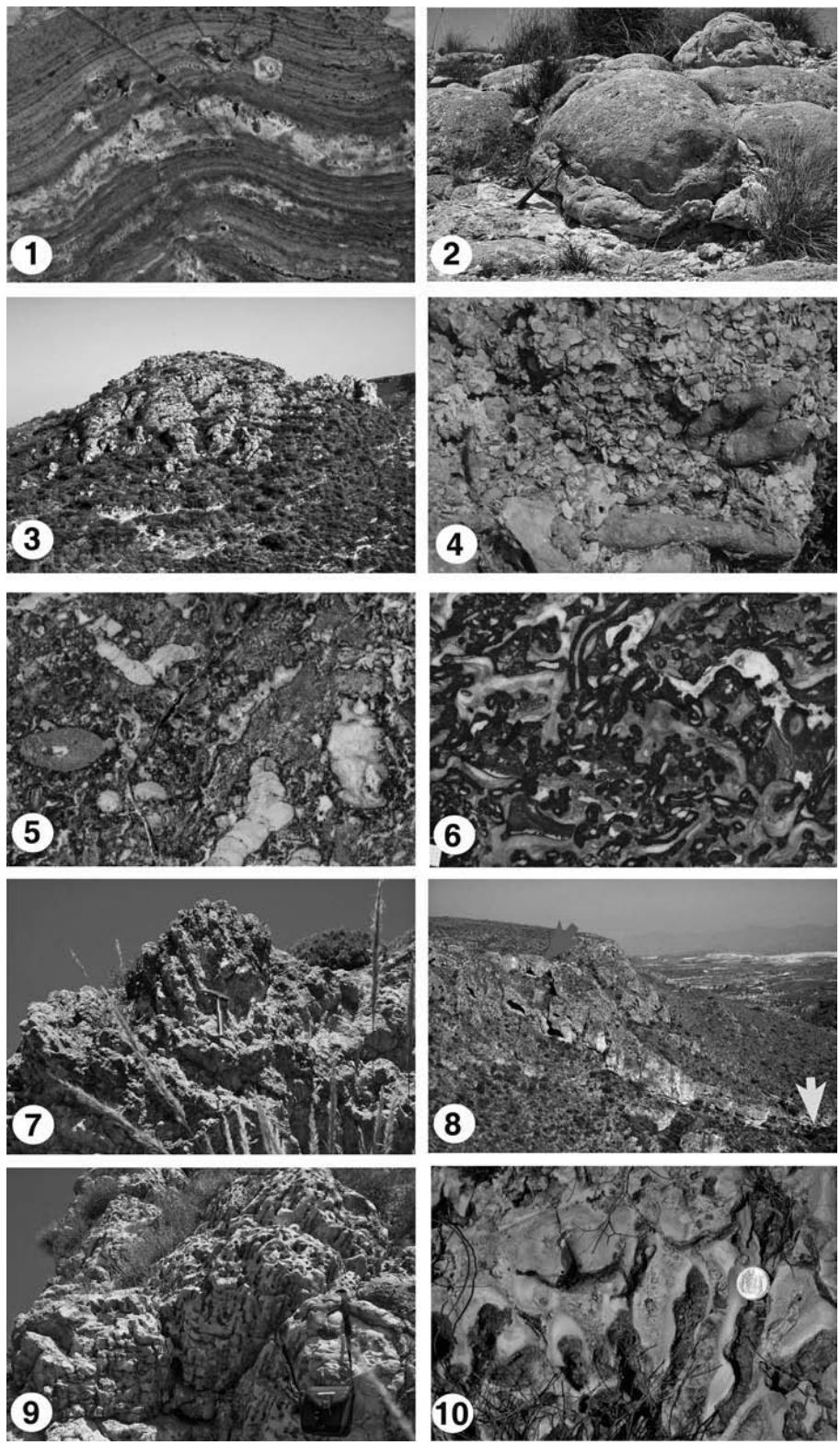


Lámina 18.2. Arrecifes: ejemplos fósiles.

18.2.1. Estructura interna laminada típica de un estromatolito. Mioceno superior, Montevives, cuenca de Granada. La anchura de la imagen es de unos 10 cm.

18.2.2. Domos microbianos compuestos por estromatolitos y trombolitos. Messiniense Terminal, Níjar, Almería. El martillo mide 33 cm.

18.2.3. Biohermo (pináculo) de *Halimeda*. Este arrecife está construido mayoritariamente por una acumulación de segmentos del alga verde *Halimeda* y algunas colonias del coral *Porites*. Messiniense, Hueli, cuenca de Sorbas, Almería.

18.2.4. Facies típica de un biohermo de *Halimeda*. Segmentos (placas) de este alga, originalmente calcificados en aragonito, ahora ya transformados a calcita y colonias de *Porites* (en forma de palo). Messiniense, Hueli, Almería. La anchura de la imagen es de unos 20 cm.

18.2.5. Facies de un arrecife de esponjas calcáreas del Triásico medio de la Cordillera Bética (Las Juntas, Sierra de Baza). Presentan una textura *bafflestone* en la que las esponjas (fósiles visibles con cámaras separadas) flotan en sedimento bioclástico. La anchura de la imagen es de unos 6 cm.

18.2.6. Facies de un arrecife de serpúlidos, carbonato microbiano y cementos del Triásico superior de la Cordillera Bética (Cahorros de Monachil, Sierra Nevada). Los serpúlidos (tubos calcáreos) están rodeados de micrita microbiana (manchas negras que rodean los tubos) formando un *boundstone* cuyos huecos se rellenan de cementos submarinos. La anchura de la imagen es de unos 10 cm.

18.2.7. Colonia de coral (*Tarbellastraea*) sobre conglomerados en un parche arrecifal desarrollado entre sedimentos de un abanico deltáico. Tortoniense superior, Monachil, cuenca de Granada. La anchura de la imagen es de unos 2 m.

18.2.8. Últimos episodios de progradación del arrecife costero messiniense de Cariatiz, cuenca de Sorbas, Almería. Las clinoformas en forma de cuña corresponden a distintos episodios de crecimiento arrecifal. En la clinoforma que destaca en el centro de la foto, como en otras, en el extremo superior aparece el armazón arrecifal (flecha roja) y, sucesivamente pendiente abajo, las brechas del talud superior que pasan a gravas y calcarenitas del talud medio, que a su vez cambian lateralmente a limos y margas del talud distal/cuenca (flecha amarilla).

18.2.9. Colonias de *Porites* en los pináculos que conforman la base del armazón del arrecife costero de Cariatiz. Las colonias de coral, en forma de bastones alargados, originalmente de aragonito, están disueltas en la zona más superficial del afloramiento y destacan como «huecos» entre el carbonato microbiano. La anchura de la imagen es de unos 2 m.

18.2.10. Detalle del armazón del arrecife costero de Cariatiz, formado por colonias de *Porites* (parcialmente lixiviados) rodeadas de micrita microbiana (colores blanquecinos con halos grises). Los espacios dejados por corales y micrita se rellenaron por un sedimento interno bioclástico. La moneda mide 2 cm de diámetro.

BIBLIOGRAFÍA

Abate, B.; Catalano, R.; D'Argenio, B.; Di Stefano, P. y Riccobono, B. (1977): Relationship of algae with depositional environments and faunal assemblages of the Panormide Carbonate Platform, Upper Triassic, Northwestern Sicily. En E. Flügel (ed.), *Calcareous algae*. Springer, Berlin, 301-313.

Acosta, P.; García-Hernández, M. y Checa, A. (1988): Biohermos de esponjas y estromatolitos en la secuencia transgresiva oxfordiense de la Sierra de Cazorla. *Geogaceta,* 5, 36-39.

Adey, W. H. (1978): Coral reef morphogenesis: a multidimensional model. *Science,* 202, 831-837.

Adey, W. H.; Townsend, R. A. y Boykins, W. T. (1982): The crustose coralline algae of the Hawaiian Archipelago. *Smith. Contrib. mar. Sci.,* 15, 1-74.

Alexander, I.; Andres, M.; Braithwaite, C.; Braga, J. C.; Cooper, M. J.; Davies, P. J.; Elderfield, H.; Gilmour, M. A.; Kay, R. L. F.; Kroon, D.; McKenzie, J.; Montaggioni. L.; Skinner, A.; Thompson, R.; Vasconcelos, C.; Webster. J. y Wilson, P. (2001): New constraints on the origin of the Australian Great Barrier Reef: results from an international project of deep coring. *Geology,* 29, 483-486.

Andre, J. P.; Saint-Martin, J. P.; Moissette, P.; García, F.; Cornee, J. J. y Ferrandini, M. (2004): An unusual Messinian succession in the Sinis Peninsula, western Sardinia, Italy. *Sediment. Geol.,* 167, 41-55.

Aurell, M. y Bádenas, B. (1997): The pinnacle reefs of Jabaloyas (Late Kimmeridgian, NE Spain): vertical zonation and associated facies related to sea level changes. *Cuad. Geol. Ibérica,* 22, 37-64.

Bassi, D. (1998): Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the late Eocene of northern Italy (Calcare di Nago, Trento). *Facies,* 39, 179-202.

Bersán, R. y Aurell, M. (1997): Origen y desarrollo de los montículos de esponjas y algas del Bajociense superior de Ricla (Cordillera Ibérica Septentrional). *Cuad. Geol. Ibérica,* 22, 65-80.

Beus, S. S. (1980): Devonian serpulid bioherms in Arizona. *J. Paleontol.* 54, 1125-1128.

Bosellini, A. (1972): Paleoecologia dei calcari a *Lithiotis* (Giurass. inf., Prealpi Venete). *Riv. ital. Paleont. Stratigr.,* 78, 441-464.

Bosellini, F. R.; Russo, A. y Vescogni, A. (2001): Messinian reef-building assemblages of the Salento Peninsula (southern Italy): palaeobathymetric and palaeoclimatic significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 175, 7-26.

Bosence, D. W. J. (1973): Recent serpulid reefs, Connemara, Eire. *Nature,* 242, 40-41.

— (1979): The factors leading to aggregation and reef formation in *Serpula vermicularis* L. En G. Larwood y B. R. Rosen (eds.), *Biology and systematics of colonial organisms*. Academic Press, London, 299-318.

— (1985): The «Coralligène» of the Mediterranean -a Recent analog for Tertiary coralline algal limestones. En D. F. Toomey y M. H. Nitecki (eds.), *Paleoalgology: contemporary research and applications*. Springer, Berlín, 216-225.

— (1995): Anatomy of a Recent biodetrital mud-mound, Florida Bay, USA. En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. G. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 23, 475-493.

Bosence, D. W. J. y Pedley, H. M. (1982): Sedimentology and palaeoecology of a Miocene coralline algal biostrome from the Maltese Islands. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 38, 9-43.

Brachert, T. C.; Buggisch, W.; Flügel, E.; Hüssner, H. M.; Joachimski, M. M.; Tourneur, F. y Walliser, O. H. (1992): Controls of mud mound formation: the Early Devonian Kess-Kess carbonates of the Hamar Laghdad, Antiatlas, Morocco. *Geol. Rundschau,* 81, 15-44.

Brachert, T. C.; Betzler, C.; Davies, P. y Feary, D. A. (1993): Climatic change: control of carbonate platform development (Eocene-Miocene, Leg 133, northeast Australia). *Proc. ODP, Sci. Results,* 133, 291-300.

Braga, J. C.; Jiménez, A. P.; Martín, J. M. y Rivas, P. (1996): Coral-oyster reefs (Middle-Miocene), Murchas, Granada, Southern Spain. En E. K. Franseen, M. Esteban, B. Ward y J. M. Rouchy (eds.), *Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series* 5, 131-139.

Braga, J. C. y López-López, J. R. (1989): Serpulid bioconstructions at the Triassic-Liassic boundary in southern Spain. *Facies,* 21, 1-10.

Braga, J. C. y Martín, J. M. (1987): Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías alpujárride. *Cuad. Geol. Ibérica,* 11, 475-489.

— (1988): Neogene coralline-algal growth-forms and their palaeoenvironments in the Almanzora river valley (Almería, S.E. Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 67, 285-303.

— (1996): Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatiz reef, Sorbas Basin, SE Spain). *Sediment. Geol.,* 107, 61-81.

— (2000): Subaqueous siliciclastic stromatolites. A case history from late Miocene beach deposits in the Sorbas Basin of SE Spain. En R. E. Riding y S. W. Awramik (eds.), *Microbial Sediments.* Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 226-232.

Braga, J. C.; Martín, J. M. y Alcalá. B. (1990): Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain). *Sediment. Geol.,* 66, 135-150.

Braga, J. C.; Martín, J. M. y Riding, R. (1995): Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios,* 10, 347-361.

— (1996a). Internal structure of segment reefs: *Halimeda* algal mounds in the Mediterranean Miocene. *Geology,* 24, 35-38.

Braga, J. C.; Martín, J. M. y Quesada, C. (2003): Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology,* 50, 1-3, 3-26.

Brandner, R. y Resch, W. (1981): Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 30, 203-231.

Brown, B. E. (1997): Disturbances to reefs in recent times. En C. Birkeland (ed.), *Life and Death of Coral Reefs*. Chapman and Hall, New York, 354-379.

Broglio-Loriga, C. (1984): Paléoécologie des bioconstructions du faciès à *Lithiotis* du Lias. En J. Geister y R. Herb. (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 20.1-20.14.

Brunton, F. R. y Copper, P. (1994): Paleoecologic, temporal, and spatial analysis of Early Silurian Reefs of the Chicotte Formation, Anticosti Island, Quebec, Canada. *Facies,* 31, 57-80.

Burchette, T. (1988): Tectonic control on carbonate platform, facies distribution and sequence development: Miocene, Gulf of Suez. *Sediment. Geol.,* 59, 179-204.

Cabioch, G.; Camoin, G.; Webb, G. E.; Le Cornec, F.; Molina, M. G.; Pierre, C. y Joachimski, M. M. (2006): Contribution of microbialites to the development of coral reefs during the last deglacial period: Case study from Vanuatu (South-West Pacific). *Sediment. Geol.,* 185, 297-318.

Calvet, F. y Tucker, M. E. (1995): Mud-mounds with reefal caps in the upper Muschelkalk (Triassic), estearn Spain. En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 23, 311-333.

Calvet, F.; Zamarreño, I. y Vallès, D. (1996): Late Miocene reefs of the Alicante-Elche basin, southeast Spain. En E. K. Franseen, M. Esteban, B. Ward y J. M. Rouchy (eds.), *Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series,* 5, 177-190.

Camoin, G.; Cabioch, G.; Eisenhauer, A.; Braga, J. C.; Hamelin, B. y Lericolais, G. (2006): Environmental significance of microbialites in reef environments during the last deglaciation. *Sediment. Geol.,* 185, 277-295.

Camoin, F. y Montaggioni, L. F. (1994): High energy coralgal-stromatolite frameworks from Holocene reefs (Tahiti, French Polynesia). *Sedimentology,* 41, 655-676.

Carbone, F. y Sirna, G. (1981): Upper Cretaceous reef models from Rocca di Cave and adjacent areas in Latium, Central Italy. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 427-445.

Carter, R. M. y Johnson, D. P. (1986): Sea-level controls on the post-glacial development of the Great Barrier Reef, Queensland. *Mar. Geol.,* 71, 137-164.

Chevalier, J. P. (1961): Recherches sur les madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidental. *Mém. Soc. Géol. Fr. N.S.,* 40, 1-562.

— (1977): Aperçu sur la faune corallienne récifale du Nèogéne. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.,* 89, 359-366.

Choquette, P. W. (1983): Platy algal reef mounds, Paradox Basin. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate depositional environments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir,* 33, 454-462.

Cirilli, S.; Iannace, A.; Jadoul, F. y Zamparelli, V. (1999): Microbial-serpulid build-ups in the Norian-Rhaetian of the western Mediterrranean area: ecological response of shelf-margin communities to stressed environments. *Terra Nova,* 11, 195-202.

Climaco, A.; Boni, M.; Iannace, A. y Zamparelli, V. (1997): Platform-margins, microbial/serpulid bioconstructions and slope-to-basin sediments in the Upper Triassic of the «Verbicaro Unit» (Lucania and Calabria, Southern Italy). *Facies,* 36, 37-56.

Connell, J. H. (1978): Diversity in tropical rain forests and coral reefs. *Science,* 199, 1302-1310.

Copper, P. (2001): Evolution, radiations, and extinctions in Proterozoic to Mid-Paleozoic reefs. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Topics in Geobiology. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 89-119.

— (2002): Silurian and Devonian reefs: 80 million years of global greenhouse between two ice ages. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka, J. (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 181-238.

Cowen, R. (1983): Algal symbiosis and its recognition in the fossil record. En J. J. S. Tevesz y P. L. McCall (eds.), *Biotic interactions in Recent and fossil benthic communities*. Plenum, New York, 431-479.

Crame, J. A. (1980): Succession and diversity in the Pleistocene coral reefs of the Kenya coast. *Palaeontology,* 23, 1-37.

Cuffey, R. J. (1977): Bryozoan contribution to reefs and bioherms through geologic time. En S. H. Frost, M. P. Weiss y J. B. Saunders (eds.), *Reefs and Related Carbonates. Ecology and Sedimentology. Am. Assoc. Petrol. Geologists. Studies in Geology,* 4, 181-194.

— (1985): Expanded reef-rock textural classification and the geologic history of bryozoan reefs. *Geology,* 13, 307-310.

Cumings, E. R. (1932): Reefs or bioherms? *Bol. Geol. Soc. Am.,* 43, 331-352.

Dabrio, C. J. y Martín, J. M. (1978): Los arrecifes messinienses de Almería (SE de España). *Cuad. Geol. Univ. Granada,* 8-9, 85-100.

Dabrio, C. J.; Esteban, M. y Martín, J. M. (1981): The coral reef of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería Province, S.E. Spain. *J. sediment. Petrol.,* 51, 521-539.

Dabrio, C. J.; Martín, J. M. y Megías, A. G. (1985): The tectosedimentary evolution of Mio-Pliocene reefs in the Province of Almería. En M. D. Milá y J. Rosell (eds.), *Sixth Eur. Reg. Meeting of Sedimentologists,* LLeida Excursion Guidebook IAS, 269-305.

Daly, R. A. (1915): The glacial-control theory of coral reefs. *Proc. Am. Acad. Arts and Sci.,* 51, 155-251.

Darwin, C. (1842): *The structure and distribution of coral reefs*. Smith Elder & Company, London.

Davies, P. J. y Hopley, D. (1983): Growth fabrics and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. *B.M.R.J. of Austr. Geol. Geophys.,* 8, 237-251.

Davies, P. J. y McKenzie, J. A. (1993): Controls on the Pliocene-Pleistocene evolution of the northeastern Australian continental margin. *Proc. ODP, Sci. Results,* 133, 755-762.

Davies, P. J.; Radke, B. M. y Robinson, C. R. (1976): The evolution of One Tree Reef, Southern Great Barrier Reef, Queensland. *BMR J. Aus. Geol. Geophys.,* 1, 231-240.

Davies, P. J.; Symonds, P. A.; Feary, D. A. y Pigram, C. J. (1987): Horizontal plate motion: a key allocyclic factor in the evolution of the Great Barrier Reef. *Science,* 238, 1697-1700.

— (1989): The evolution of the carbonate platforms of northeast Australia. En P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg y J. F. Read, J. F. (eds.), *Controls on carbonate platform and basin development. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub.,* 44, 233-258.

Davies, P. J.; McKenzie, J. A.; Palmer-Julson, A.; Betzler, C.; Brachert, T. C.; Chen, M. P.; Crumiére, J. P.; Droxler, A.; Gartner, S.; Glenn, C. R.; Isern, A.; Jarrard, R. D.; Jackson, P. D.; Katz, M.; Konishi, K.; Kroon, D.; Ladd, J.; McNeill, D. F.; Martín, J. M.; Montag-

gioni, L. F.; Müller, D.; Omarzai, S. K.; Pigram, C. J.; Swart, P.; Symonds, P. A.; Watts, K. F. y Wei, W. (1991): ODP Leg 133 Northeast Australian Margin: a chronicle of carbonate platform development. *Geotimes,* 36, 22-26.

Davies, P. J.; Braga, J. C.; Lund, M. y Webster, J. (2004): Holocene deep water algal buildups on Eastern Australian Shelf. *Palaios,* 19, 598-609.

Debrenne, F. y Zhuravlev, A. Yu. (1996): Archaeocyatha, palaeoecology: a Cambrian sessile fauna. En A. Cherchi (ed.), *Autecology of selected fósil organisms: achievements and problems*. *Bolletino Società Paleontologica Italiana, Special,* vol. 3, 77-85.

Deusch, M.; Friebe, A. y Krautter, M. (1991): Spongiolithic facies in the Middle and Upper Jurassic of Spain. En J. Reitner y H. Keupp (eds.), *Fossil and Recents Sponges*. Springer-Verlag, Berlín, 498-505.

Dill, R. F.; Shinn, E. A.; Jones, A. T.; Kelly, K. y Steinen, R. P. (1986): Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature,* 324, 55-58.

Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En W. E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks*. A symposium. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 1, 108-121.

— (1972): Guide for study and discussion of the sedimentation and diagenesis of the Permian Capitan geologic reef and associated rocks, New Mexico and Texas. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Permian Basin Section, Publ.,* 72-14.

Embry, A. F. y Klovan, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Bank Island, Northwest Territories. *Can. Petrol. Geologists Bull.,* 19, 730-781.

Esteban, M. (1975): Análisis crítico del concepto de arrecife en geología. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona,* 30, 61-82.

— (1979): Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 29, 169-188.

— (1996): An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. En E. K. Franseen, M. Esteban, B. Ward y J. M. Rouchy (eds.), *Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology, Series,* 5, 3-53.

Esteban, M.; Braga, J. C.; Martín, J. M. y Santisteban, C. (1996): An overview of Miocene reefs from the Mediterranean areas: Miocene reefs of the western Mediterranean. En E. K. Franseen, M. Esteban, B. Ward y J. M. Rouchy (eds.), *Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series,* 5, 55-72.

Fagerstrom, J. A. (1987): *The evolution of reef communities*. John Wiley & Sons, New York.

Fernández-Mendiola, P. A. (1989): *Arrecifes*. Kobie (Serie Ciencias Naturales), Bilbao, 18, 7-34.

Flügel, E. (1981): Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 291-359.

— (2002): Triassic reef patterns. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka, J. (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 72, 391-463.

Flügel, E.; Flügel-Kahler, E.; Martín, J. M. y Martín-Algarra, A. (1984): Middle Triassic reefs from southern Spain. *Facies,* 11, 173-218.

Flügel, E. y Kiessling, W. (2002): Patterns of Phanerozoic reef crises. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 691-733.

Flügel, E. y Snowbari-Daryan, B. (2001): Triassic reefs of the Tethys. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Topics in Geobiology. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 217-249.

Flügel, E. y Steiger, T. (1981): An Upper Jurassic sponge-algal buildup from the Northern Frankenalb, West Germany. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 371-397.

Freiwald, A.; Henrich, R. y Pätzold, J. (1997): Anatomy of a deep-water coral reef mound from Stjernsund, west Finnmark, northern Norway. En N. P. James y J. A. D. Clark (eds.), *Cool-Water Carbonates. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 56, 141-162.

Friebe, J. G. (1994): Serpulid-bryozoan-foraminiferal biostromes controlled by temperate climate and reduced salinity; middle Miocene of the Styrian Basin, Austria. *Facies,* 30, 51-62.

Frost, S. H. (1977): Oligocene reef coral biogeography, Caribbean and western Tethys. *Mém. Bur. Rech. géol. min.,* 89, 342-352.

— (1981): Oligocene reef coral biofacies of the Vicentin, northeast Italy. En S. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 483-539.

Gaetani, M.; Fois, E.; Jadoul, F. y Nicaro, A. (1981): Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). *Mar. Geol.,* 44, 25-57.

Gaillard, Ch. (1983): Les bioherms à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon,* 90.

— (1984): Les bioherms à spongiaires du Jura français. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 18.1-18.23.

García-Mondejar, J. y Fernández-Mendiola, P. A. (1995): Albian carbonate mounds: comparative study in the context of sea-level variations (Soba, northern Spain). En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 23, 359-384.

Garrett, P. (1970): Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. *Science,* 169, 171-173.

Garrett, P. y Hine, A. C. (1979): Probing Bermuda's lagoons and reefs. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 63, 455.

Gebelein, C. D. (1976): Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, The Bahamas and Bermuda). En M. R. Walter (ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology,* 20, Elsevier, Amsterdam, 380-388.

Geister, J. (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. *Facies,* 9, 173-284.

Geister, J. (1984a): Les récifs à *Placunopsis ostracina* dans le Muschelkalk du Bassin Germanique. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 19.1-19.8.

— (1984b): Récifs à coraux du Bajocien du Grand-Duché de Luxembourg et de Malancourt en Lorraine. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 12.1-12.16.

— (1984c): Récifs pleistocènes de la mer des Caraïbes: Aspects géologiques et paléoécologiques. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 3.1-3.34.

Gili, E. (1982): Análisis sedimentológico e interpretación ambiental de una formación de rudistas (Santoniense, Zona Surpirenaica). *Cuad. Geol. Ibérica,* 8, 979-986.

Giner, J. y Barnolas, A. (1979): Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Cuad. Geol. Univ. Granada,* 10, 73-82.

Ginsburg, R. N. (ed.) (1972): South Florida carbonate sediments. *Sedimenta II*, University of Miami.

— (1991): Controversies about stromatolites: vices and virtues. En D. W. Müller, J. A. McKenzie y H. Weissert (eds.), *Controversies in modern geology: evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. Academic Press, London, 25-36.

Ginsburg, R. N. y Schroeder, J. H. (1973): Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. *Sedimentology,* 20, 575-614.

Grammer, G. M.; Ginsburg, R. N.; Swart, P. K.; McNeill, D. F.; Jull, A. J. Y. y Prezbindowski, D. R. (1993): Growth rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits. Bahamas and Belize. *J. sediment. Petrol.,* 63, 983-989.

Grotzinger, J. P. (1989): Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. En P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg y F. F. Read (eds.), *Controls on carbonate platform and basin development. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 44, 79-106.

— (1990): Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *American Journal of Science,* 290A, 80-103.

Gwinner, M. P. (1976): Origin of the Upper Jurassic limestone of the Swabian Alb (Southwest Germany). *Contr. Sedimentol.,* 5, 1-75.

Hallam, A. (1990): Mass extinction: processes. En D. E. G. Briggs y P. R. Crowther (eds.), *Palaeobiology. A synthesis. 2: The evolutionary process and the fossil record*. Blackwell, Oxford, 160-164.

Hallock, P. (2001): Coral reefs, carbonate sediments, nutrients, and global change. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 387-427.

Hallock, P. y Schlager, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios,* 1, 389-398.

Hammes, U. (1996): Initiation and development of small-scale sponge mud-mounds, late Jurassic, southern Franconian Alb, Germany. En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment,* 23, 335-357.

Hayward, A. B. (1982): Coral reefs in a clastic sedimentary environment: fossil (Miocene, S. W. Turkey) and modern (Recent, Red Sea) analogues. *Coral Reefs,* 1, 109-114.

— (1985): Coastal alluvial fans (fan deltas) of the Gulf of Aqaba (Gulf of Eilat), Red Sea. *Sediment. Geol.,* 43, 241-260.

Heckel, Ph. H. y Cocke, J. M. (1969): Phylloid algal mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of Midcontinent. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 53, 1058-1074.

Hein, F. J. y Risk, M. J. (1975): Bioerosion of coral heads: inner patch reefs, Florida Reef Tract. *Bull. Mar. Sci.,* 25, 133-138.

Herb, R. (1984a): Récifs Siluriens de Gotland (Suède). En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 6.1-6.22.

— (1984b): Récifs à Huitres actuels et miocènes. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 22.1-22.12.

Hine, A. C.; Hallock, P.; Harris, M. W.; Mullins, H. T.; Belknap, D. y Jaap, W. C. (1988): *Halimeda* bioherms along an open seaway: Moskito Channel, Nicaraguan Rise, SW Caribbean Sea. *Coral Reefs,* 6, 173-178.

Höffling, R. y Scott, R. W. (2002): Early and Mid-Cretaceous buildups. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 521-548.

Hoffman, P. F. (1974): Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 58, 856-867.

— (1976a): Environmental diversity of Middle Precambrian stromatolites. En M. R. Walter (ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology,* 20, 599-611.

— (1976b): Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. En M. R. Walter (ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology,* 20, 261-271.

Hopley, D. (1982): *The geomorphology of the Great Barrier Reef: Quaternary developments of coral reefs*. John Wiley and Sons, New York.

Hottinger, L. (1984): Les organismes constructeurs sur la plateforme du Golfe d'Aquaba (Mer Rouge) et les méchanismes régissant leur répartition. *Geobios Mem. Spéc.,* 8, 241-249.

Hsü, K. J.; Montadert, L.; Bernoulli, D.; Cita, M. B.; Erickson, A.; Garrison, R. E.; Kidd, R. B.; Melières, F.; Müller, C. y Wright, R. (1977): History of the Messinian salinity crisis. *Nature,* 267, 399-403.

Hubbard, D. K.; Miller, A. I. y Scaturo, D. (1990): Production and cycling of calcium carbonate in a shelf-edge reef system (U.S. Virgin Islands): applications to the nature of reef systems in the fossil record. *J. sediment. Petrol.,* 60, 335-360.

Hubbard, D. K.; Gill, I. P. y Burke, R. B. (2001): The role of framework in Modern reefs and its application to ancient systems. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Topics in Geobiology. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 351-386.

Insalaco, E.; Hallam, A. y Rosen B. (1997): Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. *Sedimentology,* 44, 707-734.

James, N. P. (1979): Reefs. En R. G. Walker (ed.), *Facies Models. Geoscience Canada Repr. Ser.,* 1, 121-123.

James, N. P. (1983): Reef environment. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate depositional environments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir,* 33, 345-444.

James, N. P. y Bourque, P. A. (1992): Reefs and mounds. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies models: Response to sea level*. Geological Association of Canada. St. John's, Newfoundland, 323-347.

James, N. P. y Debrenne, F. (1980): Lower Cambrian bioherms: pioneer reefs of the Phanerozoic. *Acta Palaeontol. Pol.,* 25, 655-668.

James, N. P. y Ginsburg, R. N. (1979): The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *Spec. Pub. Internat. Assoc. Sediment.,* 3.

James, N. P. y Kobluk, D. R. (1978): Lower Cambrian patch reefs and associated sediments: southern Labrador, Canada, *Sedimentology,* 25, 1-35.

James, N. P. y Macintyre, I. G. (1985): Reefs: zonation, depositional facies and diagenesis. En J. E. Warme y K. W. Shanley (eds.), *Carbonate depositional environments: modern and ancient. Quaterly Colorado School of Mines,* 80 (3).

James, N. P.; Feary, D. A.; Surlyk, F.; Simo, J. A.; Beztler, C.; Holbourn, A. E.; Li, Q.; Matsuda, H.; Machiyama, H.; Brooks, G. R.; Andres, M. S.; Hine, A. C. y Malone, M. J. (2000): Quaternary bryozoans reef mounds in cool-water, upper slope environments: Great Australian Bight. *Geology,* 28, 647-650.

James, N. P.;, Feary, D. A.; Beztler, C.; Bone, Y.; Holbourn, A. E.; Li, Q.; Machiyama, H.; Simo, J. A. y Surlyk, F. (2004): Origin of Late Pleistocene bryozoans reef mounds: Great Australian Bight. *J. Sediment. Research,* 74, 20-48.

Jiménez, A. y Braga, J. C. (1993): Occurrence and taphonomy of bivalves from the Níjar reef (Messinian, Late Miocene, SE Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 102, 239-251.

Jiménez, A.; Braga, J. C. y Martín, J. M. (1991): Oyster distribution in the Upper Tortonian of the Almanzora Corridor (Almería, S.E. Spain). *Geobios,* 24, 725-734.

Johnson, C. C.; Sanders, D.; Kauffman, E. G. y Hay, W. W. (2002): Patterns and processes influencing Upper Cretaceous reefs. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 549-585.

Kennard, J. M. y James, N. P. (1986): Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaios,* 1, 492-503.

Kershaw, S. (1997): Palaeoenvironmental change in Silurian stromatoporoid reefs, Gotland, Sweden. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.),* 91, 329-342.

Kiessling, W.; Flügel, E. y Golanka, J. (eds.) (2002): Phanerozoic Reef Patterns. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72.

Kinsman, D. J. J. (1968): Reef coral tolerance of high temperature and salinities. *Nature,* 202, 1280-1282.

Kinsey, D. W. y Davies, P. J. (1979): Effects of elevated nitrogen and phosphorus on coral reefs. *Limnology and Oceanography,* 24, 935-940.

Krautter, M. (1995): Kieselschwämme al potentielle Indikatoren für Sedimentationsrate und Nährstoffangebot am Beispiel der Oxford-Schwammkalke von Spanien. *Profil,* 11, 199-324.

Lee, C. W. (1983): Bivalve mounds and reefs of the central High Atlas. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 43, 153-168.

Leinfelder, R. R. (2001): Jurassic reef ecosystems. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 251-309.

Leinfelder, R. R.; Krautter, M.; Laternser, R.; Nose, M.; Schmid, D. U.; Schweigert, G.; Werner, W.; Keupp, H.; Brigger, H.; Herrmann, R.; Rehfeld-Kiefer, U.; Schroeder, J. H.; Reinhold, C.; Koch, R.; Zeiss, A.; Schweizer, V.; Christmann, H.; Menges, G. y Luterbacher, H. (1994): The Origin of Jurassic Reefs: Current Research Developments and Results. *Facies,* 31, 1-56.

Leinfelder, R. R.; Schmid, D. U.; Nose, M. y Werner, W. (2002): Jurassic reef patterns. The expression of a changing globe. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 465-520.

Longman, M. W. (1981): A process approach to recognizing facies of reef complexes. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 9-40.

Lowenstam, H. A. (1950): Niagaran reefs of the Great Lake area. *J. Geol.,* 58, 430-487.
Mankiewicz, C. (1988): Occurrence and paleoecologic significance of Halimeda in late Miocene reefs, southeastern Spain. *Coral Reefs,* 6, 271-279.
Manten, A. A. (1971): *Silurian reefs of Gotland*. Elsevier, Amsterdam.
Marshall, J. F. (1983): Lithology and diagenesis of the carbonate foundations of modern reefs in the southern Great Barrier Reef. *B.M.R.J. of Austr. Geol. Geophys.,* 8, 253-265.
Marshall, J. F. y Davies, P. J. (1981): Submarine lithification on windward reef slopes: Capricorn-Bunker group, southern Great Barrier Reef. *J. sediment. Petrol.,* 51, 953-956.
— (1988): *Halimeda* bioherms of the Northern Great Barrier Reef. *Coral Reefs,* 6, 139-148.
Martín, J. M. (1985): *El Malm*. Memoria Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja n.º 47 (Teruel), 71-81.
Martín, J. M. y Braga, J. C. (1987a): Bioconstrucciones del Anisiense-Ladiniense en el Trías Alpujárride. *Cuad. Geol. Ibérica,* 11, 421-444.
— (1987b): Alpujárride carbonate deposits (southern Spain)- Marine sedimentation in a Triassic Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.,* 59, 243-260.
— (1990): Arrecifes messinienses de Almería. Tipologías de crecimiento, posición estratigráfica y relación con las evaporitas. *Geogaceta,* 7, 66-68.
— (1993): Discussion: depositional sequences and correlation of middle (?) to late Miocene carbonate complexes, Las Negras and Níjar areas, southeastern Spain. *Sedimentology,* 40, 351-353.
— (1994): Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sediment. Geol.,* 90, 257-268.
— (1996): Tectonic signals in the Messinian stratigraphy of the Sorbas basin (Almería, SE Spain). En P. F. Friend y C. J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 387-391.
Martín, J. M.; Braga, J. C.; Aguirre, J. y Betzler, C. (2004): Contrasting models of temperate carbonate sedimentation in a small Mediterranean embayment: the Pliocene Carboneras Basin, SE Spain. *Journal of the Geological Society, London,* 161, 387-399.
Martín, J. M.; Braga, J. C. y Betzler, C. (2003): Late Neogene-Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almería, SE Spain. *Geomorphology,* 50, 27-42.
— (1997): Late Miocene *Halimeda* alga-microbial segment reefs in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain. *Sedimentology,* 44, 441-456.
Martín, J. M.; Braga, J. C. y Riding, R. (1993): Siliciclastic stromatolites and thrombolites, late Miocene, S.E. Spain. *J. sediment. Petrol.,* 63, 131-139.
Martín, J. M.; Braga, J. C. y Rivas, P. (1989): Coral successions in Upper Tortonian reefs in SE Spain. *Lethaia,* 22, 271-286.
Martín, J. M.; Braga, J. C.; Sánchez-Almazo, I. M. y Aguirre, J. (2009): Temperate and tropical carbonate-sedimentation episodes in the Neogene Betic basins (S Spain) linked to climatic oscillations and changes in the Atlantic-Mediterranean connections. Constraints with isotopic data. En C. Betzler, M. Mutti y W. Piller (eds.), *Oligocene-Miocene carbonate systems*. *Spec. Publs int. Ass. Sediment,* 42, 49-70.
Masse, J. P. y Philip, J. (1981): Cretaceous coral-rudist buildups of France. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 399-426.
Matter, A. (1984): The Devonian reef complex of the Canning Basin (Australia). En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 9.1-9.11.
Maxwell, W. G. H. (1968): *Atlas of the Great Barrier Reef*. Elsevier, Amsterdam.
May, J. A.; Macintyre, I. G. y Perkins, R. D. (1982): Distribution of microborers within planted substrates along a barrier reef transect, Carrie Bow Cay, Belize. En I. R. Rutzler e I. G. Macintyre (eds.), *The Atlantic Barrier Reef ecosystem at Carrie Bow Cay, Belize. Smithsonian Contributions of the Marine Sciences,* 12, 93-107.
McKenzie, J. A. y Davies, P. J. (1993): Cenozoic evolution of carbonate platforms on the northeastern Australian margin. *Proc. ODP, Sci. Results,* 133, 763-770.
Méndez-Bedia, I. (1976): Biofacies y litofacies de la formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología,* 9, 1-93.

Méndez-Bedia, I. y Soto, F. (1984): Paleoecological succession in a Devonian organic buildup (Moniello Fm., Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geobios, Mem. Especial,* 8, 151-157.

Minnery, G. A. (1990): Crustose coralline algae from the Flower Garden Bank, Northwestern Gulf of Mexico: controls on distribution and growth morphology. *J. sediment. Petrol.,* 60, 992-1007.

Minnery, G. A.; Rezak, R. y Bright, T. J. (1985): Depth zonation and growth form of crustose coralline algae: Flower Garden Banks, Northwestern Gulf of Mexico. En D. F. Toomey y M. H. Nitecki (eds.), *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*. Springer, Berlín, 237-246.

Montaggioni, L. F. y Camoin, G. F. (1993): Stromatolites associated with coralgal communities in Holocene high-energy reefs. *Geology,* 21, 149-152.

Monty, C. L. V. (1995): The rise and nature of carbonate mud-mounds: an introductory actualistic approach. En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 23, 11-48.

Monty, C. L. V.; Bosence, D. W. J.; Bridges, P. H. y Pratt, B. R. (1995): Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. *Spec. Publs int. Ass. Sediment,* 23.

Moreno-Eiris, E. (1988): *Los montículos arrecifales de algas y arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena*. Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero.

Morton, B. (1983): Coral-associated bivalves of the Indo-Pacific. En W. D. Russell-Hunter (ed.), *The Mollusca,* 6: Ecology. Academic Press, Orlando, Florida, 140-224.

Mullins, H. T.; Newton, C. R.; Heath, K. y Vanburen, H. M. (1981): Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. *J. sediment. Petrol.,* 51, 990-1013.

Neumann, A. C.; Kofoed, J. W. y Keller, G. H. (1977): Lithoherms in the Straits of Florida. *Geology,* 5, 4-11.

Newell, N. D. (2001): A half century later. The Permian Guadalupian reef Complex of West Texas and Eastern New Mexico. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Topics in Geobiology. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 205-215.

Newell, N. D.; Rigby, S. K.; Fischer, A. G.; Witherman, A. J.; Hickok. J. E. y Bradley, J. S. (1953): *The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico: a study in paleoecology*. Freeman, San Francisco.

Newton, C. R.; Mullins, H. T.; Gardulski, A. F.; Hine, A. C. y Dix, G. R. (1987): Coral mounds on the west Florida slope: unanswered questions regarding the development of deep-water banks. *Palaios,* 2, 359-367.

Norris, R. M. (1953): Buried oyster reefs in some Texas bays. *J. Paleont.,* 27, 569-576.

Ogden, J. C. (1977): Carbonate-sediment production by parrotfish and sea urchins on Caribbean reefs. En S. W. Frost, M. P. Weis y J. B. Saunders (eds.), Reefs and related carbonates-ecology and sedimentology. *Am. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology,* 4, 281-288.

Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1983): Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 6, 485-497.

Orme, G. R. y Salama, M. S. (1988): Form and seismic stratigraphy of *Halimeda* banks in part of the Northern Great Barrier Reef. *Coral Reefs,* 6, 131-137.

Orme, G. R.; Flood, P. G. y Sargent, G. E. C. (1978): Sedimentation trends in the lee of outer (ribbon) reefs, Northern region of the Great Barrier Reef Province. *Royal Soc. London, Philosoph. Transact., ser. A,* 291, 85-99.

Paul, J. (1980): Upper Permian algal stromatolite reefs, Harz Mountains (F.R. Germany). *Contrib. Sedimentol.,* 9, 253-268.

Pérès, J. M. (1967): The Mediterranean benthos. *Oceanogr. and Mar. Biol. Annual Reviews,* 5, 449-533.

Perrin, C. (2002): Tertiary: the emergence of modern reef ecosystems. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 587-621.

Philip, J. (1972): Paléoécologie des formations à Rudistes du Crétacé supérieur. L'example du Sud-Est de la France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 12, 205-222.

— (1984): Les bioconstructions à Rudistes: Paléoécologie, paléogéographie, sédimentologie. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 21.1-21.42.

Phipps, C. V. G. y Roberts, H. H. (1988): Seismic characteristics and accretion history of *Halimeda* bioherms on Kalukalukuang Bank, eastern Java Sea (Indonesia). *Coral Reefs,* 6, 149-159.

Playford, P. E. (1980): Devonian «Great Barrier Reef» of Canning Basin, Western Australia. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.,* 64, 814-840.

Playford, P. E. y Cockbain, A. E. (1976): Modern algal stromatolites at Hamelin pool. A hypersaline barred basin in Shark Bay, western Australia. En M. R. Walter (ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology,* 20, 389-411.

Playford, P. E.; Cockbain, A. E.; Druce, E. C. y Wray, J. L. (1976): Devonian stromatolites from the Canning Basin, western. Australia En M. R. Walter (ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology,* 20, 543-563.

Polsak, A. (1981): Upper Cretaceous biolithitic complexes in a subduction zone: examples from the Inner Dinarides, Yugoslavia. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 447-472.

Pomar, L. (1991): Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology,* 38, 243-269.

Pomar, L. y Ward, W. C. (1991): Características de las secuencias deposicionales de alta frecuencia en el sistema arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. *Acta Geol. Hisp.,* 26, 181-194.

— (1994): Response of a late Miocene Mediterranean reef platform to high-frequency eustasy. *Geology,* 22, 131-134.

Pomar, L.; Ward, W. C. y Green, D. G. (1996): Upper Miocene reef complex of the LLucmajor area, Mallorca, Spain. En E. K. Franseen, M. Esteban, B. Ward y J. M. Rouchy (eds.), *Models for carbonate stratigraphy from miocene reef complexes of Mediterranean regions*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series,* 5, 191-225.

Pratt, B. R. (1995): The origin, biota and evolution of deep-water mud mounds. En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 23, 49-123.

Purdy, E. G. (1974): Reef configurations: cause and effect. En L. F. Laporte (ed.), *Reefs in time and space. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.,* 18, 9-76.

Purser, B. H. y Schroeder, J. H. (1986): The diagenesis of reefs: a brief review of our present understanding. En J. H. Schroedery y B. H. Purser (eds.), *Reef Diagenesis*. Springer-Verlag, Berlín, 424-446.

Purser, B. H.; Soliman, M. y M'Rabet, A. (1987): Carbonate, evaporite, siliciclastic transitions in Quaternary rift sediments of the northwestern Red Sea. *Sediment. Geol.,* 53, 247-267.

Rao, V. P.; Veerayya, M.; Nair, R. R.; Dupeuble, P. A. y Lamboy, M. M. (1994): Late Quaternary *Halimeda* bioherms and aragonite faecal pellet-dominated sediments on the carbonate platform of the western continental shelf of India. *Mar. Geol.,* 121, 293-315.

Rasser, M. W. (2000): Coralline red algal limestones of the late Eocene alpine Foreland Basin in Upper Austria: component analysis, facies and palecology. *Facies,* 42, 59-92.

Read, B. C. (1980): Lower Cambrian archaeocyathid buildups, Pelly Mountains, Yukon. *Geol. Surv. Can. Pap.,* 78-18.

Reed, J. K. (1980): Distribution and structure of deep-water *Oculina varicosa* coral reefs off central eastern Florida. *Bull. Marine Science,* 30, 667-677.

Reid, R. P.; Macintyre, I. G.; Browne, K. M.; Steneck, R. S. y Miller, T. (1995): Modern marine stromatolites in the Exhuma Cays, Bahamas: uncommonly common. *Facies,* 33, 1-18.

Reolid, M.; Gaillard, Ch.; Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. (2005): Microbial encrustations from the Middle Oxfordian-earliest Kimmeridgian lithofacies in the Prebetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): characterization, distribution and controlling factors. *Facies,* 50, 529-543.

Riding, R. (1981): Composition, structure and environmental setting of Silurian bioherms and biostromes in Northern Europe. En D. F. Toomey (ed.), *European fossil reef models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 30, 41-83.

— (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology,* 47, 179-214.

— (2002): Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews,* 58, 163-231.

Riding, R.; Awramik, S. M.; Winsborough, B. M.; Griffin, K. M. y Dill, R. F. (1991b): Bahamian giant stromatolites: microbial composition of surface mats. *Geol. Mag.,* 128, 227-234.

Riding, R.; Braga, J. C. y Martín, J. M. (1991c): Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of Recent giant Bahamian examples. *Sediment. Geol.,* 71, 121-127.

Riding, R.; Martín, J. M. y Braga, J. C. (1991a): Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almería, Spain. *Sedimentology,* 38, 799-818.

Riding, R. y Zhuravlev, A. Yu. (1995): Structure and diversity of oldest sponge-microbe reefs: Lower Cambrian, Aldan River, Siberia. *Geology,* 23, 649-652.

Roberts, H. H.; Aharon, P. y Phipps, C. V. (1988): Morphology and sedimentology of *Halimeda* bioherms from the Eastern Java Sea (Indonesia). *Coral Reefs,* 6, 161-172.

Roberts, H. H.; Phipps, C. V. y Effendi, L. (1987): *Halimeda* bioherms of the eastern Java Sea, Indonesia. *Geology,* 15, 371-374.

Rosen, B. R. (1999): Paleoclimatic implications of the energy hypothesis from Neogene corals of the Mediterranean region. En J. Agusti, L. Rook y P. Andrews (eds.), *The evolution of Neogene terrestrial ecosystems in Europe*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 309-327.

Rouchy, J. M.; Saint-Martin, J. P.; Maurin, A. y Bernet-Rollande, M. C. (1986): Evolution et antagonisme des communautés bioconstructices animales et végétales à la fin du Miocène en Méditerranée occidentale: biologie et sédimentologie. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine,* 10, 333-348.

Rowland, S. M. (1984): Were there framework reefs in the Cambrian? *Geology,* 12, 181-183.

Rowland, S. M. y Shapiro, R. S. (2002): Reef patterns and environmental influences in the Cambrian and Earliest Ordovician. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golonka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 95-128.

Rutzler, K. (1975): The role of burrowing sponges in bioerosion. *Oecologia,* 19, 203-216.

Rutzler, K. y Macintyre, I. G. (1982): The habitat distribution and community structure of the barrier reef complex at Carrie Bow Cay, Belize. En K. Rutzler e I. G. Macintyre (eds.), *The Atlantic barrier reef ecosystem at Carrie Bow Cay, Belize*. *Smithsonian Contributions to the Marine Science. Smithsonian Institution Press, Washington DC,* 12, 9-45.

Sánchez-Almazo, I. M.; Spiro, B.; Braga, J. C. y Martín, J. M. (2001): Constraints of stable isotope signatures on the depositional palaeoenvironments of upper Miocene reef and temperate carbonates in the Sorbas Basin, SE Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.,* 175, 153-172.

Sandström, O. y Kershaw, S. (2002): Ludlow (Silurian) stromatoporoid biostromes from Gotland, Sweden: facies, depositional models and modern analogues. *Sedimentology,* 49, 379–395.

Santisteban, C. y Taberner, C. (1988): Sedimentary models of siliciclastic deposits and coral reefs interrelation. En L. J. Doyle y H. H. Roberts (eds.), *Carbonate-clastic transitions. Developments in Sedimentology,* 42, 35-76.

Scholle, P. A. (1978): A color illustrated guide to carbonate rocks: constituents, textures, cements and porosities. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir,* 27.

Schubert, J. K. y Bottjer, D. J. (1992): Early Triassic stromatolites as post-mass extinction disaster forms. *Geology,* 20, 883-886.

Schuhmacher, H. (1978): *Arrecifes coralinos. Su extensión, mundo animal y ecología*. Omega, Barcelona.

Scoffin, T. P.; Stearn, C. W.; Boucher, D.; Frydl, P.; Hawkins, C. M.; Hunter, I. G. y MacGeachy, J. K. (1980): Calcium carbonate budget of a fringing reef on the west coast of Barbados, 2 -erosion, sediments and internal structure. *Bull. Mar. Sci.,* 30, 475-508.

Scott, R. W. (1979): Depositional model of Early Cretaceous coral-algal-rudist reefs, Arizona. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 63, 1108-1128.

Sears, S. O. y Lucia, F. J. (1979): Reef-growth model for Silurian pinnacle reefs, northern Michigan reef trend. *Geology,* 3, 299-302.

Skelton, P. W. (1976): Functional morphology of the Hippuritidae. *Lethaia,* 9, 83-100.

— (1979): *Gregariousness and proto-cooperation in Rudists (Bivalvia)*. *Systematic Association, Special Volume,* 11, 257-279.

Sprachta, S.; Camoin. G.; Golubic, S. y Le Campion, Th. (2001): Microbialites in a modern lagoonal environment: nature and distribution, Tikehau atoll (French Polynesia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 175, 103-124.

Stanley, G. D. (2001): Introduction to reef ecosystems and their evolution. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Topics in Geobiology. Kluwer Academic/ Plenum Publishers, New York, 1-39.

Steuber, T. (1996): Stable isotope sclerochronolgy of rudist bivalves: growth rates and Late Cretaceous seasonality. *Geology,* 24, 315-318.

Symonds, P. A.; Davies, P. J. y Parisi, A. (1983): Structure and stratigraphy of the central Great Barrier Reef. *B.M.R.J. of Austr. Geol. Geophys.,* 8, 277-291.

Tedesco, L. P. y Wanless, H. R. (1995): Growth and burrow-transformation of carbonate banks: comparison of modern skeletal banks of south Florida and Pennsylvanian phylloid banks of south-eastern Kansas, USA. En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 23, 495-521.

Teichert, C. (1958): Cold- and deep-water coral banks. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 42, 1064-1082.

Toomey, D. F. (1980): History of a Late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico. *Lethaia,* 13, 249-267.

Tsien, H. H. (1984a): Récifs du Dévonien des Ardennes. Paléoécologie et structure. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 7.1-7.34.

— (1984b): Devonian reefs of China. Paleoecology and structure. En J. Geister y R. Herb (eds.), *Géologie et paléoécologie des récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 8.1-8.19.

Tucker, M. E. (1990): Diagenetic processes, products and environments. En M. E. Tucker y V. P. Wright (eds.), *Carbonate Sedimentology.* Blackwell, Oxford, 314-364.

Turmel, R. y Swanson, R. (1976): The development of Rodriguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida Reef Tract. *J. sediment. Petrol.,* 46, 497-519.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M. y Thompson, S. (1977): Global cycles of relative changes in sea level. En C. E. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir,* 26, 83-98.

Veron, J. E. N. (1995): *Corals in space and time. The biogeography and evolution of Scleratinia*. University of New South Wales Press, Sydney.

Wahlman, G. P. (2002): Upper Carboniferous-Lower Permian (Bashkirian-Kungurian) mounds and reefs. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 271-338.

Walker, K. R. y Albertstadt, L. P. (1975): Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. *Paleobiology,* 1, 238-257.

Walter, M. R.; Buick, R. y Dunlop, J. S. R. (1980): Stromatolites 3,000-3,500 Myr old from the North Pole area, Western Australia. *Nature,* 284, 259-262.

Wanless, H. R.; Cottrell, D. J.; Tagett, M. G.; Tedesco, L. P. y Warzeski, Jr. E. R. (1995): Origin and growth of carbonate banks in south Florida. En C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges y B. R. Pratt (eds.), *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment.,* 23, 439-473.

Warme, J. E. (1975): Borings as trace fossils and the process of bioerosion. En R. W. Frey (ed.), *Study of trace fossils*. Springer, New York, 181-229.

— (1977): Carbonate borers-their role in reef ecology and preservation. En S. W. Frost, M. P. Weis y J. B. Saunders (eds.), *Reefs and related carbonates-ecology and sedimentology. Am. Associat. Petrol. Geol. Studies in Geology,* 4, 261-279.

Webb, G. E. (1996): Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution of non-enzymatically secreted reef carbonates (microbial carbonate and biologically induced cement)? *Sedimentology,* 43, 947-971.

— (2001): Biologically induced carbonate precipitation in reefs through times. En G. D. Stanley (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*. Topics in Geobiology. Kluwer Academic/ Plenum Publishers, New York, 159-203.

Webby, B. D. (2002): Patterns of Ordovician Reef Development. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 129-179.

Webster, J. M.; Clague, D. A.; Riker-Coleman, K.; Gallup, C.; Braga, J. C.; Potts, D.; Moore, J. G.; Winterer, E. L. y Paull C. K. (2004a): Drowning of the –150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A? *Geology,* 32, 249-253.

Webster, J. M.; Wallace, L.; Silver, E.; Potts, D.; Braga, J. C.; Renema, W.; Riker-Coleman, K.; Gallup, C. (2004b): Coralgal composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning. *Mar. Geol.,* 204, 59-89.

Weidlich, O. (2002): Middle and Late Permian reefs. Distributional patterns and reservoir potential. En W. Kiessling, E. Flügel y J. Golanka (eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.,* 72, 339-390.

Wilson, J. L. (1975): *Carbonate facies in Geologic History*. Springer, Berlín.

Wood, R. (1993): Nutrients, predation and the history of reef-building. *Palaios,* 8, 526-543.

— (1999): *Reef evolution*. Oxford University Press, Oxford.

Wright, V. P. (1990a): Carbonate sediments and limestones: constituents. En M. E. Tucker y V. P. Wright (eds.), *Carbonate Sedimentology.* Blackwell, Oxford, 1-27.

— (1990b): Reefs. En M. E. Tucker y V. P. Wright (eds.), *Carbonate Sedimentology.* Blackwell, Oxford, 190-227.

Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E. y Buillups, K. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science,* 292, 686-693.

Zankl, H. (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. En G. Müller (ed.), *Sedimentology of parts of Central Europe*. Kramer, Frankfurt, 147-185.

Zankl, H. y Schroeder, J. H. (1972): Interaction of genetic processes in Holocene reefs off North Eulethera Island, Bahamas. *Geol. Rundschau,* 61, 520-541.

XIX

Contornitas y sistemas deposicionales contorníticos

por Javier Martín-Chivelet*, F. Javier Hernández-Molina**,
Estefanía Llave*** y M. A. Fregenal*

INTRODUCCIÓN

La dinámica de masas de agua profundas genera corrientes de tracción que incluyen las mareas, las ondas internas, las corrientes de contorno, y las corrientes profundas de fondo. Pueden estar generadas por una masa de agua relativamente homogénea que fluye a lo largo del talud, o puede implicar varias masas de agua que circulan a diferentes profundidades y en ocasiones en direcciones opuestas (Pudsey, 2002; Pudsey y Howe, 2002; Viana *et al.,* 2002a y b; Laberg *et al.,* 2005). Todas estas corrientes son capaces de generar rasgos deposicionales y erosivos de grandes dimensiones en ambientes marinos profundos (figura 19.1), de desarrollar complejos sistemas deposicionales (Hernández-Molina *et al.,* 2003, 2008a y b), con un enorme interés actualmente en paleoclimatología, exploración de hidrocarburos, paleoceanografía y estabilidad de taludes (Gao *et al.,* 1998; Faugères *et al.,* 1999; Rebesco, 2005; Viana y

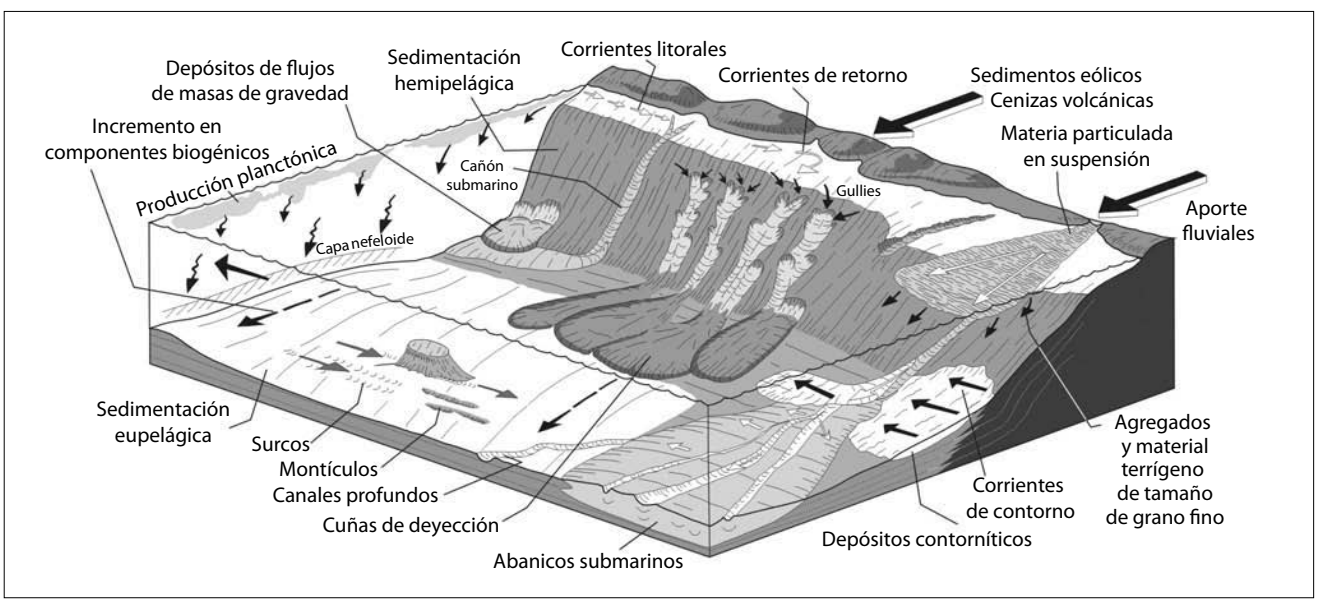


Figura 19.1. Esquema de la sedimentación clástica marina profunda en el que se han señalado los depósitos contorníticos. Modificado de Einsele, 2000.

* Departamento de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid. E-mail: j.m.chivelet@geo.ucm.es; mariana@geo.ucm.es.

** Departamento de Geociencias Marinas, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo. 36200 Vigo (Pontevedra). E-mail: fjhernan@uvigo.es.

*** Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid. E-mail: e.llave@igme.es.

Rebesco, 2007). A pesar de que los depósitos generados por dichas corrientes son frecuentes e importantes en las cuencas marinas actuales, se conoce aún muy poco de ellos, lo cual es debido a diferentes razones (Stow *et al.,* 2002a; Rebesco, 2005): *a*) la complejidad de estos sedimentos por encontrarse en un amplio espectro de ambientes de aguas profundas lo que no permite su fácil reconocimiento e interpretación; *b*) el dominio durante cincuenta años del paradigma turbidítico, y el esfuerzo de promover los sistemas deposicionales turbidíticos, ignorándose modelos alternativos y más complejos de aguas profundas, y *c*) la dificultad de reconocer los depósitos contorníticos en el registro geológico a la escala de afloramientos de campo.

Las investigaciones sobre el efecto de las corrientes de fondo y los depósitos relacionados han constituido a lo largo de las cuatro últimas décadas un campo de investigación que ha experimentado un gran avance y una de las líneas de trabajo más activas de la sedimentología marina (p. ej., Gao *et al.,* 1998; Stow y Mayall, 2000; Stow *et al.,* 2002a; Rebesco, 2005; Viana y Rebesco, 2007; Rebesco y Camerlenghi, 2008). Las perspectivas futuras son muy alentadoras, tanto por el incremento de la exploración submarina profunda, como por la utilización de nuevas metodologías que permiten obtener datos con mayor precisión y resolución, incluyendo técnicas geofísicas de última generación, sumergibles, vehículos por control remoto *(Remotely Operated Vehicles,* ROVs), técnicas modernas de muestreos y perforaciones oceánicas *(Integrated Ocean Drilling Program,* IODP). La rápida proliferación de los sistemas de ecosondas multihaz de aguas profundas, los estudios de geomorfología sísmica (Posamentier y Kolla, 2003; Posamentier, 2004) y las tecnologías de sísmica en 3-D (Davies *et al.,* 2004; Cartwright y Huuse, 2005) están revolucionando el conocimiento previo que se tenía de los ambientes sedimentarios profundos, lo que unido al interés por parte de las compañías de hidrocarburos (Rebesco, 2005; Viana *et al.,* 2007) permitirá sin duda alguna un espectacular avance en el conocimiento de estos sistemas deposicionales contorníticos, tanto de sus rasgos morfológicos, arquitectura interna y evolución, así como sus modelos de facies e interacción con otros sistemas deposicionales profundos.

Paralelamente se está realizando un considerable esfuerzo en la caracterización de los depósitos contorníticos sobre afloramiento, en el registro antiguo. El progreso en este campo depende en buena medida del conocimiento de los procesos en los sistemas actuales y recientes. Sin embargo, también depende de los avances que se producen en el conocimiento de las cuencas oceánicas y los procesos que controlaron la circulación oceánica en el pasado. El diferente comportamiento de las masas de agua en condiciones paleogeográficas y paleoclimáticas diferentes de la actual plantea serias limitaciones a la aplicación del método actualista.

El presente capítulo tiene como objetivo principal presentar una síntesis actualizada de los depósitos contorníticos como un sistema deposicional con entidad propia dentro del conjunto de los Depósitos Clásticos Marinos Profundos que pueda ser de utilidad para el estudio de los rasgos deposicionales y erosivos en medios marinos actuales, así como en afloramientos del registro fósil.

Nomenclatura (contornitas vs drifts)

El término corrientes de fondo *(bottom currents)* es utilizado generalmente para aquellas corrientes semi-permanentes de aguas profundas capaces de erosionar, transportar y depositar sedimentos sobre el fondo marino. Son el resultado tanto de la circulación termohalina (THC) como del efecto de la circulación eólica sobre los oceános. Estas corrientes suelen ser semipermanentes con un flujo neto a lo largo de los taludes continentales *(alongslope),* pero en detalle pueden ser extremadamente variables en dirección y velocidad, exhibiendo grandes *eddies,* así como flujos localmente descendentes *(downslope),* ascendentes *(upslope)* u oblicuos

(oblique-to-slope) al talud, especialmente a la entrada o salida de los pasillos oceánicos *(gateways)* (Gao *et al.,* 1998; Stow *et al.,* 2002a y b; Rebesco, 2005). Se destacan dentro de este tipo de corrientes profundas de fondo aquellas que tienen un origen mareal (Shanmugam, 2007), y que pueden tener gran importancia en los cañones submarinos, donde la fisiografía puede determinar una amplificación de su efecto (Shepard *et al.,* 1979).

Los depósitos contorníticos, fueron definidos por primera vez por Heezen *et al*. (1966) como aquellos «sedimentos depositados mediante corrientes termohalinas de fondo que circulan paralelas a las isobatas». Desde entonces el término se ha usado con diferentes acepciones. Las mayores diferencias entre unas y otras redundan en el origen de la corriente de fondo, en la trayectoria de la misma y en la profundidad a la que se produce la sedimentación. La definición que en la actualidad se acepta puede ampliarse a corrientes de fondo que no siguen estrictamente los contornos batimétricos (Hollister y Heezen, 1972; Faugères y Stow, 1993), e incluso a corrientes no termohalinas (p. ej., Shanmugam, 2000). En cuanto a la profundidad de los depósitos, existen varios intentos de fijar un límite batimétrico por encima del cual los depósitos no se considerarían contorníticos (500 m en Faugères y Stow, 1993; 300 m en Stow *et al.,* 1998). Fijar un límite de esta naturaleza es complicado y artificioso, y presenta notables limitaciones para aplicar la definición al registro geológico antiguo.

En esta revisión, el término «contornita» *(contourite)* se asimila a aquellos sedimentos de aguas profundas depositados bajo la influencia de corrientes de fondo, entre las que se encuentran las corrientes de contorno en sentido estricto. Esta definición laxa permite analizar estos sedimentos bajo una perspectiva amplia, en la que se integrarían sin problemas los ejemplos actuales y los antiguos. Puede resultar etimológicamente paradójico que bajo el término «contornita» se enmarquen sedimentos que no guardan relación con corrientes de contorno, por lo que algunos autores han propuesto términos alternativos como *traccionitas (tractionites,* Natland, 1967) o, más recientemente, *bottom-current reworked facies* (Shanmugam, 2000, 2007).

Las grandes acumulaciones de depósitos contorníticos reciben el nombre de *drifts* o *drifts* contorníticos. Para ellas se han descrito varias clasificaciones basadas en aspectos morfológicos, sedimentológicos, y características sísmicas (McCave y Tucholke, 1986; Faugères y Stow, 1993; Faugères *et al.,* 1993, 1999; Gao *et al.,* 1998; Rebesco y Stow, 2001; Stow *et al.,* 2002b; Rebesco, 2005). La asociación de varios *drifts,* así como de los grandes rasgos erosivos relacionados, se define como un Sistema Deposicional Contornítico *(Contourite Depositional System,* CDS), por analogía con los sistemas deposicionales turbidíticos (Stow *et al.,* 1986, 2002b; Hernández-Molina *et al.,* 2003, 2006a). En el mismo sentido, diferentes CDS generados por la misma masa de agua y conectados lateralmente (y verticalmente) en la misma cuenca (o en cuencas adyacentes), se puede considerar que constituyen un Complejo Deposicional Contornítico *(Contourite Depositional Complex,* CDC) (Hernández-Molina *et al.,* 2008a).

Breve recopilación histórica

La evolución en el conocimiento de los depósitos contorníticos ha estado muy ligada a la evolución de la Oceanografía y de la Geología Marina (figura 19.2), así como al desarrollo de nuevas tecnologías en la exploración submarina. Si bien empezaron a plantearse las primeras evidencias de la acción de las masas de agua sobre el fondo en los años treinta (Wust, 1936), el conocimiento de los rasgos deposicionales y erosivos que generan ha sido muy reciente, tanto que la comprensión de muchos de los factores de control, tipos de procesos y depósitos, están aún por conocer (Pickering *et al.,* 1989; Faugères *et al.,* 1999; Stow *et al.,* 2002a). Además, continúa una de las principales controversias científicas desde los años setenta: la diferenciación en detalle entre los depósitos turbidíticos de grano fino, los contorníticos y el material hemipelágico.

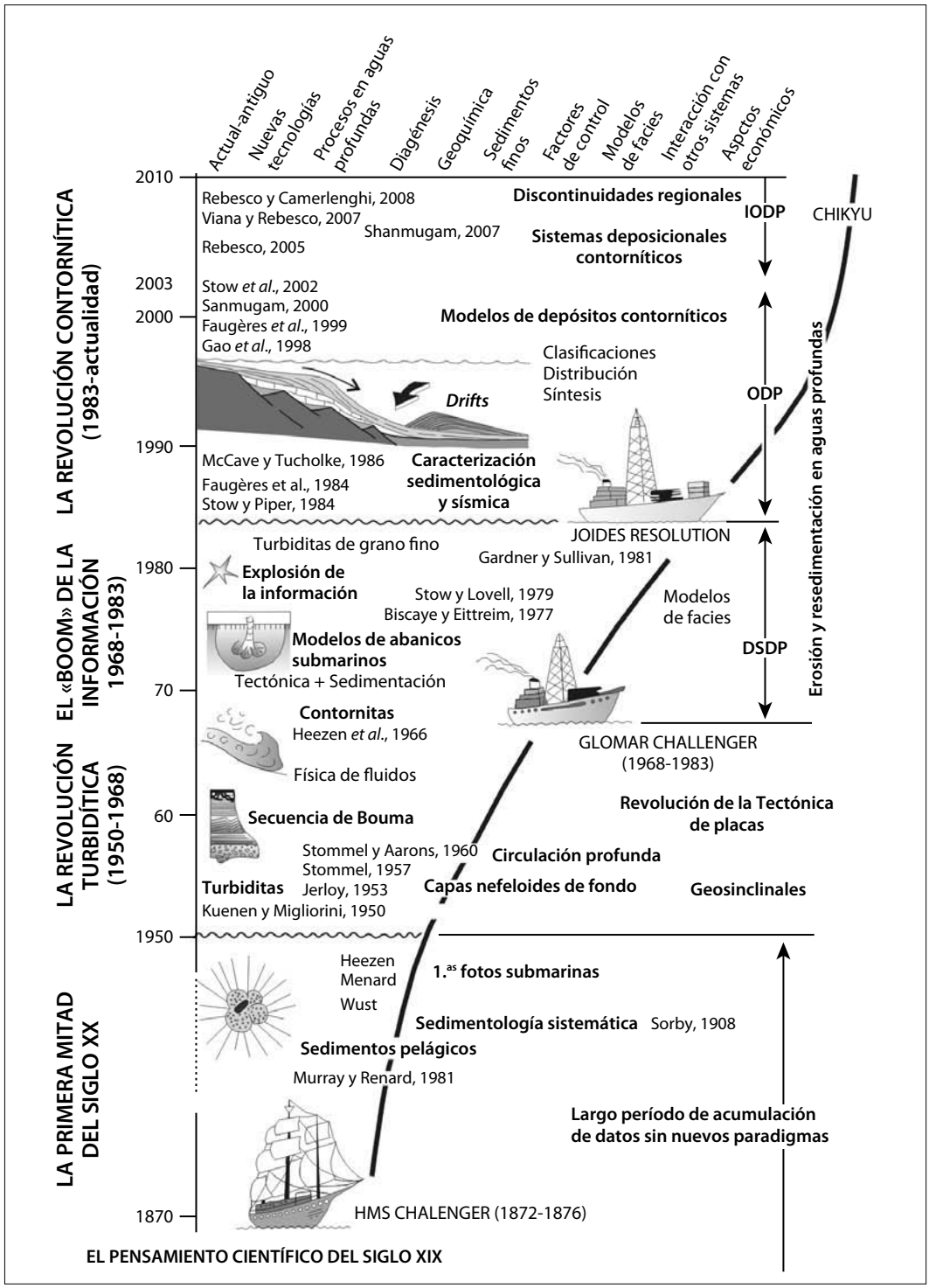


Figura 19.2. Evolución del conocimiento sobre los sedimentos clásticos marinos profundos y especialmente de los depósitos contorníticos. Adaptado y modificado de Vera, 1989 y Stow *et al.*, 1996.

Los primeros estudios sobre la circulación de las aguas profundas y su efecto en la sedimentación marina profunda fue inferido a partir de cálculos de la temperatura del agua (Wust, 1936) (figura 19.2). Posteriormente, el uso de los sistemas acústicos y sísmicos permitió ir conociendo progresivamente la morfología, estructura geológica y depósitos. Si bien, buena

parte de los estudios realizados a lo largo de los años cincuenta y sesenta se realizaron para demostrar la existencia de las corrientes de turbidez y para la localización de depósitos turbidíticos, la obtención de fotografías submarinas del fondo supusieron las primeras evidencias directas de la acción de las corrientes de fondo, convenciendo a la comunidad científica sobre su importante papel en la sedimentación marina (Wust, 1955, 1958; Heezen *et al.,* 1954; Heezen, 1959; Pettijohn y Potter, 1964; Dzulynski y Walton, 1965). El Año Geofísico Internacional, en 1955, así como la emisión en 1960 del Paradigma de la Tectónica de Placas incrementaron de manera espectacular la investigación oceanográfica, lo que permitió la exploración de casi todos los mares y océanos, y en consecuencia de los procesos relacionados con las masas de agua (figura 19.2). En estas décadas, se descubre la existencia de capas nefeloides de fondo (Jerlov, 1953; Ewing y Thorndike, 1965) como capas de materia particulada en suspensión en las cuencas marinas (posteriormente más desarrollado por Biscaye y Eittreim, 1977), y se plantean los modelos de circulación de las masas de aguas profundas (Stommel, 1957; Stommel y Aarons 1960a y b). Estudios específicos sobre las corrientes de contorno como alternativa a las corrientes de turbidez fueron realizados en el sector occidental del océano Nor-Atlántico en la década de los sesenta (Heezen y Hollister, 1964; Schneider y Heezen, 1964; Heezen *et al.,* 1966; Hollister y Heezen, 1967), cuyas aportaciones fueron importantes para la comprensión de los procesos de transporte, erosión y resuspensión de partículas sedimentarias a distancias de miles de kilómetros en las cuencas oceánicas (figura 19.2).

En la década de los setenta (figura 19.2), como consecuencia de inicio de los proyectos de perforación oceánica *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), unido a las crisis del petróleo de 1973 y 1979, la exploración submarina experimenta un nuevo impulso, lo que conlleva una verdadera «explosión en la información» sobre los medios marinos profundos (Vera, 1989). En 1978 comienza otro gran proyecto denominado *High Energy Benthic Boundary Layer Experiment* (HEBBLE) para el estudio de las tormentas profundas, comprender la respuesta física y biológica de los sedimentos marinos profundos a un flujo de alta energía y predecir su respuesta en función de la velocidad de la corriente (Hollister *et al.,* 1980; Hollister, 1993; Nowell y Hollister, 1985). En 1983 el DSDP da paso a un nuevo proyecto internacional de perforación de los fondos oceánicos (figura 19.2), el *Ocean Drilling Program* (ODP), a partir del cual se confirmó la expansión del fondo oceánico y se realizaron numerosas perforaciones y estudios geofísicos, determinándose la frecuencia de los depósitos contorníticos en las cuencas marinas, sus características sedimentológicas, su gran valor en estudios paleoceanográficos, y la existencia de extensas superficies de erosión producidas por la acción de las corrientes de fondo, como consecuencia de los cambios climáticos y los cambios en la configuración tectónica de las cuencas oceánicas (Van Andel *et al.,* 1977; Kennett, 1982; Einsele, 2000). En la década de los ochenta (figura 19.2), se establecen las bases para la caracterización sedimentológica así como las primeras cartografías de los depósitos contorníticos (Stow y Lovell, 1979; Lovell y Stow, 1981; Faugères *et al.,* 1984, 1985; Gonthier *et al.,* 1984), los estudios sobre los efectos de la bioturbación (Wetzel, 1984) y los trabajos para la descripción y caracterización en detalle de las secuencias sedimentarias de tamaño de grano fino (Hill, 1984; Stow y Holbrook, 1984; Stow y Piper, 1984a; Stow y Wetzel, 1990). Es además en esta década, cuando empiezan a publicarse las primeras síntesis sobre los efectos erosivos y deposicionales de las corrientes profundas en la sedimentación, desatancándose las realizadas por Kennett (1982), Stow (1986) y Pickering *et al.* (1989, 1995). Los estudios de estratigráfia sísmica aplicados al conocimiento de los depósitos contorníticos permitieron realizar junto con los estudios morfológicos y sedimentológicos, las primeras clasificaciones de los mismos (McCave y Tucholke, 1986; Faugères y Stow, 1993; Faugères *et al.,* 1993, 1999; Stow *et al.,* 1996. A lo largo de los años noventa (figura 19.2) se realizaron diferentes síntesis sobre la sedimentación contornítica y los efectos de las corrientes profundas sobre el fondo (Einsele, 2000; Walker, 1992; Stow,

1994; Stow *et al.,* 1996; Gao *et al.,* 1998). Finalmente, en la actualidad (figura 19.2) se están llevando a cabo nuevos estudios que han permitido la publicación de nuevas síntesis y monografías, siendo posiblemente la etapa de mayor producción científica sobre depósitos contorníticos, con especial énfasis en su consideración como sistemas deposicionales con entidad propia (Stow *et al.* 2002a; Rebesco, 2005; Viana *et al.,* 2007; Rebesco y Camerlenghi, 2008). Son destacables los trabajos que están describiendo con detalle las discontinuidades estratigráficas generadas por la circulación de las masas de agua intra- e inter-cuencas tanto en el hemisferio norte (Laberg *et al.,* 2005; Stocker *et al.,* 2005) como en el hemisferio sur (Maldonado *et al.,* 2003, 2005, 2006).

En el marco de la historia de la investigación sobre depósitos contorníticos cabe mencionar la principal controversia científica que ha existido, que se inició en los años setenta y que en algunos aspectos perdura hasta la actualidad. Esta controversia gira en torno a los criterios que deben emplearse para distinguir entre depósitos contorníticos, turbidíticos y hemipelágicos, especialmente en el registro fósil, e incide directamente en el consenso necesario para el establecimiento de los modelos de facies de los sistemas contorníticos y turbidíticos. Han existido dos posturas dispares al respecto cuyas argumentaciones giran esencialmente en torno a la presencia y tipo de estructuras sedimentarias en contornitas y turbiditas. La primera de ellas asume que las contornitas se caracterizan fundamentalmente por la presencia de una abundante bioturbación que oblitera cualquier estructura sedimentaria producida por tracción que se pueda generar en el depósito, de manera que la presencia de estructuras sería un carácter diagnóstico de depósitos turbidíticos (Lovell y Stow, 1981; Stow, 1982; Gonthier *et al.,* 1984). Además de la ausencia de estructuras sedimentarias y la abundante bioturbación las paleocorrientes (paralelas al talud continental en contornitas y perpendiculares en turbiditas) serían también un criterio relevante (Stow y Lovell, 1979). En base a estos criterios y a los depósitos del *Drift* de Faro en el golfo de Cádiz se elaboraron los únicos modelos y secuencias de facies para contornitas de las que se ha dispuesto hasta los últimos años.

La segunda postura, por el contrario, defiende la importancia de los procesos de tracción en el fondo oceánico y sostiene que las estructuras sedimentarias primarias deben ser un criterio básico en el reconocimiento de depósitos contorníticos, en lugar de la bioturbación o las paleocorrientes que varían en gran medida en función del contexto oceanográfico (Shanmugan *et al.,* 1993a y b, 1995; Shanmugan, 2000).

Actualmente, la descripción y el estudio de estructuras sedimentarias asociadas a sistemas claramente contorníticos (Carter *et al.,* 1996, 2004; Wynn *et al.,* 2002; Masson *et al.,* 2002), ha suavizado la polémica y ha diversificado los modelos de facies para estos sistemas (Martín-Chivelet *et al.,* 2008). Sin embargo, la controversia sigue abierta en algunos aspectos tales como la separación a escala de facies de afloramiento y sondeo de turbiditas de grano fino distales y contornitas o la conservación y aparición de estas estructuras sedimentarias en el registro sedimentario fósil.

Metodología de estudio

Tal y como puede deducirse de la historia del conocimiento de los medios sedimentarios profundos en general y de los sistemas deposicionales contorníticos en particular, ha existido una relación muy directa entre las técnicas de trabajo y metodologías oceanográficas, con el grado de conocimiento alcanzado en cada una de las distintas épocas. La metodología actual para el estudio de los sistemas deposicionales contorníticos permite su reconocimiento a escalas espaciales y temporales muy variables, que van desde el milímetro hasta los cientos de kilómetros y desde el estudio de los procesos actuales al registro de millones de años (figura 19.3).

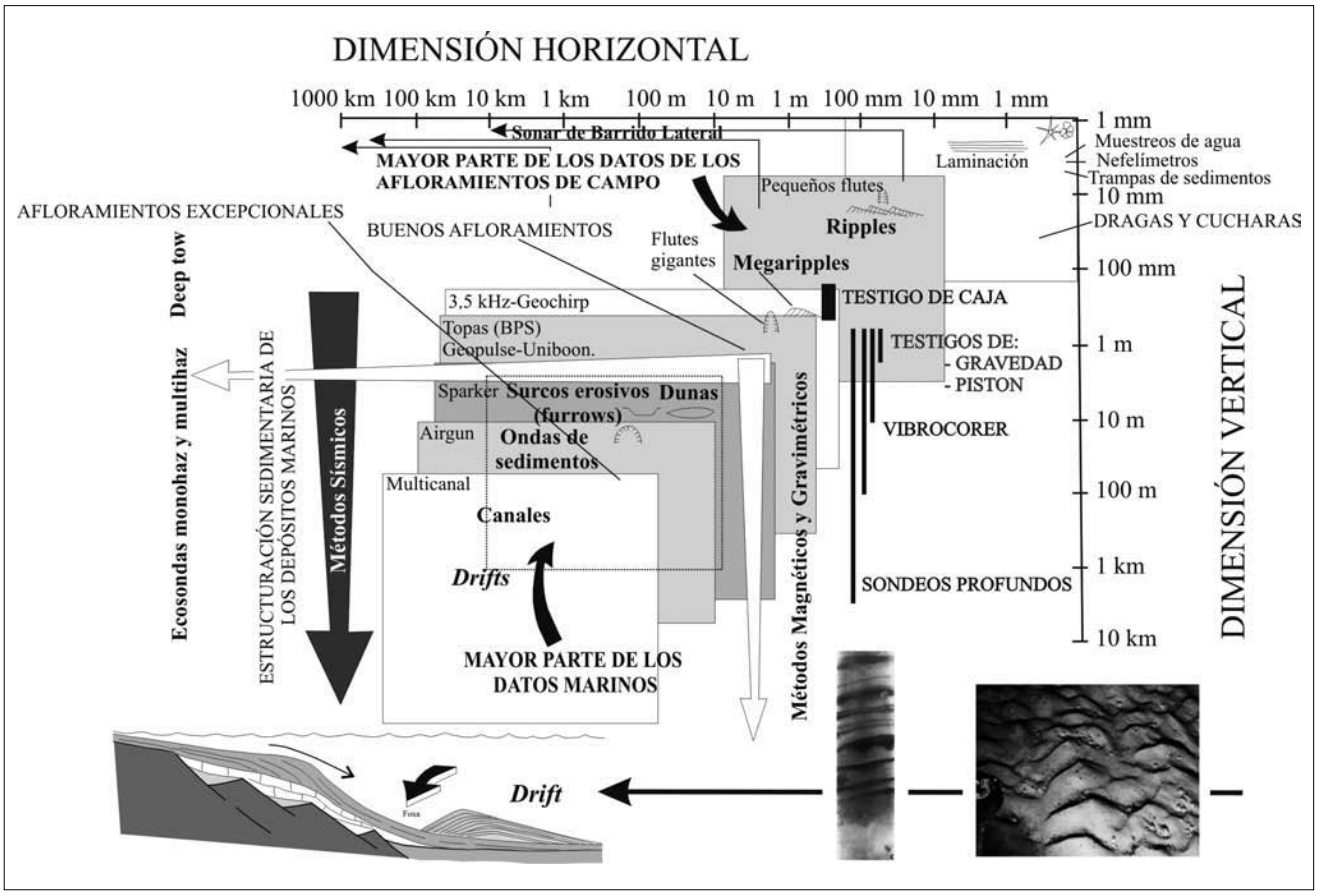


Figura 19.3. Métodos geológicos en oceanografía aplicados al estudio de los depósitos contorníticos, destacando los límites de resolución de las diferentes técnicas más convencionales en la actualidad. Adaptado y modificado a partir de Nelson y Nilsen, 1984 y Pickering *et al.,* 1989 e incluyendo contenidos de Kennett, 1982.

Un aspecto metodológico básico e imprescindible en las campañas de geología marina actuales es la precisión lograda en la adquisición de datos a partir del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) diferencial, impensable hace tan solo una década. Como *métodos directos,* a partir de los cuales el reconocimiento y estudio de los sistemas contorníticos, se realizan *in situ* mediante batiscafos y submarinos e incluyen, televisión, video y fotografías submarinas. Por otra parte, como *métodos indirectos,* a partir de los cuales es posible registrar las características del fondo y del subsuelo marino se utilizan: *a*) sistemas ROV (televisión, vídeo, y fotografías submarinas) y equipos autónomos (AUV); *b*) sistemas acústicos, especialmente ecosondas de multihaz y sonar de barrido lateral de agua profundas, que permiten caracterizar la morfología, la textura superficial de los sedimentos, así como efectuar modelos digitales del fondo con gran precisión (Trabant, 1984; Hailwood y Kidd, 1990; Blondel y Murton, 1997; Jones, 1999; Blondel, 2003); *c*) sistemas sísmicos de reflexión de última generación que permiten penetrar en el subsuelo a diferentes escalas y resoluciones, dando información sobre las características estructurales, estratigráficas y sedimentarias de los sistemas contorníticos (Faugères *et al.,* 1999) (p. ej., 3,5 kHz, TOPAS, Sparker, cañones de aire, sísmica multicanal); *d*) sistemas *deep tow,* que se componen de un dispositivo hridrodinámico que suele llevar incorporado un sonar de barrido lateral, ecosondas, sísmica de alta resolución, cámaras fotográficas y diferentes sensores de temperatura y material en suspensión (Kennett, 1982; Jones, 1999); *e*) sistemas gravimétricos y magnéticos, que proporcionan in-

formación de la estructuras geológicas, depocentros sedimentarios, y la localización de yacimientos de interés económico (Jones, 1999), y *f*) sistemas de medición y extracción de sedimentos y rocas. Estos últimos se pueden agrupar en tres tipos (Drake, 1976; Trabant, 1984; Hailwood y Kidd, 1990; Mudroch y Azcue, 1995): 1) medición y toma de muestras de materia particulada en suspensión mediante muestreos de agua, nefelímetros y transmisómetros, perfiladores de sonido y trampas de sedimentos; 2) toma de muestras superficiales mediante dragas, cucharas, testigos de gravedad, testigos de pistón, testigos de caja, testigos de roca, etc.; y ocasionalmente sondeos largos por gravedad *(long cores)* que facilitan la extracción de muestras hasta los 30 m de profundidad en el subsuelo, aunque los *drift* pueden presentar espesores de 200 hasta 2.000 m, con lo que estos métodos son también insuficientes para su muestreo completo (Pickering *et al.,* 1989); y 3) toma de muestras del subsuelo a partir de perforaciones profundas (sondeos *offshore*) empleados a partir de buques de perforación oceánica, como los empleados actualmente en el IODP.

Como *métodos de laboratorio* se incluirían todos aquellos que permiten analizar las muestras obtenidas en las campañas como análisis ópticos, análisis granulométricos, análisis de componentes, análisis micropaleontológicos, análisis geoquímicos, análisis de rayos-X, análisis mineralógicos, etc. Los estudios granulométricos más utilizados son los cambios en la distribución en tamaño de grano, así como el de los parámetros texturales tales como la media, asimetría *(skewness)* y la selección *(sorting)* (Kennet, 1982). Una herramienta novedosa y muy utilizada en el análisis de alta resolución de testigos de sedimentos marinos es el *Multi-Sensor Core Logger* que permite realizar medidas físicas como rayos gamma, susceptibilidad magnética, velocidad de las ondas -p y resistividad eléctrica, de gran interés para la investigación en el cambio climático, geotecnia, sedimentología y exploración de hidrocarburos (Rothwell, 2006).

Finalmente, los *métodos de gabinete* engloban a todos aquellos que permiten la interpretación, tratamiento y procesado de los datos, así como la elaboración de cartografías temáticas, trabajos de investigación, etc. Se incluyen los análisis e interpretación fisiográfica y geomorfológica, análisis digitales del fondo, análisis de estratigrafía sísmica; análisis estructural, interpretación y tratamiento de los datos sedimentológicos, tratamiento estadístico, etc. Las cartografías más útiles para el estudio de los depósitos contorníticos son los mapas de isopacas (o distribución espacial de espesores), edad de los sedimentos existentes en la superficie del fondo, mapas de tasas de sedimentación, distribución de hiatos o discontinuidades estratigráficas, mapas de distribución de diatomeas, y de la fábrica magnética para determinar direcciones de corrientes (Kennett, 1982).

Por otro lado, el estudio de los depósitos contorníticos en el registro antiguo integra la metodología clásica de sedimentología y estratigrafía de campo, con especial énfasis en la caracterización de las estructuras sedimentarias, el reconocimiento de la geometría 3D de los cuerpos sedimentarios, la interpretación petrológica y la reconstrucción de las paleocorrientes. A estas técnicas deberán sumárseles en los próximos años la prospección geofísica de alta resolución en tierra, hasta ahora poco utilizada para caracterizar estos depósitos. Resulta así mismo fundamental en estos avances un mejor conocimiento de la evolución paleogeográfica y paleoceanográfica de las cuencas sedimentarias antiguas, que permitirán una mejor comprensión de los procesos genéticos que controlaron la formación de los depósitos en el pasado.

CIRCULACIÓN OCEÁNICA PROFUNDA

Circulación termohalina y procesos asociados

La circulación oceánica está determinada por dos mecanismos: el viento, que genera la circulación superficial horizontal o las corrientes de deriva, y las variaciones en la densidad de las masas de agua, que generan la circulación termohalina (*Global Thermohaline Circulation,* THC) (figura 19.4). La THC se genera por incremento de la densidad del agua superficial en altas latitudes, tanto por enfriamiento como por aumento de la salinidad. El hundimiento de estas masas de agua densas genera una circulación vertical que alimenta a las masas de agua intermedias o profundas (figura 19.5), que fluyen hacia el ecuador a lo largo de grandes distancias y a diferentes niveles en las cuencas oceánicas. El modelo de circulación de dichas masas de agua fue establecido por Stommel (1958) y Stommel y Aarons (1960a y b) y posteriormente comprobado por Tomalzin (1985). Su distribución por las cuencas oceánicas está condicionada por la fisiografía de los fondos submarinos, la conexión inter-oceánica y estrechos *(gateways),* así como por la Fuerza de Coriolis debido a la rotación de la Tierra (Kennet, 1982; Faugères *et al.,* 1993; Gao *et al.,* 1998; Talley, 1999; Stewart, 2000; Rahmstort, 2006; Van Aken, 2007). Esta fuerza condiciona que la circulación de dichas masas de agua tienda a girar a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur, lo que determina que desplacen hacia el ecuador por el límite occidental de las cuencas marinas (figura 19.4). También pueden estar presentes en el límite oriental pero fluyen hacia los polos. La circulación se produce en términos generales de manera paralela a las isobatas del talud y el ascenso continental, y por ello su denominación como *corrientes de contorno* (Heezen *et al.,* 1966).

En la actualidad las áreas de formación de la THC se localizan en las zonas de convergencia subtropical en el hemisferio norte y la convergencia del frente polar antártico en el hemisferio sur (figura 19.4). Las principales masas de agua que constituyen la THC son la masa

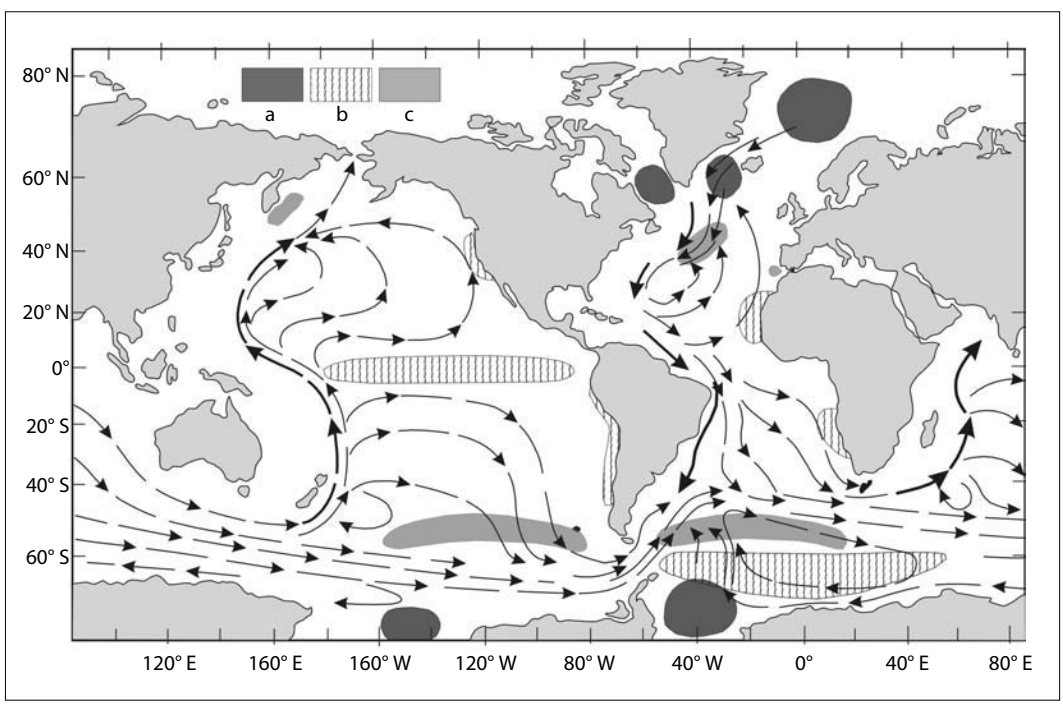


Figura 19.4. Modelo de circulación profunda en las cuencas oceánicas (Rahmstorf, 2006). a) Zona de formación de aguas profundas; b) principales áreas de *upwelling;* c) áreas de formación de aguas intermedias.

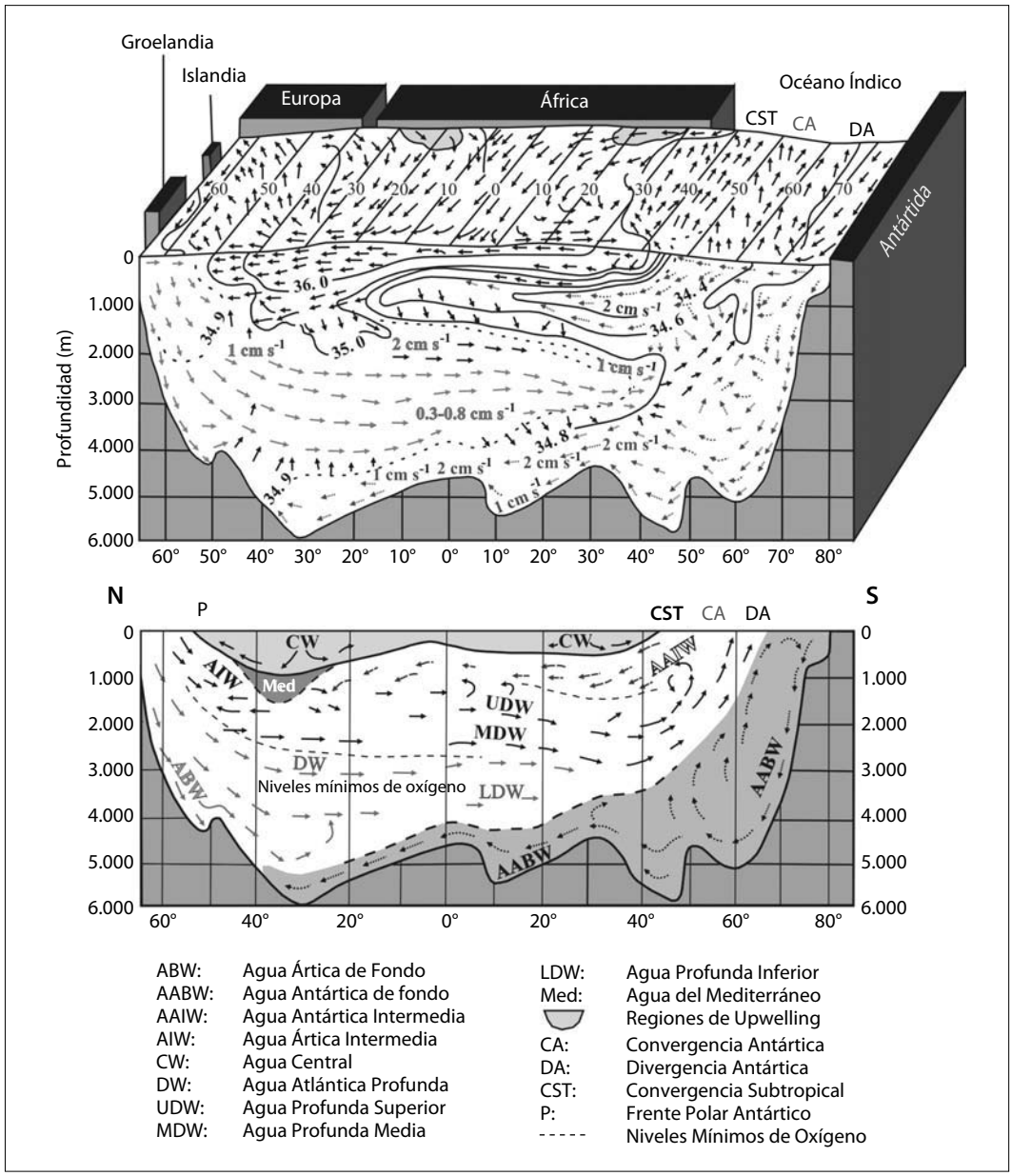


Figura 19.5. Modelo de circulación de las masas de aguas profundas en el océano Atlántico. Modificado de Stow, 1994.

Nor-Atlántica Profunda (*North Atlantic Deep Water,* NADW) y la Masa de Agua Antártica de Fondo (*Antarctic Bottom Water,* AABW), las cuales se extienden por los dominios marinos más profundos, principalmente como corrientes de los límites occidentales (*Western Boundary Currents,* DWBC) (Broecker, 1991; Talley, 1999; Rahmstorf, 2006). La circulación de la NADW y AABW y los procesos asociados está influenciada por el tamaño de las cuencas, la conectividad entre las cuencas, y su proximidad a las áreas de formación en las altas latitudes. El foco principal de la masa de agua NADW es el giro subpolar en el mar de Noruega y Groenlandia (figura 19.4), que permanece parcialmente atrapado por una barrera topográfica irregular que va desde Escocia a Islandia hasta Groenlandia (Umbral de Reykjanes). Una vez que se rellena la cuenca por esta masa de agua fría y densa se produce su «desbordamiento» hacia el sur a través del Estrecho de Noruega. La masa de agua fluye hacia el sur y el oeste por el valle de la

fractura Charlie Gibbs que conecta las cuencas oriental y occidental (figura 19.6). Posteriormente, la masa de agua se desplaza por el Atlántico Norte, constituyendo la NADW. Un modelo similar al océano Atlántico existe para los océanos Pacífico e Índico (figura 19.4). La Corriente Antártica Profunda (AABW) se genera principalmente en el mar de Weddell (~80%), y el resto se origina en el mar de Ross, Plataforma de hielo de Shackleton, de Amery, y en la Costa de Adelaida (Gordon, 1972). Una vez formada la AABW circula alrededor la Fosa de las Sandwich y el Umbral de Orcadas para posteriormente circular alrededor del continente antártico (figura 19.4), quizás varias veces antes de fluir hacia el norte en los océanos Atlántico,

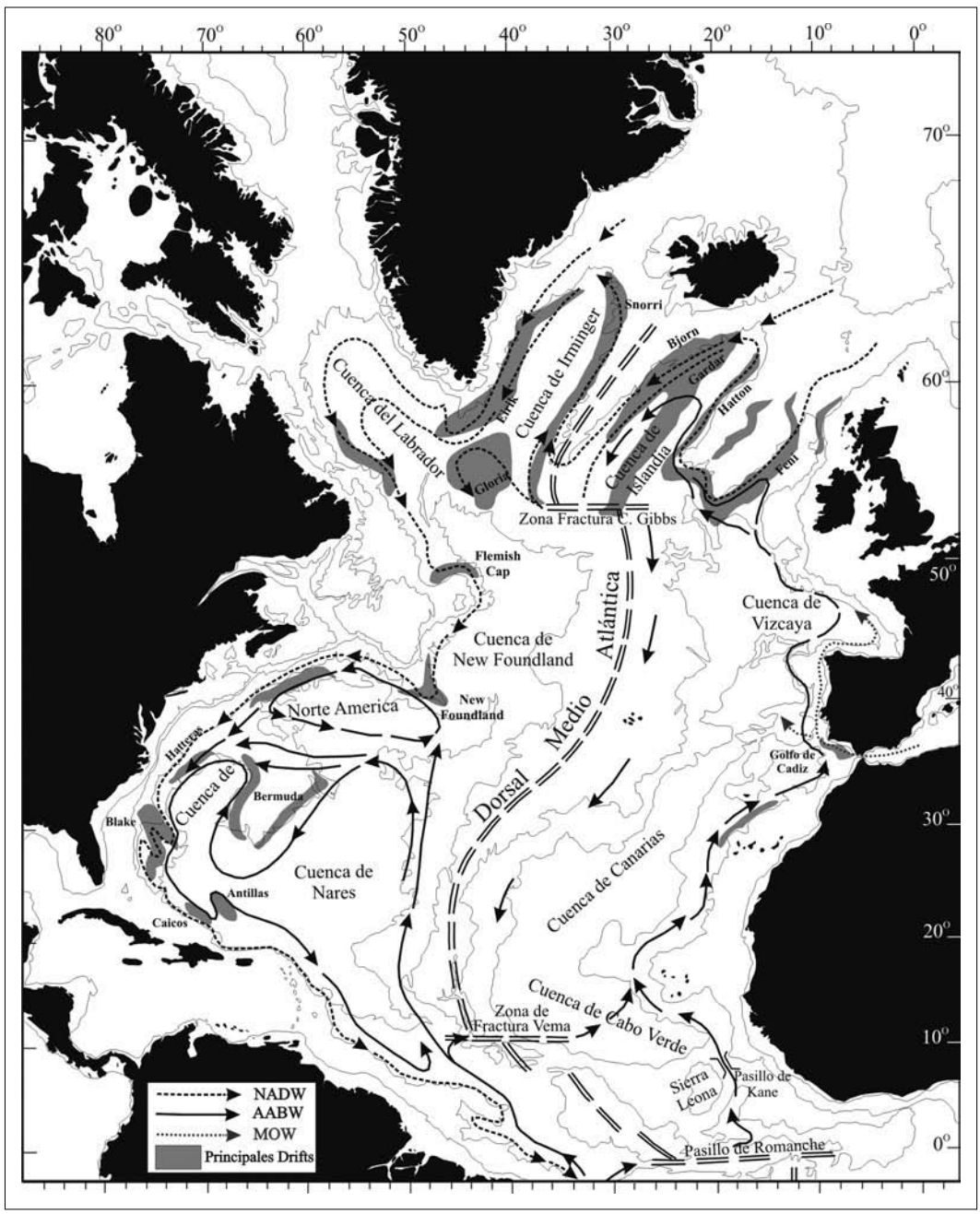


Figura 19.6. Circulación de las corrientes profundas en el océano Atlántico y en la que además se indican la distribución de los depósitos contorníticos principales. Modificado de McCave y Tucholke, 1986 y Faugères *et al.,* 1993. NADW: Agua Nor-Atlántica profunda; AABW: Agua Antártica de Fondo; MOW: Agua Mediterránea de Salida.

Índico y Pacífico, constituyendo la masa de agua más densa y profunda en los océanos (Stow *et al.,* 1996; Pedlosky, 1996; Stewart, 2000). En el Atlántico Norte, la AABW, fluye por su parte oriental hacia el norte (figuras 19.4 y 19.6), combinándose posteriormente con la NADW para constituir ambas la Corriente del Límite Occidental (*Western Boundary Under-Current,* WBUC) (Faugères *et al.,* 1993; Stewart, 2000; Rahmstort, 2006; Van Aken, 2007).

Los ambientes marinos profundos han sido tradicionalmente considerados como relativamente poco energéticos, dominios en los que debería prevalecer, en ausencia de procesos gravitacionales de masas y turbidíticos, la sedimentación hemipelágica y pelágica. En términos muy generales podría considerarse que la circulación de masas de agua en dichos dominios es en forma de flujos laminares y de baja energía. Sin embrago, en los límites occidentales de las cuencas marinas, así como en contextos tales como pasillos oceánicos, montes submarinos, umbrales, dorsales o *ridges,* altos batimétricos, etc., las masas de agua pueden llegar a tener una velocidad elevada, lo que les permiten generar procesos deposicionales y erosivos de gran escala con características propias (Hernández-Molina *et al.,* 2008a y b). Como procesos de interés asociados a la dinámica de masas de agua se podrían resaltar los siguientes:

Condiciones hidrológicas de gran escala

El desarrollo de procesos deposicionales y erosivos en las cuencas marinas requiere de la persistencia de un régimen hidrodinámico a una escala geológica de millones de años. De hecho, la mayoría de los Sistemas Deposicionales Contorníticos actuales se iniciaron en el límite Eoceno/Oligoceno, siendo posteriormente reactivados por la instauración del presente sistema de THC a partir del Mioceno medio (Kennet, 1982; Sykes *et al.,* 1998; Niemi *et al.,* 2000; Uenzelmamn-Neben, 2001; Flood y Giosan, 2002; Pfuhl y McCave, 2005). Es conocida la relación entre el incremento del espesor de los depósitos contorníticos a medida que aumenta la distancia respecto del vórtice de mayor velocidad (figura 19.7), de manera que la progresiva disminución de la velocidad de las masas de agua, favorece los procesos deposicionales frente a los erosivos (Le Pichon *et al.,* 1971; Tucholke, 2002; Carter *et al.,* 2004; Jones y Okada, 2006).

Velocidades

La velocidad del flujo depende del comportamiento local de la corriente debido al estrés del fondo (núcleos, vórtices, turbulencia local, filamentos, etc.), los cuales controlan en detalle la distribución de facies dentro del Sistema Deposicional Contornítico. Las masas de agua profundas suelen tener velocidades de 1 a 3 cm/s, sin bien localmente pueden desarrollar velocidades de 15 a 100 cm/s, especialmente en los límites occidentales de las cuencas oceánicas (Stow y Lowell, 1979; Kennett, 1982; McCave y Tucholke, 1986; Pickering *et al.,* 1989; Gao *et al.,* 1998; Einsele, 2000; Stow *et al.,* 2009a, b). Cuando la corriente interacciona con un alto submarino *(seamount)* la velocidad puede localmente multiplicarse por dos (Kennett, 1982). Velocidades > 15 cm/s se han cuantificado en canales abisales, fosas y surcos oceánicos, alrededor de umbrales oceánicos y taludes, *gateways,* y estrechos (Kennet, 1982; Stow *et al.,* 1996; Gao *et al.,* 1998). Este es el caso por ejemplo de la Masa de Agua Mediterránea de Salida (*Mediterranean Outflow Water,* MOW) tras pasar el Estrecho de Gibraltar, donde se han descrito velocidades entre 180 y 280 cm/s (Nelson *et al.,* 1993; Mulder *et al.,* 2006). Además, sobreimpuestas a las velocidades medias, pueden observarse oscilaciones mareales de varios cms/s que producen inversiones en la dirección del flujo que en la actualidad no están aún bien entendidas (Kennet, 1982; Stow *et al.,* 1996, 2009a). Las velocidades anteriormen-

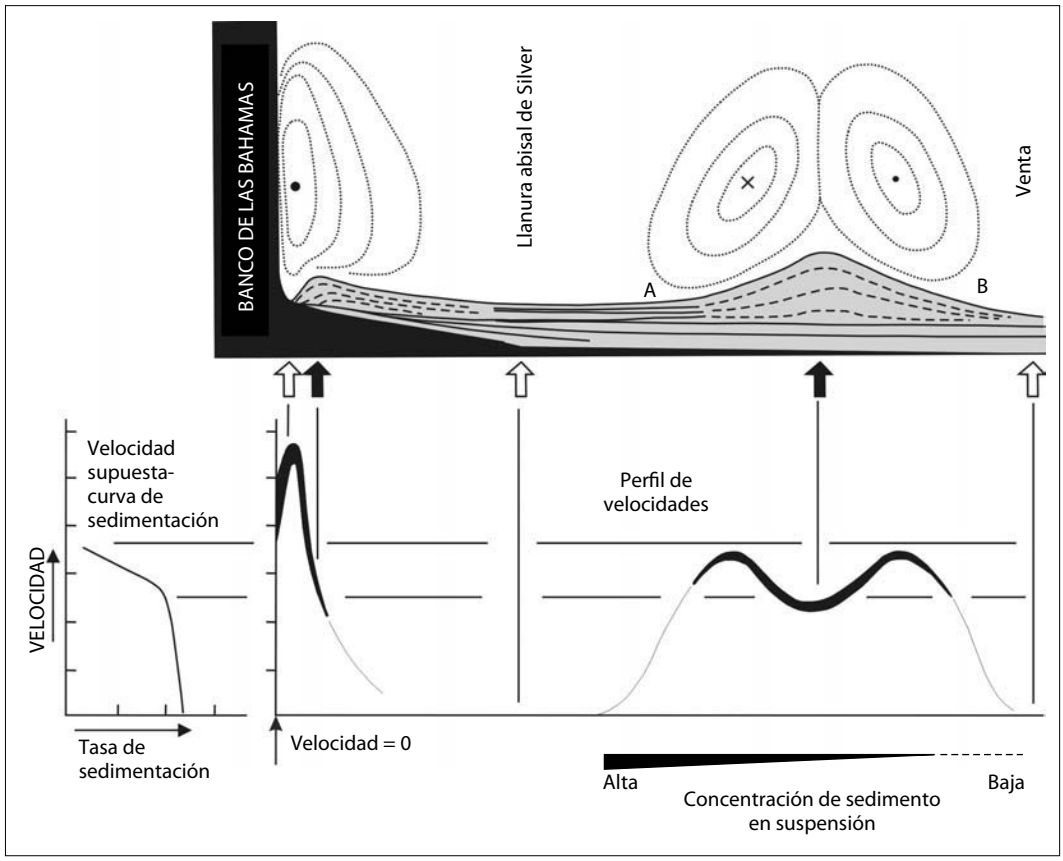


Figura 19.7. Modelo que expresa la relación entre el incremento del espesor de los depósitos contorníticos a medida que aumenta la distancia respecto del vórtice de mayor velocidad al noreste del Banco de Bahamas, en el ascenso continental de Bermudas (adaptado de Tucholke, 2002). La progresiva disminución de la velocidad de las masas de agua, favorece los procesos deposicionales frente a los erosivos.

te descritas, determinan que las THC sean de especial interés para sedimentólogos marinos, al generar procesos deposicionales y erosivos a pequeña y a gran escala, tanto a nivel de una cuenca marina, como en varias cuencas para el mismo intervalo de tiempo geológico (Kennett, 1982; Johnson, 1984; Stow *et al.,* 1996; Einsele, 2000; Viana *et al.,* 2007; Hernández-Molina *et al.,* 2008a y b).

La capa nefeloide profunda

En los medios marinos profundos la concentración de materia particulada en suspensión es baja. Sin embargo en aquellas áreas donde circulan las masas de agua que interaccionan con el fondo, dicha concentración se multiplica por diez, determinándose un incremento gradual en la turbidez a cientos de metros sobre el fondo, particularmente marcado a 50-200 m. Esta capa se denomina capa nefeloide profunda *(nepheloid layer),* la cual puede desplazarse largas distancias (Kennett, 1982; Tucholke, 2002). La cantidad de materia en suspensión está en función del aporte sedimentario, del nivel de compensación de los carbonatos (CCD), la erosión y del transporte de dicha corriente de fondo. El contenido de materia particulada en suspensión oscila entre 0,01-0,5 mg l^{-1} (Gao *et al.,* 1998), estando alimentado por el material particulado que procede de la masa de agua más superficial, así como de la resuspensión de material que previamente estaba depositado en el fondo (Kennett, 1982). La mayor concentración de partículas converge bajo los límites occidentales de los giros de corrientes subtro-

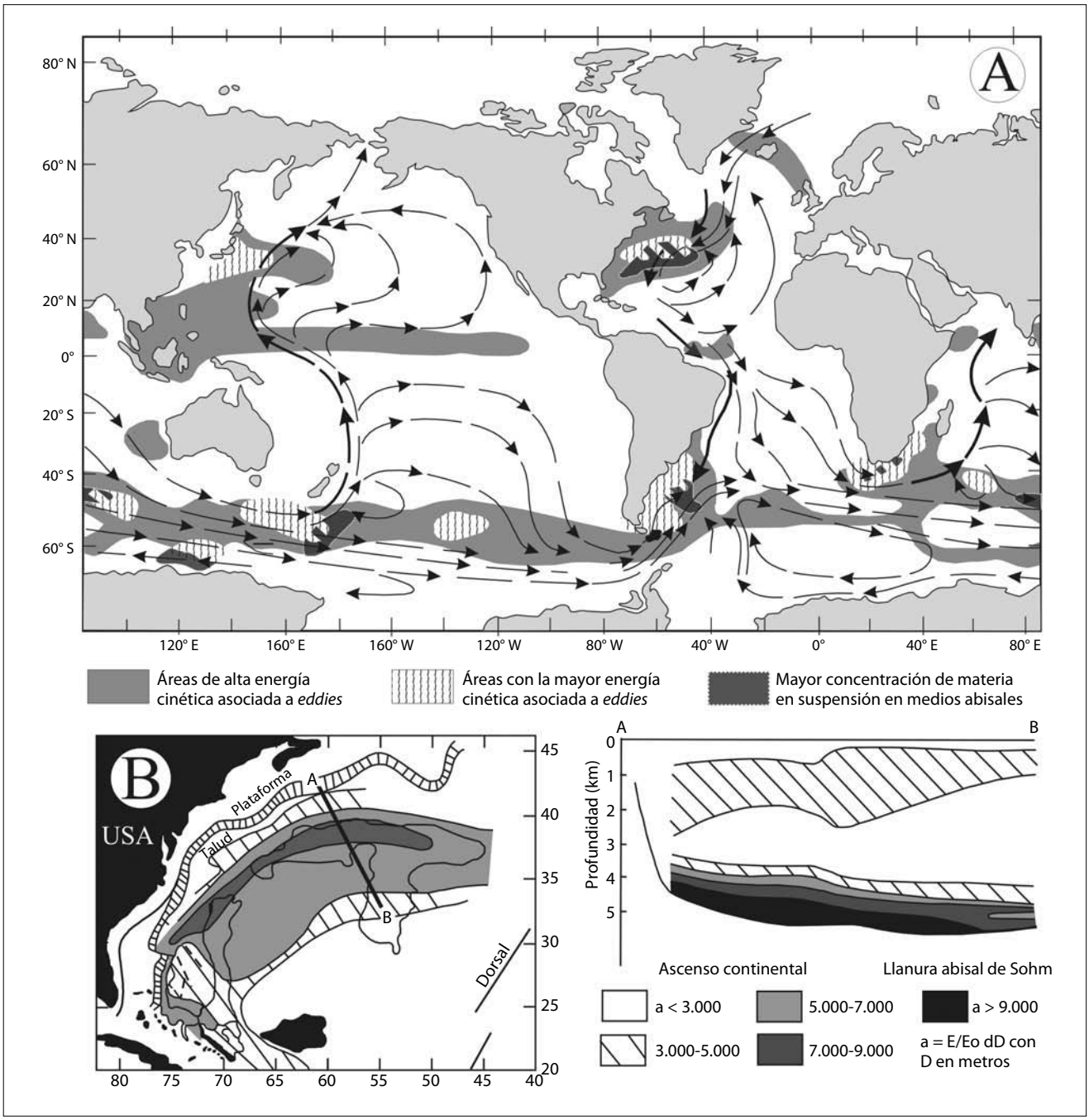


Figura 19.8. Relación entre la concentración de material particulada en suspensión y energía cinética. A) Zonas con alta variabilidad de la corriente superficial y mayor turbulencia. Además se ilustran las regiones de mayor concentración de partículas en suspensión en las aguas profundas (Bearmon, 1989 y Pickering *et al.,* 1989). B) Distribución horizontal y vertical de la concentración de la materia en suspensión en la capa nefeloide del margen oriental de Norteamérica (de Eittreim y Ewing, 1972).

picales, caso de la corriente del Golfo o la corriente de Brasil (figura 19.8). Los cálculos efectuados del tiempo de residencia de la materia en suspensión dentro de una capa nefeloide profunda es de varios días a semanas en los primeros 15 m y de semanas a meses en los primeros 100 m, lo cual es indicativo del rápido intercambio entre el fondo de las cuencas y la capa nefeloide (Kennett, 1982; Gao *et al.,* 1998).

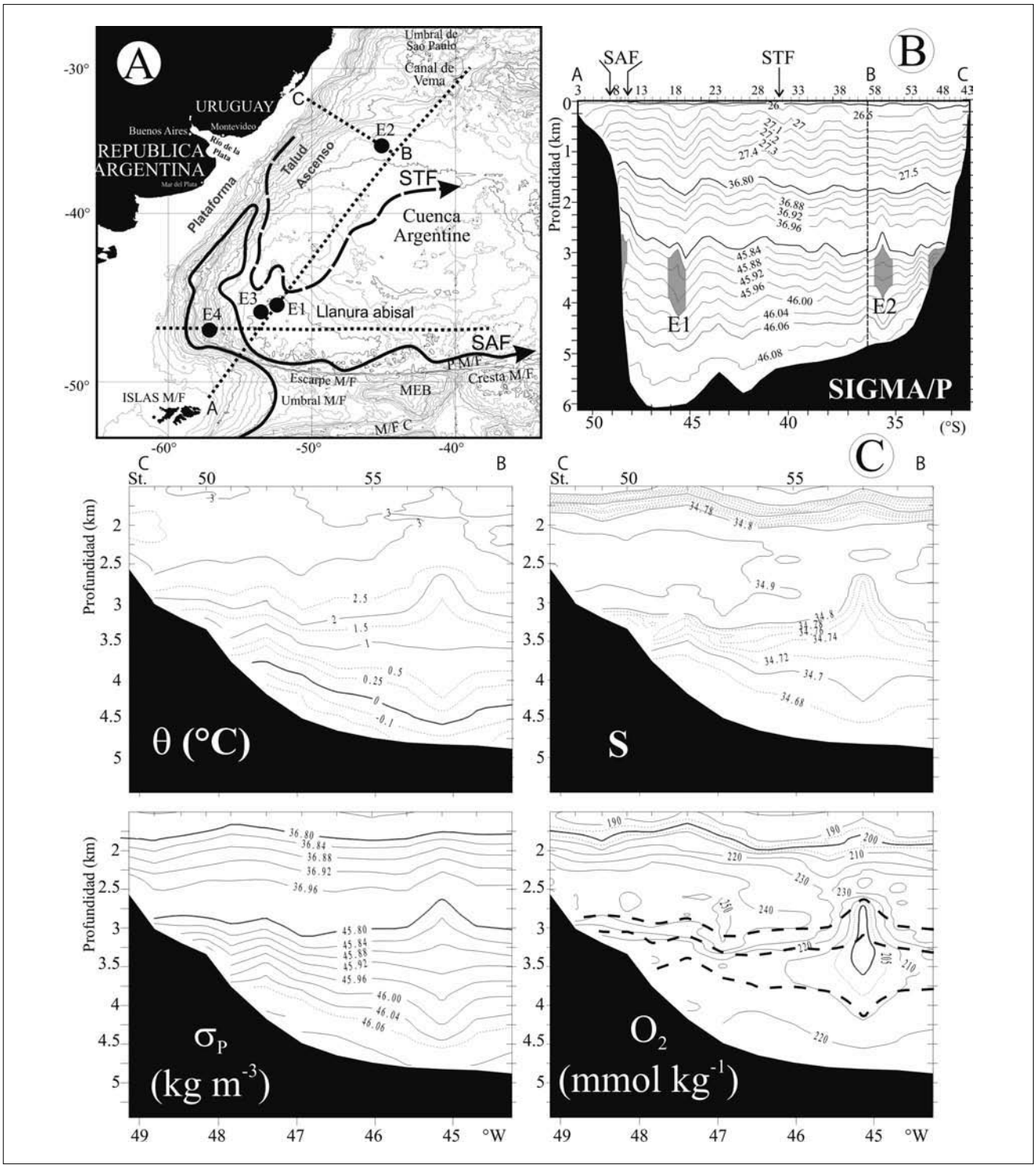


Figura 19.9. Evidencias de grandes *eddies* en la cuenca Argentina. A) Cuenca Argentina con la localización de cuatro grandes *eddies,* así como la posición del Frente Sub-Antárctico (Subantarctic Front, SAF, como flechas continuas) y del Frente Sub-tropical (Subtropical Front, STF, como flechas discontinuas). La batimetría es expresada en isobatas múltiplo de 1.000 m. La línea de puntos representa la posición de las secciones verticales. Leyenda de las principales referencias fisiográficas: MEB = Banco Maurice Ewing; M/F = Malvinas/Falkland. B) Distribución vertical de la densidad de las masas de agua a lo largo de la línea ABC (ver figura 19.A). La trama gris visualiza la localización de los grandes *eddies* E1 y E2. C) Secciones verticales para el potencial de temperatura (θ), salinidad (S), densidad (σ_p) y oxígeno disuelto (O_2) a lo largo del perfil CB (ver figura 19.9A). Las líneas negras discontinuas en el diagrama de O_2 muestran las isopicnas σ = 45,80, 45,87 y 45,98, las cuales determinan el límite superior de la fracción inferior de la Masa de Agua Profunda Circumpolar (Lower Circumpolar Deep Water, LCDW), el límite inferior de la Masa de Agua Nor-Atlántica Profunda (*North Atlantic Deep Water,* NADW) y el límite inferior de la LCDW, respectivamente. Modificado de Arhan *et al.,* 2002).

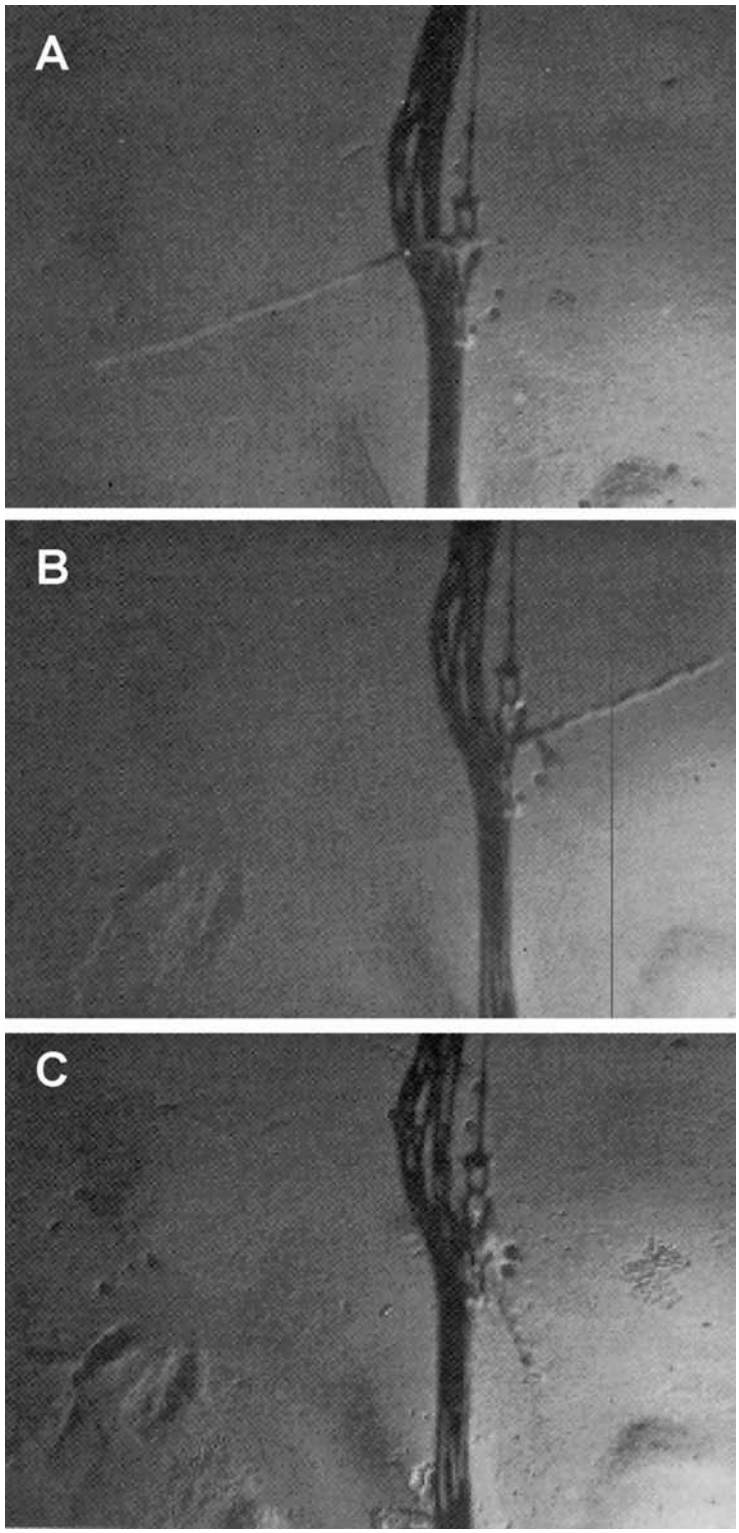


Figura 19.10. Fotografías de una *Tormenta Abisal* a 4.880 m de profundidad en el ascenso continental de Nueva Escocia, en el margen occidental del Atlántico Norte. A) *30 de septiembre de 1985*. Fondo limpio y parcialmente afectado por bioturbación. La dirección de la corriente es de derecha a izquierda. B) *31 de octubre de 1985*. Fondo cubierto por una extensa capa de sedimentos finos. La corriente va de la izquierda a la derecha. C) *27 de diciembre de 1985*. Fondo nuevamente afectado por una intensa bioturbación. La corriente fluye ahora desde arriba hacia abajo (Bearmon, 1989).

Grandes «eddies»

En algunas regiones la formación y actividad de grandes giros o *eddies* verticales sobre el fondo submarino es un proceso frecuente (figura 19.9). Su génesis es debida a la interacción de masas de aguas de diferente procedencia pero con densidades similares, y pueden llegar a generar rasgos erosivos y/o deposicionales de gran escala (Flood y Shor, 1988; Maldonado *et al.,* 2003; Hernández-Molina *et al.,* 2008b). Su efecto erosivo es un mecanismo significativo para la formación de capas nefeloides, así como para el transporte del material en suspensión durante largas distancias. Richarson *et al.* (1993) denominaron a este proceso «energía cinética debida a *eddies* abisales» *(Abyssal Eddies Kinetic Energy,* AEKE). Buenos ejemplos de la formación de estos *eddies* y su efectos sobre el fondo en miles de kilómetros pueden encontrarse en la cuenca Argentina (Cheney *et al.* 1983; Arhan *et al.,* 2002, figura 19.10), y en el mar de Scotia, Antartida (Andrew Coward, NOCS, 2007 comunicación personal; Hernández-Molina *et al.,* 2008b).

Las tempestades abisales o tormentas profundas

En los ambientes marinos profundos es conocida la existencia de «tormentas profundas» *(deep-sea storm),* «tormentas bentónicas» *(benthic storm)* o «tempestades abisales» *(abyssal storm)* de gran capacidad erosiva (Hollister *et al.,* 1980; Gardner y Sullivan, 1981; Kennett, 1982; Hollister y McCave, 1984; Nowell y Hollister, 1985; Bearmon, 1989; Hollister, 1993; Von Lom-Keil *et al.,* 2002). La génesis de estos eventos aun se conoce pobremente, si bien parece estar asociadas con la formación de *eddies* (figura 19.8). Durante dichos eventos las masas de agua incrementan su velocidad de 2 a 5 veces, alcanzando más de 20 cm s^{-1}, y por tanto se favorecen los procesos de aventamiento *(winnowing)* y retrabajamiento, una mayor concentración de sedimentos en suspensión (hasta ~5g l^{-1}), blooms plantónicos, y un aporte considerable de materia orgánica a los *drifts* (Richarson *et al.,* 1993; Von Lom-Keil *et al.,* 2002). Estos procesos son intermitentes pero pueden durar días o semanas

(2-20 días, normalmente 3-5 días) (figura 19.10), favoreciéndose durante las épocas de fuerte contraste climático entre los polos y el ecuador. Estos eventos condicionan una mayor velocidad de las corrientes de contorno, que es suficiente para erosionar los taludes continentales, e incluso generar grandes deslizamientos y *slumps* en ciertas regiones (Kennett, 1982; Pickering *et al.,* 1989; Stow *et al.,* 1996; Gao *et al.,* 1998; Einsele, 2000). En el Atlántico Norte, la frecuencia es de 8 a 10 tormentas/año, con velocidades máximas de 15-40 cm s^{-1} a 10-50 m s^{-1} sobre el fondo, concentraciones de sedimentos de 3,5-10 g l^{-1} a 1-5 m sobre el fondo, y flujos sedimentarios de alrededor de 0,2-2 m^3 por día (Hollister, 1993).

Fisiografía: influencia de obstáculos fisiográficos

La circulación de las masas de agua está condicionada por la fisiografía submarina *(*altos submarinos, colinas abisales, bancos, umbrales, montículos, etc), pudiéndose considerar dos grandes tipos de obstáculos (Hernández-Molina *et al.,* 2008b):

Obstáculos puntuales

Cabe destacar dentro de este grupo los altos submarinos *(seamounts)* con influencia en el desarrollo de nuevos procesos sedimentarios, la biota marina, las tasas de sedimentación y erosión, y la evolución paleoceanográfica (Davies y Laughton, 1972; Roberts *et al.,* 1974; Roden, 1987; Rogers, 1994). La distorsión de la circulación que se produce alrededor de obstáculos puntuales (figura 19.11), podría simplificarse en dos términos opuestos (Hernández-Molina *et al.,* 2006b): 1) procesos de vorticidad predominantes sobre los procesos advectivos (ver Zenk, 2008), generándose un par de vórtices helicoidales que giran a favor de la corriente en direcciones opuestas a lo largo de los flancos del obstáculo; 2) procesos advectivos dominates sobre los de vorticidad. En este caso la velocidad de la masa es menor, y el flujo alre-

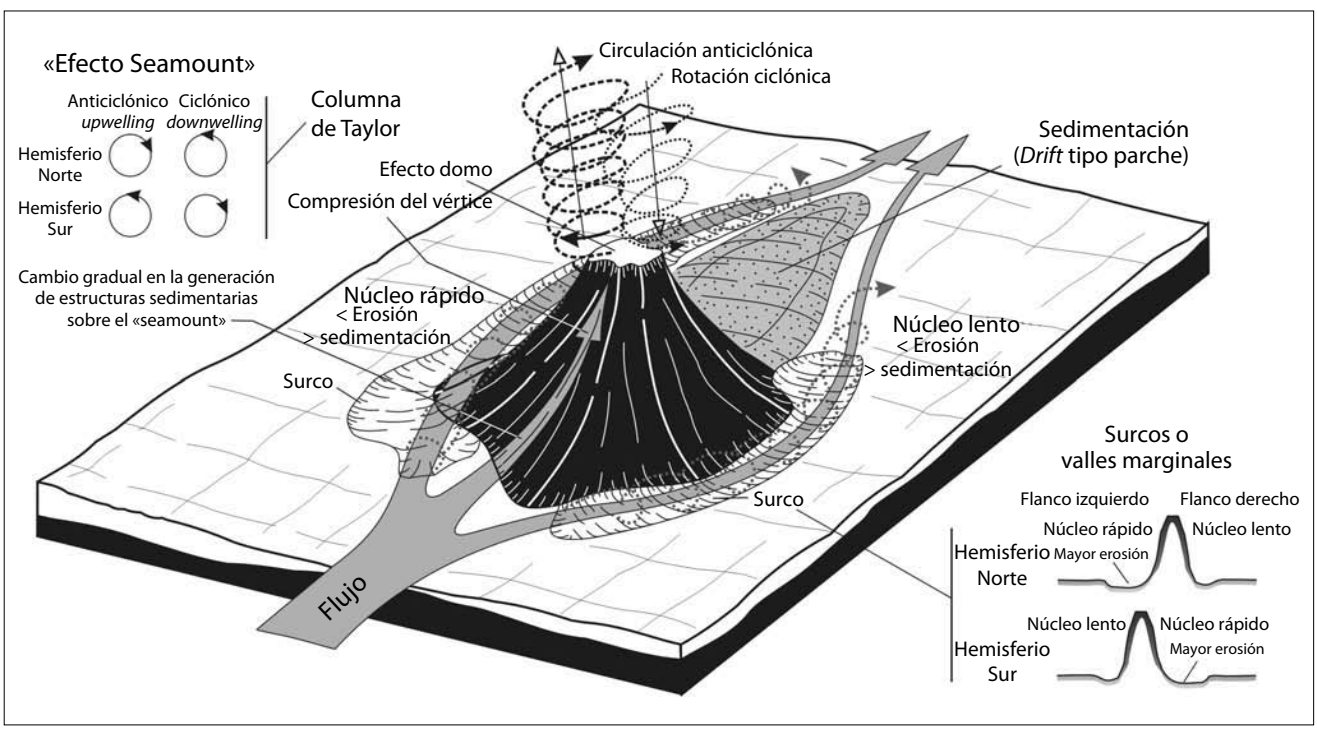


Figura 19.11. Principales rasgos hidrodinámicos relacionados con la presencia de un obstáculo puntual frente a la circulación de una masa de agua de fondo. Se indica la asimetría en la formación de los surcos o valles marginales, así como los depósitos contorníticos (*Patch Drift*) que se desarrollan detrás de obstáculos. Modificado de Hernández-Molina *et al.,* 2006b.

dedor del obstáculo gira en sentido horario (en el hemisferio norte) constituyendo un *eddy* vertical anticiclónico sobre el obstáculo (columna de Taylor). La estratificación de las masas de agua, en general, inhibe los movimientos verticales y por tanto la extensión vertical de dichos *eddies*. Con frecuencia alrededor de la base de los obstáculos puntuales suelen desarrollarse surcos o valles marginales *(marginal troughs, scours* o *moats)* (figura 19.11). La Fuerza de Coriolis permite que se acelere el vórtice de la izquierda y se desacelere el vórtice de la derecha (corriente abajo y en el hemisferio norte), lo que favorece que el valle marginal esté mejor desarrollado en los flancos izquierdos en ese hemisferio (al contrario en el hemisferio sur) (Roberts *et al.,* 1974; McCave y Carter, 1997). Por otra parte detrás de los obstáculos se favorece el desarrollo de *drifts (patch drifts)* (Davies y Laughton, 1972; McCave y Carter, 1997; Masson *et al.,* 2003; Hernández-Molina *et al.,* 2006b).

Obstáculos lineales

Dentro de los obstáculos lineales destacarían las dorsales diapíricas *(diapiric ridges),* las zonas de fractura, los bancos y las cadenas de altos submarinos, que influyen en el comportamiento de las masas de agua. Cuando la masa de agua interacciona de manera perpendicular u oblicua al obstáculo se generan dos vórtices o núcleos helicoidales que favorecen los procesos erosivos, uno delante del obstáculo, el cual permite la formación de un «canal contornítico», y otro tras el obstáculo, que permite el desarrollo de «valles marginales». Además, los obstáculos de mayores dimensiones pueden generar ondas internas en la masa de agua, una vez sobrepasado el obstáculo (Kenyon y Belderson, 1973; Roden, 1987, 1991; Nelson *et al.,* 1993; Merrifield *et al.,* 2001; García, 2002; Hernández-Molina *et al.,* 2003, 2006a; Serra, 2004).

Otras corrientes de fondo

Además de las corrientes generadas en el marco de la circulación termohalina, existen otras corrientes profundas que afectan a los fondos y a los procesos sedimentarios. Una breve revisión de algunas de estas corrientes no termohalinas será incluida aquí, con la finalidad de mostrar procesos alternativos en la generación de depósitos de corrientes de fondo (contornitas en sentido amplio), lo que tiene un especial interés a la hora de interpretar el registro geológico antiguo, donde observamos las facies resultantes pero no las corrientes que las han generado.

a) *Corrientes de fondo generadas por el viento.* Las corrientes superficiales y subsuperficiales inducidas por el viento y moduladas por la configuración geográfica e hidrográfica de las cuencas oceánicas afectan a la columna de agua desde la propia superficie a cientos de metros de profundidad (más de 4.000 metros en algunos casos) Ejemplos de corrientes con importante extensión en profundidad son las corrientes límite occidentales y procesos asociados, como la corriente del Golfo (p. ej., Hendry, 1982; Johns *et al.,* 1995) o la corriente de Kuroshio (p. ej., Kawabe, 1995). También es un buen ejemplo la corriente del golfo de México *(Loop Current),* con velocidades en superficie de 100 cm s^{-1} e influencia sobre el fondo marino a más de 3000 m de profundidad (Shanmugam, 2003).

b) *Corrientes de fondo de origen mareal:* Pueden tener importancia en los cañones submarinos, donde la fisiografía favorece la amplificación de la señal mareal en profundidad. Estas corrientes están documentadas en la bibliografía (Shepard *et al.,* 1979; Beaulieu y Baldwin, 1998; Petruncio *et al.,* 1998; Viana *et al.,* 1998a), aunque los depósitos

que resultan de ellas están aún pobremente descritos tanto en medios actuales como en el registro fósil (ver revisión en Shanmugam, 2007). En los sistemas actuales, las medidas de la velocidad de la corriente, tomadas a profundidades que van de decenas de metros a más de 4.000, alcanzan velocidades máximas de 25-50 $cm.s^{-1}$ y tienen un marcado carácter rítmico, con una periodicidad semidiurna. Es de notar la complejidad de estos sistemas, donde los procesos gravitacionales suelen tener gran importancia.

Evolución de los sistemas de corrientes profundas en las cuencas oceánicas

El patrón actual de circulación oceánica profunda (Modelo de Circulación Termohalina, THC) es relativamente reciente. Con anterioridad (p. ej., Cretácico y Paleoceno) la circulación de las masas de agua profundas se ajustaba a un Modelo de Circulación Halocinética, controlado por masas de aguas calientes y salinas que descendían desde las plataformas someras hacia los dominios profundos, y que se generaban en los límites orientales de las cuencas oceánicas especialmente en las zonas áridas (Brass *et al.,* 1982; Hay, 1984; Oberhansli y Hsü, 1986; Pickering *et al.,* 1989).

Los cambios morfológicos de las cuencas marinas inducidos por la dinámica de las placas litosféricas, así como el clima, han causado cambios determinantes en la circulación oceánica y en la sedimentación (Einsele, 2000). Si se analizan las características del océano cretácico, éste estuvo caracterizado por un clima caliente y homogéneo al tener un reducido gradiente de temperatura entre los polos y el ecuador. Las masas de aguas eran calientes y estuvieron estancadas, siendo más salinas en el fondo que en la superficie. El contenido en CO_2 atmosférico se estima en cuatro veces el valor actual y la temperatura global media en unos 6 °C superior a la temperatura media actual. En este período la circulación se desarrollaba fundamentalmente en zonas ecuatoriales y en dirección este a oeste, a través del océano Panthalasa y del océano Tethys (Kennett, 1982; Einsele, 2000). Durante el Paleógeno, la THC fue similar a la anterior, aunque estuvo más controlada por la salinidad que por la temperatura (Oberhansli y Hsü, 1986). Tras el cierre de los estrechos oceánicos durante el Eoceno (figura 19.12) se reduce la conexión ecuatorial entre los océanos Atlántico y Pacífico, siendo reemplazada más tarde por la conexión meridional a través del Paso del Drake, de manera que al final del Eoceno comienza el enfriamiento de la masa de agua profunda, y se desplazan las zonas de formación de las masas de agua profundas desde las bajas a las altas latitudes (Kennett, 1982; Einsele, 2000). En el Oligoceno se abrió el Paso del Drake y se produjo la separación de Australia respecto de la Antártida por el Estrecho de Tasmania, lo que motivó un drástico cambio en la circulación oceánica del Hemisferio Sur. Se establece la Corriente Circumpolar Antártica *(Antarctic Circumpolar Current,* ACC) que evita un intercambio de transferencia de calor desde las bajas latitudes y el continente antártico. Como resultado comienza a generarse una espesa capa de hielo sobre el continente antártico, que favorece un mayor albedo y el enfriamiento de la Tierra. Sin embargo, todavía la generación de la masa de agua profunda antártica es muy reducida y débil, excepto en la parte occidental del Atlántico Sur (Einsele, 2000). Durante el Mioceno inferior (~18 Ma), se formó el paso de Groelandia (Kennett, 1982) a través de la barrera topográfica que une Groenlandia-Islandia y Escocia *(Umbral de Reykjanes)*. En el Mioceno medio (~14 Ma) se aceleró el crecimiento de las masas de hielo en la Antártida, incluida la Antártida Oriental (Einsele, 2000). El posterior cierre del Istmo de Panamá durante el Plioceno superior (2,4-3 Ma), intensificó la corriente superficial del Golfo transportando agua caliente y relativamente salina hacia el Atlántico Norte. Este proceso favoreció en esa zona la formación de las masas de aguas profundas y de grandes masas de hielo en el Hemisferio Norte, así como el establecimiento de las glaciaciones. A su vez, el incremento del gradiente de temperatura genera un aumento en la formación de Agua

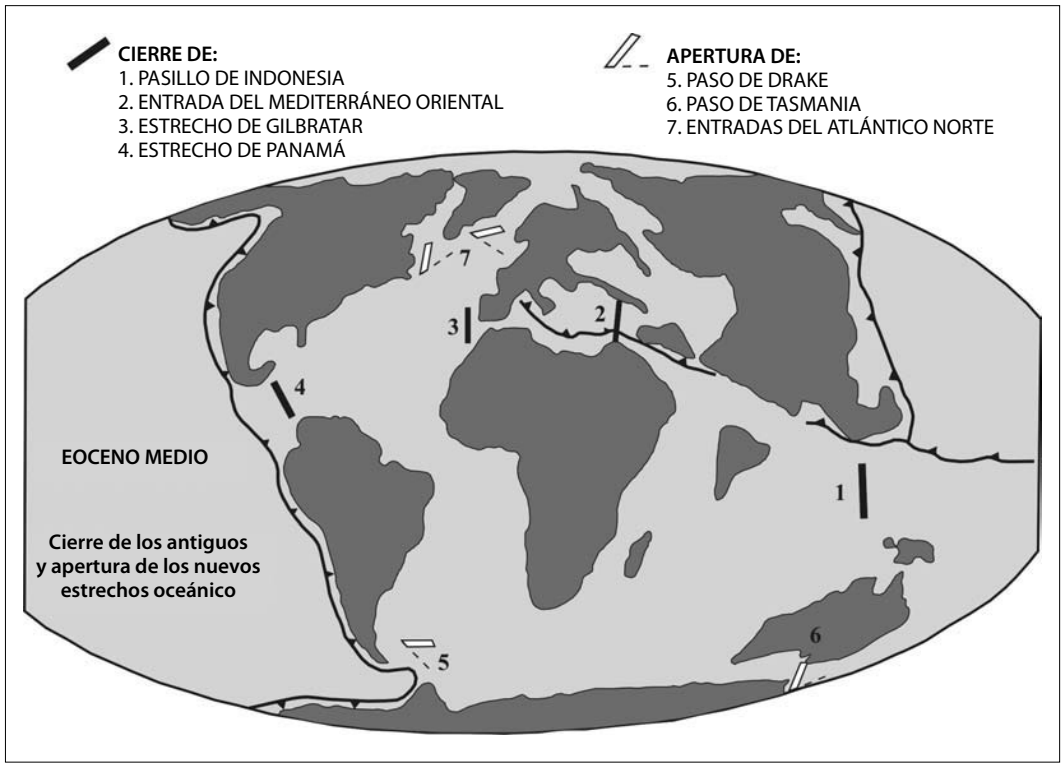


Figura 19.12. Cuencas Marinas durante el Eoceno (54-37,5 ma.) y con posterioridad al Eoceno (> 37,5 ma) en la que se ilustra el cierre o apertura de Estrechos y canales oceánicos que condicionaron una drástica reorganización de la circulación termohalina. Modificado de Seibold y Berger, 1993.

Nor-Atlántica Profunda, que alcanza posiciones muy meridionales en el océano Atlántico hasta llegar a la Antártida (Einsele, 2000). Durante el Plioceno superior y el Cuaternario el modelo de THC es, en términos generales, similar al modelo actual.

SISTEMAS ACTUALES Y RECIENTES

Factores que definen un sistema contornítico y controlan la sedimentación

Los factores que influyen en la sedimentación y distribución de los depósitos contorníticos son (Kennett, 1982; McCave y Tucholke, 1986; Pickering *et al.,* 1989; Faugères y Stow, 1993; Gao *et al.,* 1998; Faugères *et al.,* 1999; Stow *et al.,* 2002b; Rebesco, 2005; Viana *et al.,* 2007) (figura 19.13):

Circulación oceánica

Generalmente se asume que la sedimentación contornítica tiene lugar en uno o ambos lados del núcleo principal de máxima velocidad de la corriente de fondo que lleva material en suspensión, dentro de un contexto de agua relativamente tranquila. La tasa de depósito está inversamente relacionada con la velocidad del flujo. La posición del flujo de la masa de agua profunda respecto a la topografía del fondo, las características del talud continental y su interacción con otro flujo en dirección opuesta inciden, claramente, en la morfología resultante del *drift.* Además, el propio *drift* puede desviar el flujo de la corriente que originó el depósito.

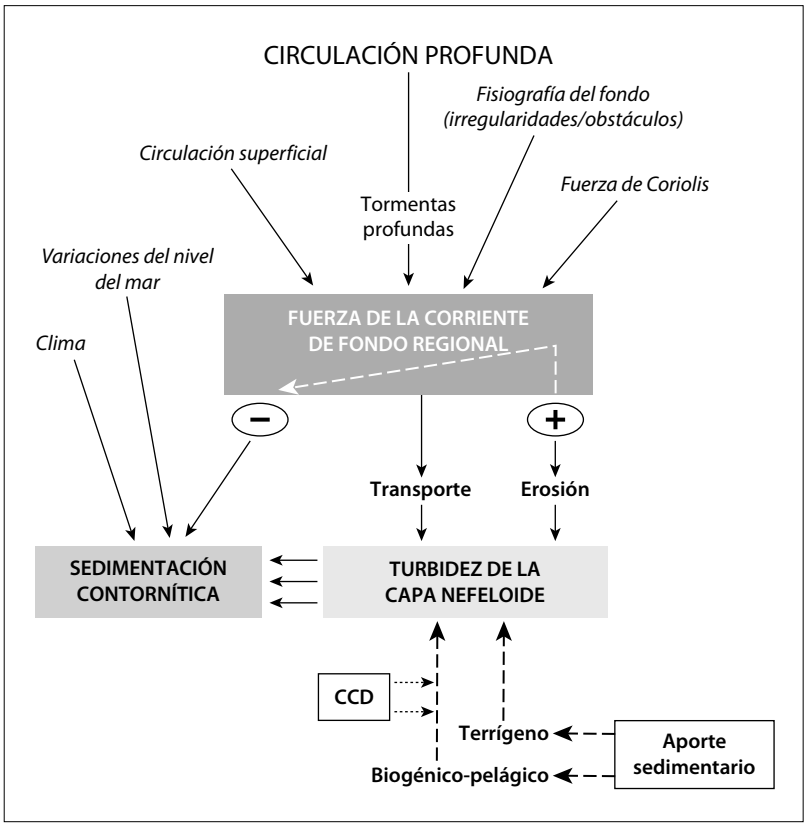


Figura 19.13. Principales factores que influyen en la sedimentación contornítica. Modificado de Faugères *et al.,* 1993.

Fisiografía del fondo

Las características morfológicas generales de la cuenca tienden a controlar el tipo de acumulación contornítica ya que ejercen en detalle una gran influencia sobre la velocidad y la circulación oceánica. Debido a la fuerza de Coriolis la masa de agua tiende a circular sobre el margen continental, donde se intensifica debido a la pendiente del talud, pudiendo además cambiar su orientación y provocar variaciones en su velocidad. Por otra parte, la presencia de relieves submarinos induce a perturbaciones en el flujo de la corriente de fondo favoreciendo que se pueda ralentizar, incrementar y/o desviar suficientemente para generar diferentes rasgos deposicionales y erosivos.

Capa nefeloide

La turbidez de la capa nefeloide es función del aporte sedimentario, resuspensión de sedimentos del fondo, decantación directa de partículas pelágicas y pellets, erosión del fondo y transporte por las corrientes y la posición del nivel de compensación del carbonato (*Carbonate Compensation Depth,* CCD). Las capas nefeloides con una alta turbidez están acompañadas normalmente de una alta tasa de sedimentación lo cual es un factor importante para la formación del *drift* contornítico a gran escala. Una fuerte contribución de sedimentos a la capa nefeloide profunda tiene lugar durante las tormentas abisales, en las que se mantiene en suspensión una gran cantidad de sedimento.

Aporte sedimentario

La tasa de sedimentación producida por una corriente de fondo está subordinada a la disponibilidad del sedimento que ésta puede transportar. El sedimento puede ser de origen terrígeno o biogénico y su volumen puede estar controlado principalmente por la geología, la tectónica, el clima del área fuente continental, la morfología del margen, y por los cambios relativos del nivel del mar. El aporte de material bioclástico está estrechamente relacionado con las condiciones hidrológicas, el clima, la productividad y la disolución del material esquelético en la cuenca profunda.

Los valores mínimos y máximos de aporte de sedimentos están sujetos a un delicado equilibrio entre los procesos sedimentarios transversales al talud *(downslope)* y aquellos longitudinales al mismo *(alongslope),* de manera que si existe un aporte excesivo y continuo de sedimentos del continente, puede enmascararse el desarrollo del *drift*. Sobre el ascenso continental la corriente de fondo y de turbidez pueden ser activas contemporáneamente y, por consiguiente, los sistemas de canales y abanicos profundos y los depósitos contorníticos pueden coexistir. Por otro lado la corriente de fondo puede beneficiarse del flujo turbidítico retrabajando la

arena del depósito precedente o por resuspensión del sedimento de fracción fina para posteriormente depositarlo como depósito contornítico.

Clima

En ocasiones la marcada ciclicidad que se observa en las facies contorníticas parece inducida climáticamente por los ciclos de Milankovitch y por tanto por los cambios climáticos glacial/interglacial. El clima afecta a la circulación atmosférica y a las condiciones de formación e intensidad del agua profunda. La respuesta de la sedimentación contornítica a estos cambios no se conoce bien, ya que depende de la latitud y del contexto morfológico, y además no tiene que ser necesariamente la misma para masas de agua diferentes. De hecho, es conocido que durante los períodos interglaciales se intensifica la NADW, mientras que en los períodos glaciales se intensifica la AABW (Rahmstorf, 2006).

Variaciones del nivel del mar

No hay datos suficientes que nos permitan establecer una relación directa entre nivel del mar y una mayor o menor tasa de acumulación o de erosión de los *drifts,* de hecho en situaciones de nivel del mar bajo existen masas de agua que se han determinado más activas, mientras que en situaciones de nivel del mar alto hay otras masas de agua con una mayor actividad, lo que hace difícil una correlación entre la sedimentación contornítica y las variaciones eustáticas (Hernández-Molina *et al.,* 2008a). Conceptualmente, durante los intervalos de bajo nivel del mar se favorecen los procesos gravitacionales de masas, mientras que durante los intervalos transgresivos y de alto nivel del mar parecen dominantes los procesos de sedimentación contornítica y/o hemipelágica, favorecidos por corrientes de fondo de moderada intensidad y tasas de aporte sedimentario bajas. Es durante estos intervalos cuando la sedimentación turbidítica y/o gravitacional de masas no enmascara la sedimentación contornítica, aunque por otra parte un aporte sedimentario muy bajo puede favorecer el desarrollo de secciones condensadas, e inhibir el desarrollo de depósitos contorníticos (Pickering *et al.,* 1989; Gao *et al.,* 1998).

Tasa de sedimentación y frecuencia

La formación de un *drift* implica millones de años (Heezen *et al.,* 1966) con un delicado balance entre los procesos longitudinales y transversales al margen (Pickering *et al.,* 1989). Las fluctuaciones de la velocidad de las masas de agua condicionan que las acumulaciones no se produzcan de manera continuada, siendo los hiatos y discontinuidades estratigráficas frecuentes en este tipo de depósito (Kennett, 1982; Einsele, 2000). La tasa de sedimentación de los sedimentos contorníticos actuales calculada en los depósitos de *drift* del océano Atlántico varía entre los 20 a 100 (máximo de 150) m/ma, con una media de 55 m/ma, lo que equivale a unos 5 mm/1.000 años (tabla 19.1) (Stow y Holbrook, 1984; Faugères y Stow, 1993). No obstante, como consecuencia de la gran erosión y remobilización de sedimento generada durante las tormentas abisales, se han llegado a observar valores del orden de 1,4 cm/mes entre dos períodos erosivos por las tormentas (Faugères y Stow, 1993). Considerando todo el registro estratigráfico holoceno la tasa de sedimentación se estima en 5,5 cm/1.000 años. A una escala geológica mayor, para el registro estratigráfico neógeno de los *drifts* del océano Nor-Atlántico, se han descrito tasas de sedimentación con valores de 2 a 10 cm/1.000 años (Faugères y Stow, 1993).

La periodicidad de las secuencias de 50 cm de espesor determinadas en los medios marinos recientes indica una frecuencia de 2.000-10.000 años (Stow *et al.,* 1986, 1996). Sin embargo,

Área	Tasa de sedimentación cm/1.000 años	Fuente
Dorsal Medio-Oceánica en el Atlántico Norte	0,6-12	Davies y Laughton, 1972
Blake Outer Ridge	2-20	Hollister y Heezen, 1972
Blake-Bahama Outer Ridge	2-13	Klasik y Pilkey, 1975
Talud Hebrides	5	Leslie, 1993
Talud de Cádiz	1-12	Nelson et al., 1993
Talud superior de Cádiz	1-5	Nelson et al., 1993
Drifts elongados gigantes del Atlántico Norte	2-10	Faugères et al., 1993
Drifts laminares del Atlántico Sur	2-3	Faugères et al., 1993
Drifts relacionados con canales en el Atlántico Sur	2-4	Faugères et al., 1993
Drifts contorníticos del Atlántico Norte	1-15	Stow y Holbrook, 1984
Drift Hatton	0,6-4	Stow y Holbrook, 1984
Drift de Faro en el Margen meridional de Portugal	1-14,5	Stow et al., 1986
Contornítas Ordovícicas al norte de Hunan (China)	3,8	Taizhong et al., 1993
Contornítas Cretácicas del margen continental del Cratón Arábico	2-20	Bein y Weiler, 1976

Tabla 19.1. Tasa de sedimentación en diferentes depósitos contorníticos actuales y antiguos (Gao *et al.,* 1998).

la periodicidad determinada en el registro fósil (Ordovícico) indica una secuencia cada 100.000 años, que se ha relacionado con los ciclos de excentricidad de la Tierra (Taizhong *et al.,* 1993; Gao *et al.,* 1998).

Clasificación de los rasgos deposicionales y erosivos contorníticos

La circulación de masas de agua puede generar *drifts* contorníticos y rasgos erosivos en cualquier parte del margen y de la cuenca marina, si bien se destacan tres contextos (Stow *et al.,* 2002b): *a*) *drift* de aguas relativamente someras (< 300 m); *b*) *drift* de profundidades intermedias (300-2.000), y *c*) *drift* de aguas profundas (> 2.000 m).

Los rasgos deposicionales están caracterizados por grandes *drift* contorníticos. Existen varias clasificaciones de los *drift,* si bien se ha optado por seguir la última clasificación de Rebesco (2005), la cual está basada en su mayor parte en las clasificaciones anteriores de McCave y Tucholke (1986); Faugères *et al*. (1999); Rebesco y Stow (2001) y Stow *et al.* (2002b). En la figura 19.14 se ilustran los diferentes tipos de *drift* que se consideran actualmente en la literatura, fundamentados en aspectos morfológicos, sedimentológicos y características sísmicas. Dichos *drifts* se describen brevemente a continuación, si bien una descripción muy detallada de cada uno de ellos puede encontrase en Rebesco (2005) y Faugères *et al*. (1999).

- *Drifts* monticulares elongados *(Elongated mounded drifts).* Este tipo de acumulación contornítica presenta una morfología bien apreciable elongada y monticular, con una extensión muy variable, desde decenas a más de miles de kilómetros de largo, un radio de elongación de al menos 2:1 a 10:1, y varios cientos de metros por encima del fondo (espesor total > 2 km). La elongación del *drift* generalmente es paralela al margen, y su cresta paralela al eje de la corriente, si bien la elongación y progradación de los depósitos puede ser variable dependiendo del sistema de corrientes e intensidad, la batimetría, y la Fuerza de Coriolis. Se diferencian dos tipos de *drifts* monticulares: *a*) *drift separado (se-*

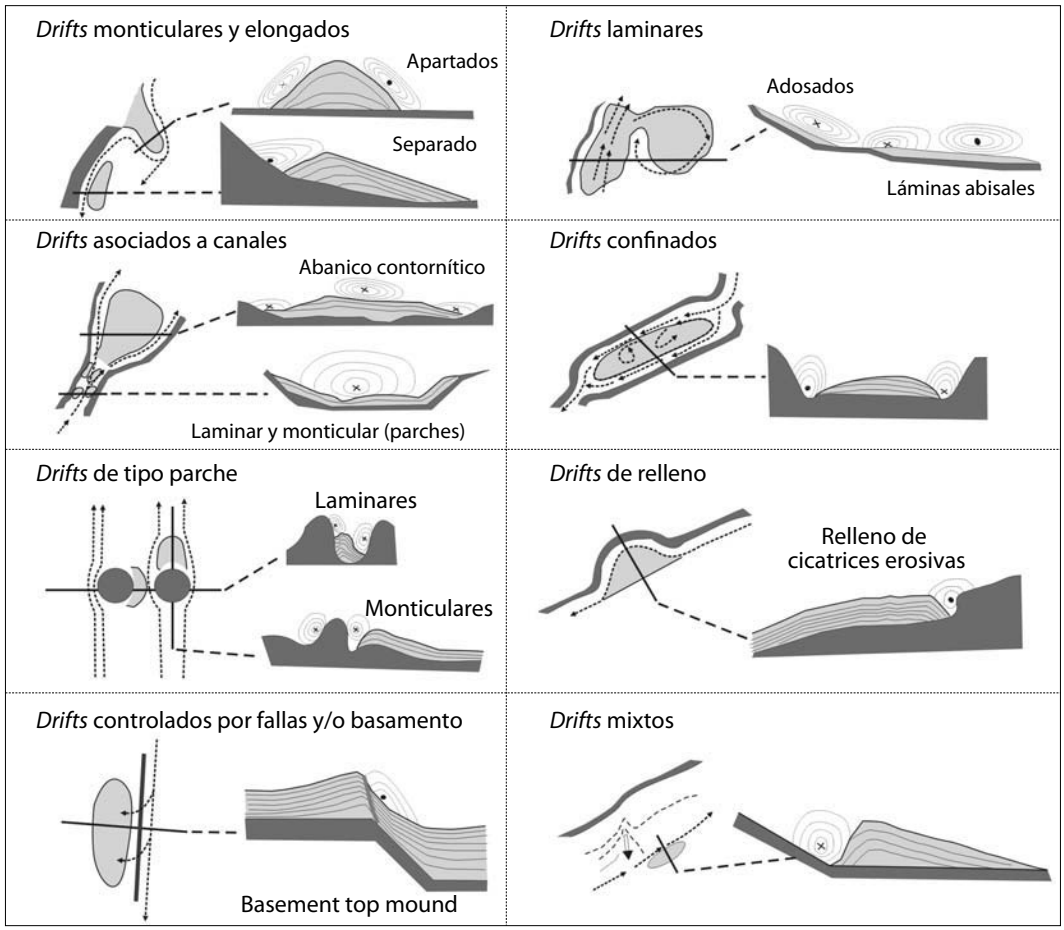


Figura 19.14. Principales *drift* contorníticos diferenciados en las cuencas marinas actuales según sus características morfológicas, sedimentológicas y sísmicas. Adaptado de Rebesco y Stow, 2001 y Rebesco, 2005.

parated drift), los cuales se mantienen desconectados del talud continental adyacente por una fosa contornítica o *moat* (p. ej., *Drift* Feni, *Drift* de Faro) e implican un talud de cierta inclinación y una velocidad de la masa de agua de media a alta; *b*) los *drifts desconectados (detached drift),* los cuales se separan del talud continental donde originalmente fueron formados, presentando flujos de corrientes opuestos en sus dos flancos (p. ej., *Drift* Eirik, *Drift* Blake).

- *Drifts* laminares *(sheeted drifts)*. Forman una extensa acumulación de bajo relieve (unos pocos de cientos de metros) en un área de más de 1.000 km^2, mostrando una ligera disminución de espesor hacia los márgenes. Las facies sísmicas internas presentan reflectores de baja amplitud, discontinuos o más o menos transparentes, en algunas partes. Se han diferenciado dos tipos de *drift* laminar: *a*) *drifts laminares abisales (abyssal sheet),* que rellenan las llanuras de la cuenca donde sus márgenes atrapan las corrientes de fondo dentro de una circulación giratoria compleja (p. ej., cuenca Argentina, *Drift* Gloria); *b*) *drifts laminares adosados al talud (plastered drift),* que se disponen sobre los taludes continentales a cualquier profundidad, particularmente donde un relieve suave favorece el desarrollo de una corriente de fondo no-focalizada (p. ej., golfo de Cádiz, margen Campos).
- *Drifts* asociados a canales *(Channel-related drifts)*. Estos depósitos se caracterizan por su relación con conductos estrechos (canales profundos, *gateways,* estrechos, fosas, etc.) donde las corrientes de fondo se restringen de manera que la velocidad del flujo aumen-

ta. Se pueden diferenciar dos tipos de *drifts* relacionados con canales: *a*) los *drifts* de tipo parche *(patch drifts),* típicamente pequeños (pocas decenas de km^2 de área), depositados dentro de los canales, tanto como montículos axiales en el fondo o como láminas laterales en los flancos del canal (p. ej., surco NE Rockall); *b*) *abanicos-contorníticos (contourite-fans),* constituyendo depósitos de mayores dimensiones con forma cónica (100 km o más de ancho y radio, y unos 300 m de espesor), desarrollados a la salida corriente abajo de los conductos (p. ej., salida del Canal Vema).

- *Drifts* confinados *(confined drifts).* Depósitos desarrollados dentro de pequeñas cuencas o surcos controlados por altos morfoestructurales. Presentan facies sísmicas similares a los *drifts* elongados con surcos bien diferenciados a lo largo de ambos márgenes (p. ej., *drift* Sumba, Ascenso continental de Chatham).
- *Drifts* de tipo parche *(patch drifts).* Caracterizados por una distribución aleatoria controlada por la interacción del sistema de corrientes de fondo con una morfología compleja del fondo. Se desarrollan adosadas a los relieves o dentro de un pasillo donde la irregularidad topográfica modifica localmente la dirección y velocidad de la corriente (p. ej., Península Antártica). Son pequeños depósitos (unas pocas decenas de km^2), elongados, irregulares y pueden ser tanto monticulares *(mounded)* o laminares *(sheeted).*
- *Drifts* de relleno *(infill drifts)*. Estos *drifts* se forman típicamente en las cabeceras de una cicatriz o en el margen a pie de un deslizamiento desarrollado bajo la trayectoria de una corriente de fondo. Se caracterizan por un relieve y extensión moderada, forma variada, y progradación a favor de la corriente que progresivamente rellena la depresión topográfica o la irregularidad donde se desarrolla (p. ej., Margen Noruego).
- *Drifts* controlados por fallas o por la estructura del basamento *(fault/basement- controlled drifts)*. Se desarrollan tanto a la base como en el techo de un relieve generado por una falla en el basamento, en respuesta a perturbaciones en el patrón de circulación de la corriente de fondo. Una característica adicional sería la fracturación sindeposicional que afecta la cara relativamente más inclinada de estos *drifts* (p. ej., mar de Weddell).
- *Drifts* mixtos *(mixed drift systems)*. Se caracterizan por la interacción de corrientes longitudinales con otros procesos deposicionales (interdigitación, intercalación, imbricación, incorporación, retrabajamiento, etc.) (p. ej., SE mar de Weddell, cuenca de Brasil, ascenso continental de Haterras). La interacción más efectiva se da entre contornitas y turbiditas, pero el desarrollo del *drift* puede estar afectado en varias ocasiones por la asociación con debritas, hemipelágicos, y sistemas glaciogénicos.

Con frecuencia, sobre los grandes *drifts,* se generan grandes ondas sedimentarias *(sedimentary waves)* que afectan a extensas áreas oceánicas. Las ondas sedimentarias pueden ser muy variables en su orientación, describiéndose como formas paralelas, perpendiculares o con un ángulo respecto al flujo de la corriente. Pueden migrar a favor o en contra de la corriente, así como progradar hacia la parte superior o inferior del talud. Están definidas como tipos morfológicos de gran escala, con longitudes de onda entre 1 y 10 km y amplitudes de 10-100 m, y formadas por sedimentos de tamaño de grano fino, principalmente por limos y arcillas (Ewing *et al.,* 1971; Hollister *et al.,* 1974; Kolla *et al.,* 1980; Damuth, 1980; McCave y Tucholke, 1986; Klaus y Ledbetter, 1988; Flood y Shor, 1988; Stow *et al.,* 1996; Gao *et al.,* 1998; Faugères *et al.,* 1999; Von Lom-Keil *et al.,* 2002).

Por otra parte, si la masa de agua que circula tiene suficiente velocidad, su dinámica puede con el tiempo desarrollar rasgos erosivos de grandes dimensiones. En la figura 19.15 se resumen los rasgos erosivos principales a partir de las ideas y definiciones de varios autores (Nelson *et al.,* 1993, 1999; Evans *et al.,* 1998; Stow y Myall, 2000; Masson, 2001; García, 2002; Hernández-Molina *et al.,* 2003, 2006b; García *et al.,* 2009, entre otros). Dichos rasgos

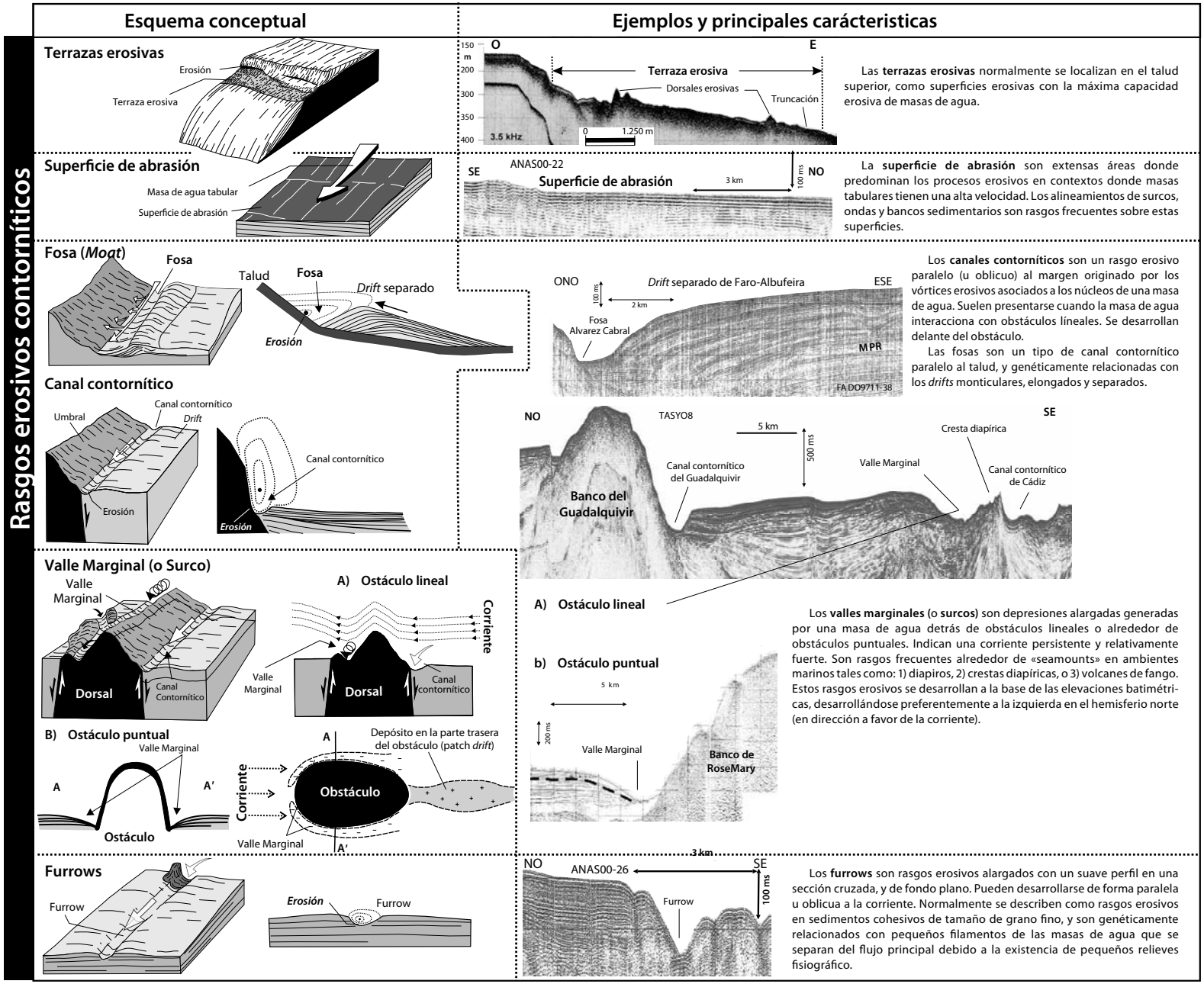


Figura 19.15. Principales características de los rasgos erosivos contorníticos de gran escala. Modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2008.

erosivos son: terrazas erosivas *(erosive terraces),* superficies de abrasión *(abraded surfaces),* canales contorníticos *(contourite channels),* fosas contorníticas *(moats),* valles marginales (*marginal valleys)* y surcos erosivos *(furrows).*

Los anteriores rasgos deposicionales y erosivos debidos a la dinámica de las masas de agua se encuentran conjuntamente determinando Sistemas Deposicionales Contorníticos, cuyo desarrollo va a depender de la morfología del fondo submarino y por tanto en último término de la actividad tectónica del margen. La interacción de una o varias masas de agua sobre un margen de suave morfología puede desarrollar grandes *drifts,* normalmente *drifts* monticulares y elongados o bien adosados o laminares. Por el contrario, una fisiografía compleja generaría múltiples vórtices asociados a cada masa de agua y los rasgos tanto erosivos como deposicionales pueden ser extremadamente complejos (Hernández-Molina *et al.,* 2008a).

Ejemplos de sistemas deposicionales contorníticos: golfo de Cádiz y Antártida

La asociación de rasgos deposicionales y erosivos genera sistemas deposicionales contorníticos de dimensiones comparables a las de los *Abanicos Submarinos Profundos* construidos a partir de las corrientes turbidíticas y los procesos asociados (Gao *et al.,* 1998; Stow *et al.,* 2002b; Viana *et al.,* 2007; Rebesco y Camerlenghi, 2008). Dichos depósitos pueden variar desde pequeños *drifts* (< 100 km^2) equivalentes a los lóbulos turbidíticos individualizados o a los depósitos de *debris-flow* sobre los taludes, a enormes depósitos elongados (>100.000 km^2) que constituyen muchos de los grandes depósitos fangosos existentes en los ambientes profundos (Stow *et al.,* 1996). Existen numerosos ejemplos de sistemas deposicionales contorníticos que actualmente se encuentran muy bien desarrollados en los taludes, ascensos continentales y llanuras abisales (Hernández-Molina *et al.,* 2008a ,b). A continuación se presentan dos ejemplos, uno ubicado en el talud (golfo de Cádiz), y otro localizado en diferentes cuencas oceánicas en la Antártida:

Golfo de Cádiz

Un gigantesco sistema deposicional contornítico se ha generado durante el Plioceno y Cuaternario como consecuencia de la acción de la Masa de Agua Mediterránea de Salida (*Mediterranean Outflow Water,* MOW) sobre el talud medio del golfo de Cádiz (figura 19.16A y B), extendiéndose alrededor del margen oeste de Iberia (p. ej., Kenyon y Belderson, 1973; Gonthier *et al.,* 1984; Nelson *et al.,* 1993, 1999; Llave *et al.,* 2001, 2006; Stow *et al.,* 2002c; Mulder *et al.,* 2003, 2006; Alves *et al.,* 2003; Habgood *et al.,* 2003; Hernández-Molina *et al.,* 2003, 2006a). Dicho sistema incluye tanto rasgos deposicionales como erosivos (figura 19.16B, C, D), condicionados por una velocidad de la corriente de casi 300 cm s^{-1} en las proximidades del Estrecho de Gibraltar, descendiendo a ~80 cm s^{-1} en la latitud del Cabo de San Vicente (Kenyon y Belderson, 1973; Ambar y Howe, 1979; Cherubin *et al.,* 2000). Los principales rasgos deposicionales son *drifts* elongados, monticulares y separados, *drifts* laminares, *drifts* adosados, *drifts* mixtos, lóbulos sedimentarios, y ondas sedimentarias. Los principales rasgos erosivos son los canales contorníticos, valles marginales, fosas contorníticas *(moats)* y los *furrows*. Todos estos rasgos tienen una localización concreta a lo largo del margen continental, y su distribución permite identificar cinco grandes sectores morfosedimentarios dentro del sistema deposicional (una descripción detallada puede encontrarse en Hernández-Molina *et al.,* 2003, 2006a, y Llave *et al.,* 2007). El desarrollo de dichos sectores para cualquier intervalo de tiempo está en relación con la desaceleración sistemática de la MOW en su circulación hacia el oeste desde el Estrecho, su interacción con los rasgos fisiográficos del margen, y la acción de la Fuerza de Coriolis.

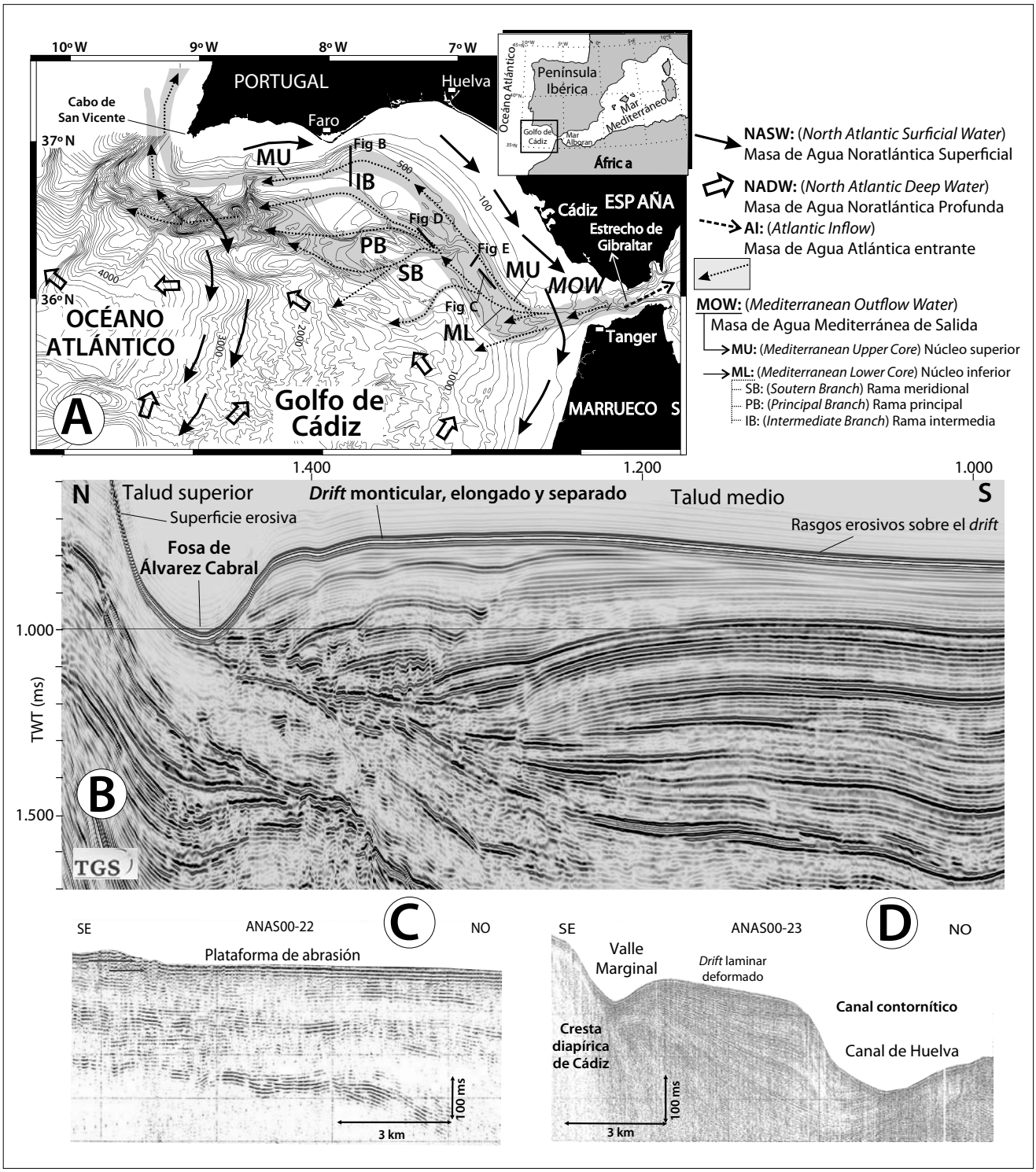


Figura 19.16. Ejemplos de rasgos deposicionales y erosivos del sistema deposicional contornítico del golfo de Cádiz. Modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2008a. A) Mapa de situación con la circulación de las principales masas de agua a lo largo del margen. B) Perfil sísmico de reflexión multicanal sobre el talud medio que atraviesa el *drift* monticular, elongado y separado de Faro-Albufeira y el *moat* de Álvarez Cabral (datos cedidos por TGS-NOPEC Geophysical Company ASA, para el presente trabajo). C) Registro sísmico (Sparker) mostrando la plataforma de abrasión del sector proximal del sistema deposicional. D) Perfil sísmico (Sparker) en el que se observan ejemplos de canales contorníticos y valles marginales.

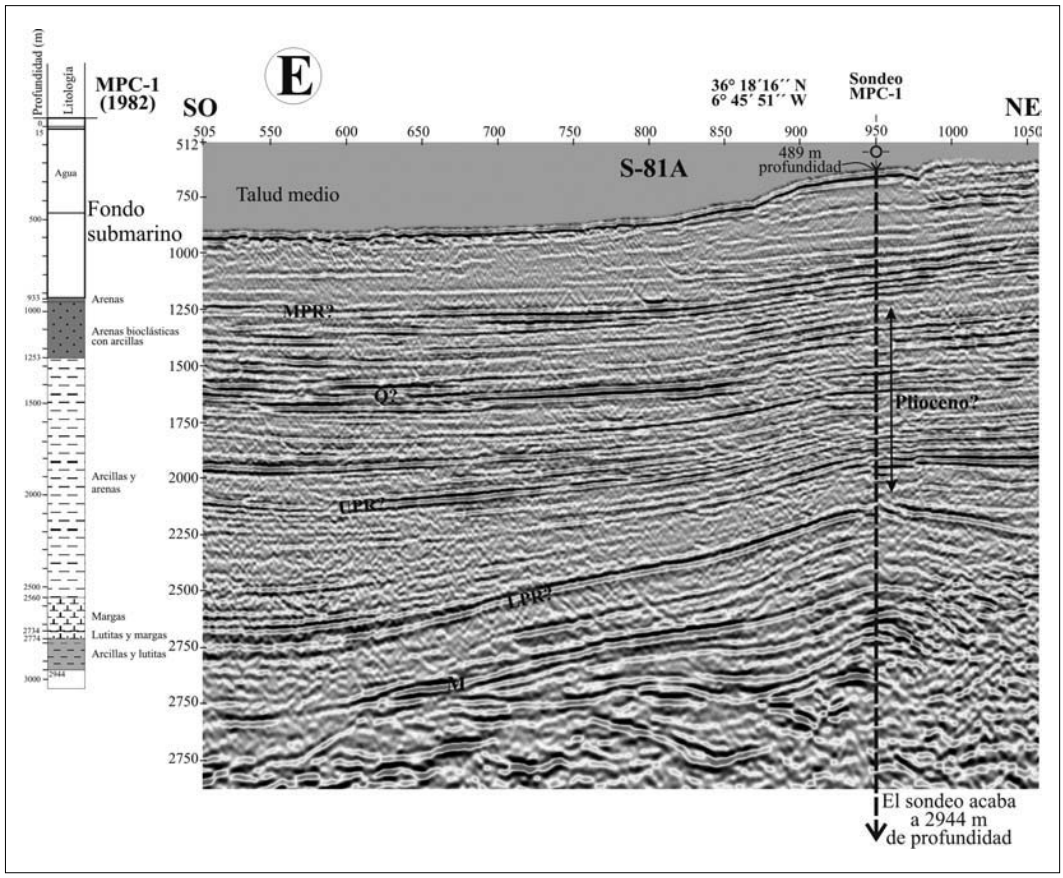


Figura 19.16 (cont.). E) Sondeo MPC-1 del sector proximal del sistema contornítico en un registro sísmico de reflexión multicanal sin interpretar (datos proporcionados por REPSOL-YPF para el presente trabajo). Para la localización de los perfiles, ver la figura 19.16A.

La arquitectura estratigráfica de los grandes *drifts* y su relación con los principales rasgos estructurales del margen ha sido descrita en detalle por Llave *et al.* (2001, 2006, 2007). En general estos *drifts* muestran gran extensión lateral, unidades sísmicas progradacionales a agradacionales con reflectores sub-paralelos de baja a alta amplitud y discontinuidades estratigráficas de entidad regional muy bien desarrolladas (figura 19.16B). El *drift* monticular, elongado y separado de Faro-Albufeira (localizado en la parte septentrional y occidental del talud medio del golfo de Cádiz, donde predominan los procesos deposicionales) representa un ejemplo clásico de depósitos contorníticos de talud (figura 19.16B) con una estructura interna muy bien definida y una configuración de la reflexiones internas que migra en *onlap* y *downlap* tanto hacia el talud superior como a favor de la corriente. Está compuesto principalmente por arcillas, limos y arenas finas, con una mezcla de componentes terrígenos (los componentes dominantes) y biogénicos (Gonthier *et al.,* 1984; Stow *et al.,* 1986, 2002c). Por el contrario, en los grandes canales contorníticos (localizados en la parte central del talud medio) se encuentran sobre el fondo arenas y gravas (Nelson *et al.,* 1993, 1999) así como numerosos rasgos erosivos (García, 2002; Hernández-Molina *et al.,* 2006a; García *et al.,* 2009). En el sector más proximal al Estrecho de Gibraltar (Sector 1) se han identificado *drifts* laminares (~815 m de espesor) compuestos por capas de arenas (figura 19.16E) con un espesor medio de 12-15 m (mínimo de 1,5 m, máximo de 40 m) (Buitrago *et al.,* 2001; Llave *et al.,* 2007).

El sistema deposicional contornítico del golfo de Cádiz y oeste de Iberia comienza a generarse tras la apertura del estrecho de Gibraltar, una vez que se hizo posible la circulación de

la MOW al final del Mioceno superior (Nelson *et al.,* 1993, 1999). Su posterior evolución ha estado controlada por los cambios ambientales (clima y nivel del mar) del Plioceno y Cuaternario, cambios paleoceanográficos de la MOW, y cambios en la morfología del margen continental consecuencia de la tectónica reciente (Llave *et al.,* 2001, 2006, 2007). A una escala menor, se han determinado cambios cíclicos en el tamaño de grano en los *drifts,* que han puesto de manifiesto períodos de mayor intensificación de la MOW coincidentes con los períodos fríos, tanto a escala de ciclos glaciar/interglaciar, Heinrich y Dansgard/Oeschger, y tanto en el golfo de Cádiz (Llave *et al.,* 2006; Voelker *et al.,* 2006), como a lo largo del oeste de Iberia (Shackleton *et al.,* 2000; Schönfeld y Zahn, 2000; Schönfeld *et al.,* 2003). Además, la actividad tectónica post-Miocena ha jugado un papel importante en los cambios morfológicos del fondo submarino, lo que ha controlado la posición de los diferentes núcleos y ramas de la MOW en cada intervalo evolutivo del sistema deposicional (Llave *et al.,* 2008).

Antártida: mares de Weddell y Scotia

En las proximidades del límite de las placas Antártica y de Scotia, existen varias cuencas pequeñas limitadas por bloques continentales conectados entre sí, tanto en la parte meridional del mar de Scotia (cuencas Ona, Protector, Dove y Scan) como en la parte septentrional del mar de Weddell (cuencas Powell y Jane) (figura 19.17A). La apertura de los pasillos oceánicos *(gateways)* que conectan dichas cuencas ocurrió en el Mioceno medio (Maldonado *et al.,* 2003). Desde entonces los procesos predominantes han sido los debidos a la circulación de las masas de agua profunda, generando en las llanuras abisales y márgenes adyacentes un Complejo Deposicional Contornítico (*Contourite Depositional Complex,* CDC) formado por la interdigitación lateral y vertical de diversos sistemas deposicionales contorníticos (figura 19.17). A pesar de que cada cuenca tiene su propias particularidades, se identifican tres grandes unidades sedimentarias generadas por la dinámica de las masas de agua con características semejantes y que pueden ser correlacionadas cuenca a cuenca (Maldonado *et al.,* 2003, 2005, 2006).

Regionalmente se distinguen dos masas de agua (Naveira-Garabato *et al.,* 2002; Hernández-Molina *et al.,* 2006b) (figura 19.17A): 1) La Masa de Agua Circumpolar *(Circumpolar Deep Water,* CDW), que fluye principalmente hacia el este a lo largo del mar del Scotia, y 2) la AABW, la cual está compuesta internamente por la Masa de Agua de fondo de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water,* WSBW) y por la Masa de Agua profunda de Weddell (*Weddell Sea Deep Water,* WSDW). La WSBW es la fracción más profunda y está restringida batimétricamente a circular dentro del mar de Weddell. La WSDW se localiza sobre la WSBW y fluye siguiendo el giro horario de Weddell Gyre, preferentemente a lo largo del margen oeste y noroeste (talud de la Península Antártica). En su circulación genera una capa nefeloide muy activa que produce un gran *drift* adosado en dicho talud (Pudsey *et al.,* 1988; Gilbert *et al.,* 1998; Howe *et al.,* 2004). Hacia el norte la WSDW se divide en dos núcleos, uno se canaliza a través de la cuenca Jane y pasa al mar de Scotia más allá del Microcontinente de las Orcadas, principalmente a través de los pasillos de Orcadas *(Orkney Passage,* OP), Bruce *(Bruce Passage,* BP) y Discovery *(Discovery Passage,* DP) (figura 19.17A). El otro núcleo circula alrededor de la fosa de la Sandwich del Sur, para continuar hacia el norte hasta alcanzar el Atlántico Sur (figura 19.17A).

Dentro del Complejo Deposicional Contornítico, se identifican grandes *drifts* moticulares y laminares como rasgos deposicionales predominantes (figura 19.17) generados por la circulación de la AABW y CDW en los mares de Weddell y Scotia respectivamente (Maldonado *et al.,* 2003, 2006). Tienen un espesor que oscila entre los 100 a los 600 m, con frecuentes ondas sedimentarias superimpuestas, que en algunos casos (como en la cuenca Powell) poseen longitudes de onda de hasta 3,7 km y hasta 80 m de altura (Rodríguez-Fernández *et al.,* 1997;

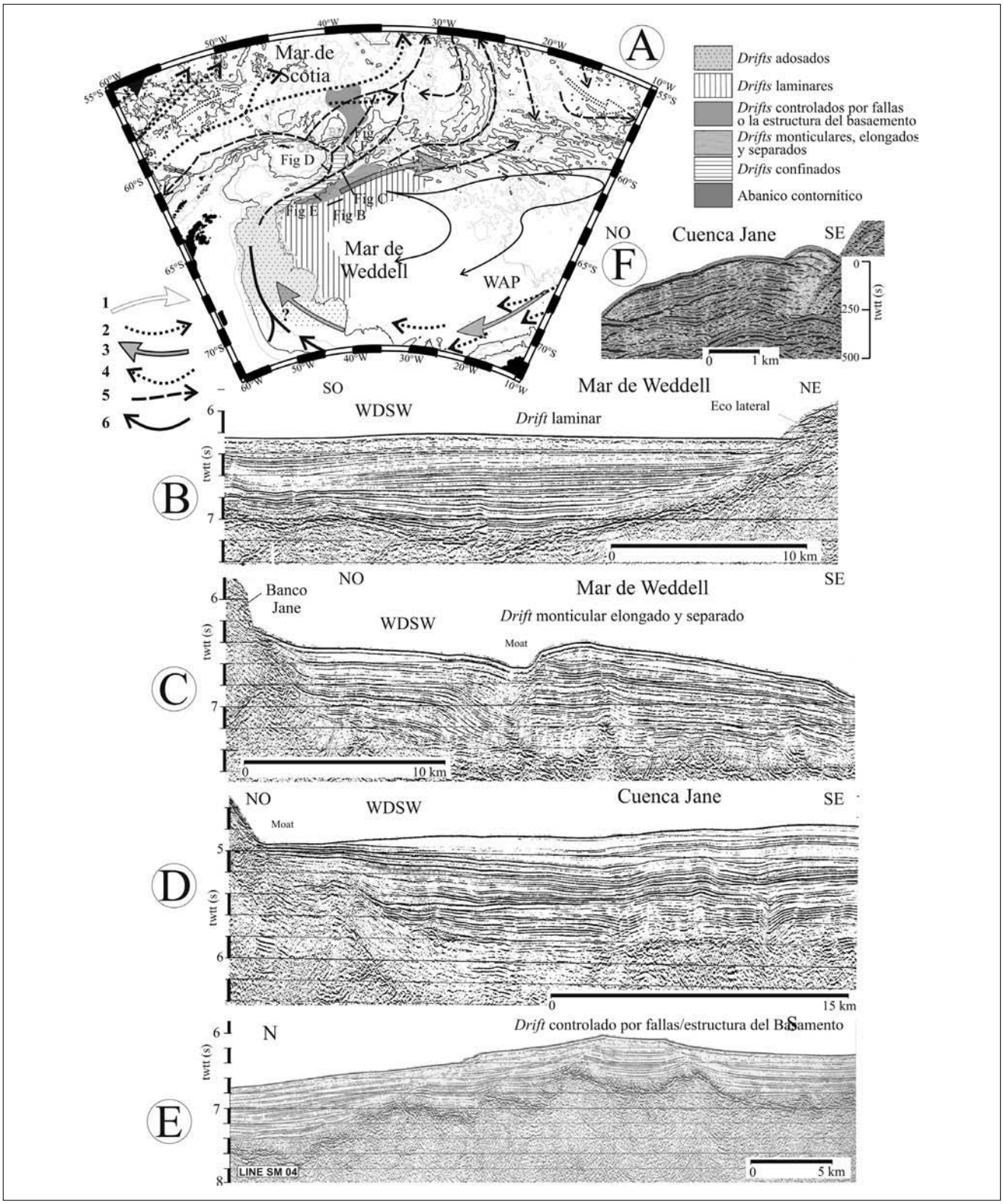


Figura 19.17. Ejemplos de rasgos deposicionales y erosivos de los sistemas deposicionales contorníticos determinados en los mares de Weddell y Scotia, generado bajo la acción de la WSBW y WSDW. Modificado de Hernández-Molina *et al.,* 2008b. A) Mapa de localización mostrando los principales tipos de *drifts* identificados. Leyenda para las masas de agua: 1 = Circulación superficial de la ACC; 2 = CDW; 3 = Circulación superficial del Giro de Weddell; 4 = WDW; 5 = WSDW; 6 = WSBW. Perfiles sísmicos de reflexión multicanal mostrando un ejemplo de *drift* laminar (d); *drift* monticular, elongado y separado (C); parte de un *drift* confinado (D); *drift* controlados por fallas y estructuras del basamento (E); *drift* a parches (F).

Howe *et al*. 1998). Se han descrito otros tipos de grandes *drifts,* tales como: 1) *drifts* confinados, identificados dentro de grandes cuencas alargadas (como en la cuenca Jane o la Dorsal Occidental de Scotia, figura 19.17D), 2) *drifts* controlados por el basamento en relación con irregularidades lineales en la corteza oceánica (figura 19.17E), y 3) un gigantesco abanico contornítico localizado en la cuenca Scan, tras la salida de la cuenca Jane, en el sector central del mar de Scotia (Maldonado *et al.,* 2003, 2005; Hernández-Molina *et al.,* 2007, figura 19.17A). Todos estos *drifts* tienen facies sísmicas similares, representadas por reflexiones muy bien estratificadas, sub-paralelas con una amplitud de moderada a alta y una muy buena continuidad lateral. Se identifica un modelo cíclico en las facies sísmicas, unidades poco potentes de facies caóticas, transparentes o débiles que se intercalan localmente (Maldonado *et al.,* 2006). Los rasgos erosivos predominantes son los canales contorníticos, fosas contorníticas *(moats), furrows,* así como grandes depresiones sub-circulares generadas por *eddies* verticales en las masas de agua. En el registro sedimentario se identifican extensas discontinuidades estratigráficas caracterizadas por reflexiones con una alta amplitud y una gran continuidad lateral que permiten correlacionarlas de una cuenca a otra, tanto en el mar de Weddell como en el mar de Scotia (Maldonado *et al.,* 2003, 2005, 2006).

Los depósitos contorníticos de edad Plioceno a Cuaternario perforados por el ODP-697 en la cuenca Jane (Barker *et al.,* 1988) se caracterizan por arcillas y limos de tamaño de grano fino con fangos *(oozes)* silíceos subordinados. Los testigos obtenidos en la llanura abisal del mar de Weddell permiten identificar depósitos de tamaño de grano muy fino intensamente bioturbados, cuyas escasas estructuras primarias indican condiciones de baja energía sobre el fondo (Howe *et al.,* 2004).

FACIES

Basta con dar un breve repaso a la gran variedad de ambientes que pueden clasificarse como contorníticos, a los diferentes procesos que tienen lugar en esos ambientes y al abanico de sedimentos que se producen en ellos, para entender que la tipología de facies de contornitas es enorme. Este hecho dificulta cualquier ensayo de sistematización, por lo que, en este apartado, las características más habituales de estas facies se describirán siguiendo los clásicos apartados descriptivos de: litología, estructuras físicas, estructuras biogénicas, contenido paleontológico y paleocorrientes.

Litología (composición, textura)

Los depósitos de tipo contornita vienen definidos por estar influenciados en menor o mayor medida por la dinámica de las masas de agua, un factor genético que puede considerarse casi siempre como independiente de la composición del sedimento. Esto hace que la naturaleza litológica de las facies pueda ser muy variable.

En los depósitos de las cuencas oceánicas actuales, las contornitas presentan generalmente una composición mixta de componentes biogénicos, terrígenos, volcanoclásticos y quimiogénicos, que suele mantenerse —aunque con las lógicas variaciones— dentro de un mismo *drift* (figura 19.18).

En muchos casos la composición de las contornitas no difiere mucho de la de los sedimentos pelágicos o hemipelágicos de su entorno. Los efectos derivados de la acción de las corrientes (lavado, aventamiento, selección, retrabajamiento, fragmentación de bioclastos, generación de intraclastos, etc.) sí que modifican, por el contrario, la textura y la fábrica del sedimento. En los márgenes continentales, la actividad de las masas de agua puede afectar a depósitos de tipo turbidítico previos, generando series mixtas contornitas-turbiditas (p. ej., Stanley, 1993).

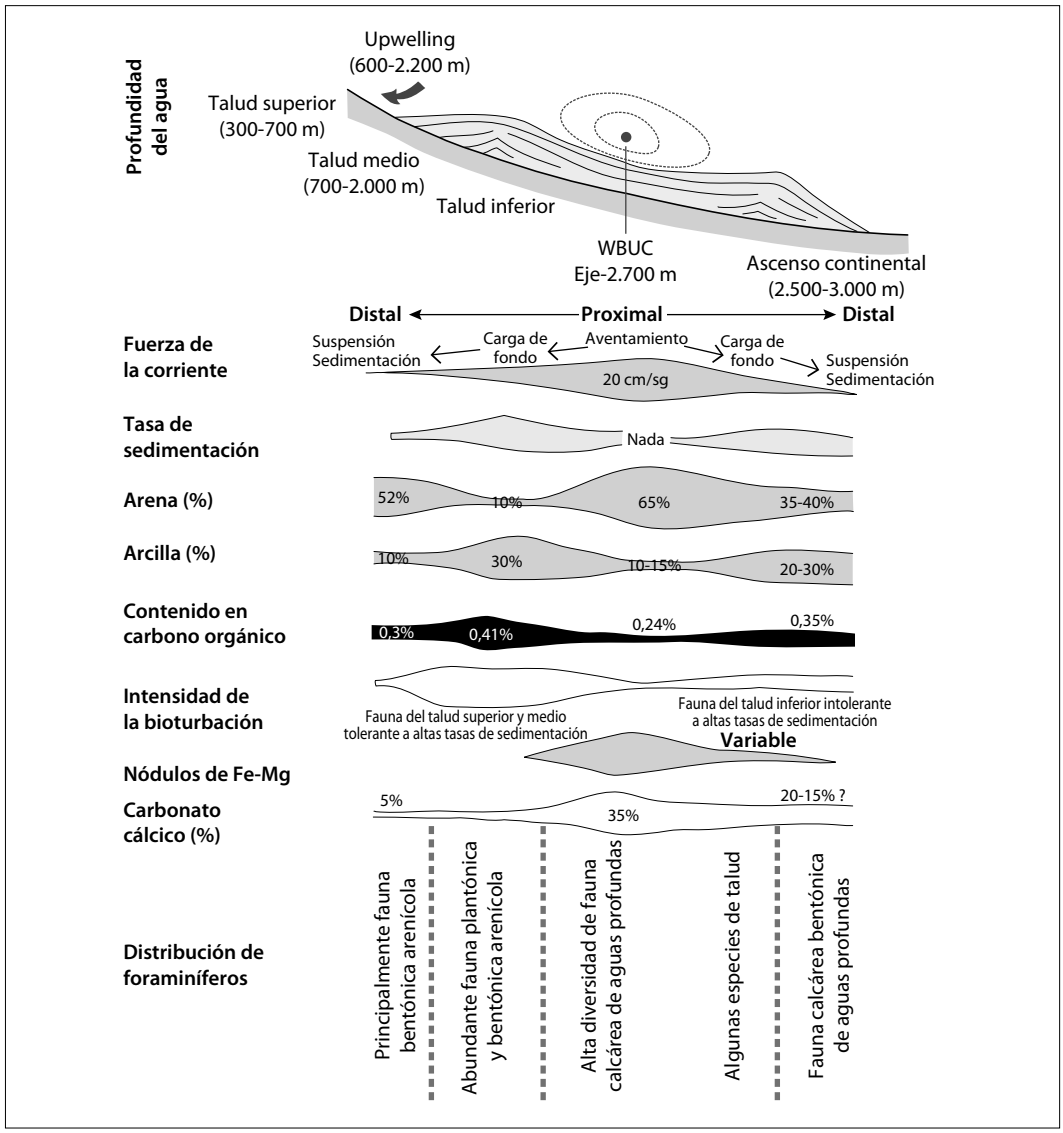


Figura 19.18. Distribución habitual de los componentes sedimentarios (litología, textura) a escala de un *drift* (según Pickering *et al.,* 1989).

Asimismo, las contornitas pueden incorporar material procedente de icebergs y glaciares y componentes vulcanoclásticos, fundamentalmente cenizas (Gao *et al.,* 1998).

Independientemente de la composición litológica, los depósitos contorníticos están formados por material de tamaño arena, limo o arcilla, que aparecen en diferentes proporciones. También aparece material de tamaño grava, generalmente formando depósitos de tipo *lag*. La mayor parte de las contornitas de los sistemas actuales son depósitos de grano fino, predominando los sedimentos arcillo-limosos con una media de 10-15 por cien de arena fina (fundamentalmente biogénica) y se caracterizan por una granulometría comprendida entre 5 y 40 μm (4-7 ϕ), lo que incluye al limo grueso (4-5 ϕ), medio (5-6 ϕ), y fino (6-7 ϕ).

El tamaño de grano y la cantidad de sedimentos de un depósito contornítico depende de la disponibilidad de sedimento para ser transportado y sedimentado, y, sobre todo, de la velocidad de la corriente. Cuando la corriente es fuerte, estable y persistente la cantidad de sedimentos resuspendidos será grande, el tamaño de grano, grueso y la selección, buena. Por el

contrario, si la corriente es débil, la cantidad de material resuspendido será pequeña y el tamaño de grano, fino (Gao *et al.,* 1998).

En cuanto a la selección de los sedimentos contorníticos, tradicionalmente se ha considerado como buena a muy buena, con coeficientes de selección menores de 0,75 (Heezen *et al.,* 1966; Bouma, 1972; Hollister *et al.,* 1974). Sin embargo, estudios más recientes revelan que es generalmente moderada a buena en los *drifts* dependiendo ésta de la fuerza y duración de la corriente de fondo, de la fuente del material y de la actividad orgánica durante la sedimentación (Gao *et al.,* 1998).

Los sedimentos de los depósitos contorníticos están compuestos por granos limosos elongados, que determinan una fábrica anisótropa de la susceptibilidad magnética paralela a la dirección de la corriente. Por el contrario el material arcilloso se encuentra como agregados muy finos e irregulares (Kennett, 1982; Stow *et al.,* 1986; Taizhong *et al.,* 1993).

Estructuras sedimentarias de corriente

Los depósitos contorníticos están, por definición, genéticamente relacionados con algún tipo de masa de agua que interacciona con el fondo marino, provocando erosión y resedimentación del material sedimentario. Fruto de esos procesos, una gran variedad de estructuras primarias de erosión o de sedimentación, relacionadas con la capacidad tractiva de las corrientes pueden llegar a generarse (Stow *et al.,* 2009a). En la actualidad contamos con numerosos ejemplos de sedimentos generados bajo la acción de masas de agua de fondo que muestran estructuras físicas (tractivas), tanto en depósitos recientes como en series antiguas. Conviene resaltar sin embargo que muchas de las estructuras que se generan bajo la acción de las corrientes de fondo pueden tener un bajo potencial de preservación, como consecuencia de la actividad de comunidades bentónicas, que bioturban activamente el sedimento no consolidado y destruyen las estructuras primarias.

A continuación describimos las estructuras sedimentarias de pequeña y media escala más comunes en este tipo de sedimentos. Conviene señalar que, dada la variedad de ambientes marinos profundos en los que pueden generarse contornitas, no todas las estructuras que se describen a continuación estarán presentes en cada sistema deposicional contornítico. Así mismo, conviene recordar que las estructuras sedimentarias son el resultado de un proceso concreto y no de un ambiente deposicional. Las estructuras que se describen a continuación (y que se resumen en la figura 19.19) son típicas pero no exclusivas de los depósitos contorníticos.

- *Riples de corriente y laminación cruzada.* Es la estructura de corriente más comúnmente descrita en depósitos contorníticos tanto actuales como antiguos. La mayor parte de los riples descritos se han desarrollado sobre arenas de grano muy fino a fino, y presentan distintas morfologías (de cresta recta, sinuosa o linguoide) y tamaños (figura 19.20). Estudios sobre medios profundos actuales (Wynn *et al.,* 2002) muestran una relación directa entre la complejidad del riple y la intensidad de la corriente (figura 19.21), un hecho que concuerda con lo que ocurre en otros sistemas deposicionales y con lo que revelan los modelos de laboratorio. En distintas contornitas antiguas se ha podido medir la geometría de estos riples, con alturas h de 1 a 4 cm y longitudes de onda λ entre 5 y 30 cm. Este valor λ, de acuerdo con experimentos en laboratorio (Yalin, 1972), es directamente proporcional al tamaño de grano medio del sedimento. Recordemos, sin embargo, que los modelos experimentales también nos dicen que los riples no se generan en arenas con tamaño de grano superior a 0,7 mm.

  En sección, la migración de riples produce laminación cruzada (figuras 19.22, 19.23, 19.24 y 19.25), que en las facies contorníticas define con frecuencia geometrías de tipo

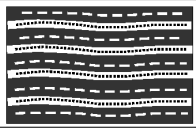
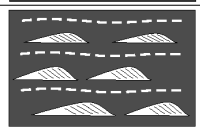
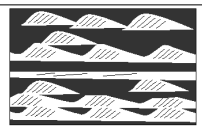
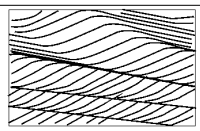
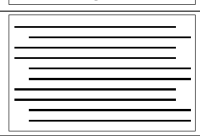
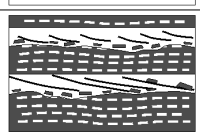
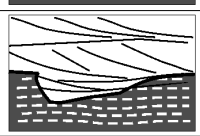
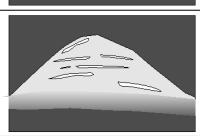
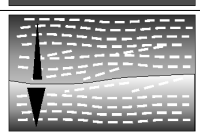
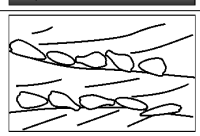
		Estructuras sedimentarias	Tamaño de grano (dominante)	Implicaciones ambientales
Escala 1 cm		Laminación horizontal y/o sinuoidal, en depósitos de grano fino	Arena fina, limo y arcilla	Baja intensidad de la corriente, neto dominio de la sedimentación por suspensión ✔✔✔
1cm		Estratificación lenticular. Ripples hambrientos.	Arena fina, limo y arcilla.	Intensidad del flujo variable, alternando entre baja y moderada ✔✔✔
1 cm		Estratifición «wavy»	Arena fina, limo y arcilla	Intensidad del flujo variable, alternando entre baja y moderada ✔✔✔
1-5 cm		Estratificación flaser «mud offshoots»	Arena fina, limo	Intensidad de flujo variable, alternando entre baja y moderada. Neto dominio de la carga de fondo
1-5 cm		Ripples de tipo *climbing*	Arena muy fina a media	Velocidad del flujo: 0,1-0,4 m/s ✔✔
10-50 cm		Estratificación cruzada de gran escala	Arena	Velocidad del flujo: 0,4-2 m/s. Los barjanes submarinos se generan usualmente con 0,4-0,8 m/s ✔✔
1 cm		Laminación paralela del alto régimen de flujo. Lineación de tipo *parting*	Arena muy fina a media	Velocidad de flujo: 0,6-2 m/s ✔
1 cm		Superficies errosivas menores, intraclastos de tipo «rip-up». Contactos superiores netos	Arena fina, limo y arcilla	Intensidad del flujo variable, alternando entre baja y moderada ✔✔
1-5 cm		Marcas de base: marcas de obtáculo, flutes y mareas longitudinales. Estructuras «cut an fill»	Arena fina, limo y arcilla	Picos en la velocidad de la corriente ✔
5 cm		Ripples triangulares longitudinales	Arena fina, limo y arcilla (20% arena)	Baja intensidad del flujo (2-5 cm/s) ✘
3-20 cm		Granoselección normal e inversa (en escalas y depósitos diferentes)	Arena, limo y arcilla	Cambios progresivos en la intensidad de flujo ✔✔✔
0,1-2 cm		«Lag» de cantos. Cicatrices erosivas	Arena gruesa, microconglomerado	Alta velocidad del flujo, por encima de 2 m/s ✔
Abundancia en el registro antiguo: ✔✔✔ muy abundante ✔✔ común ✔ escasa ✘ no se ha descrito				

Figura 19.19. Principales tipos de estructuras sedimentarias tractivas que pueden encontrarse en los depósitos contorníticos. La abundancia relativa de estas estructuras en los ejemplos descritos del registro antiguo se muestra en la columna de la derecha. Figura modificada de Martín-Chivelet *et al.* (2008).

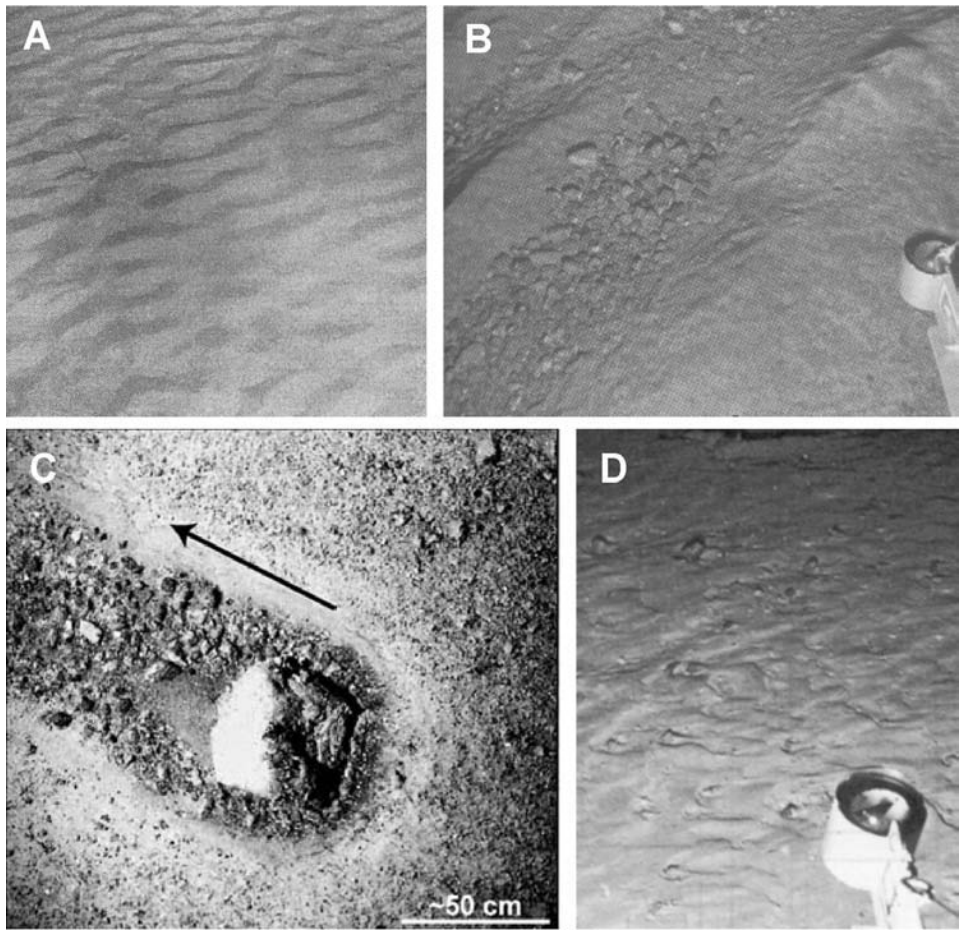


Figura 19.20. Fotografías de fondos marinos mostrando diferentes tipos de estructuras sedimentarias producidas por las corrientes de fondo. A) Riples asimétricos en el mar de Scotia, a 3146 m de profundidad. La foto fue tomada en 1963 en una campaña del USNS Stalin (tomada de Pudsey y Howe, 2002). B) Dunas de cresta recta con acumulación de cantos en los valles intercresta (tomada de Stow *et al.,* 2002d). C) Marca de corriente (en forma de cometa). La flecha indica el sentido de la corriente. Según Wynn y Masson (2008). Reproducido con permiso de Elsevier Science. D) Arenas con riples y marcas de corriente producidas por obstáculos. Tomada a 863 m de profundidad en el escarpe Geikie del talud de las Hébridas. Según Howe *et al*. (2002).

climbing (figuras 19.22 y 19.23). Estas geometrías pueden tardar en generarse unas horas o varios días (Kuenen, 1964). En particular, los riples de arenas de grano fino pueden migrar, en equilibrio con la corriente, a velocidades de pocos centímetros por día, lo que implica que un solo set de riples de tipo *climbing* puede tardar en generarse diez días (Ashley *et al.,* 1982). Esto indica unas condiciones de estabilidad en el flujo muy raras en la mayor parte de los sistemas deposicionales, pero que pueden darse en los fondos marinos bajo la acción de corrientes muy estables.

- *Flaser y lenticular.* Estructuras heterolíticas de pequeña escala, como las laminaciones de tipo *flaser* y *lenticular,* son también frecuentes en los depósitos contorníticos. Éstas reflejan fluctuaciones, periódicas o no, en la intensidad de la corriente, que determinan la alternancia, a escala centimétrica, de arena, limo y arcillas (figuras 19.23 y 19.24). En las estructuras de tipo *lenticular* el sedimento de grano fino es dominante y la presencia de arenas se limita a pequeños lentejones aislados (riples hambrientos). En el otro extremo, las estructuras *flaser* están dominadas por arenas y en ellas el material más fino forma delicadas láminas que recubren parcialmente los riples. Estos niveles representan la sedimentación por decantación cuando episódicamente se debilita la corriente y los riples no migran. Resulta obvio que una disminución o un aumento paulatino en la intensidad de la corriente determinará un mayor o menor dominio de uno u otro tipo de depósito. Algunos autores han considerado estas estructuras como un rasgo característico y diagnóstico de las contornitas, en el marco de los sedimentos marinos profundos (Shanmugam *et al.,* 1993a y b).

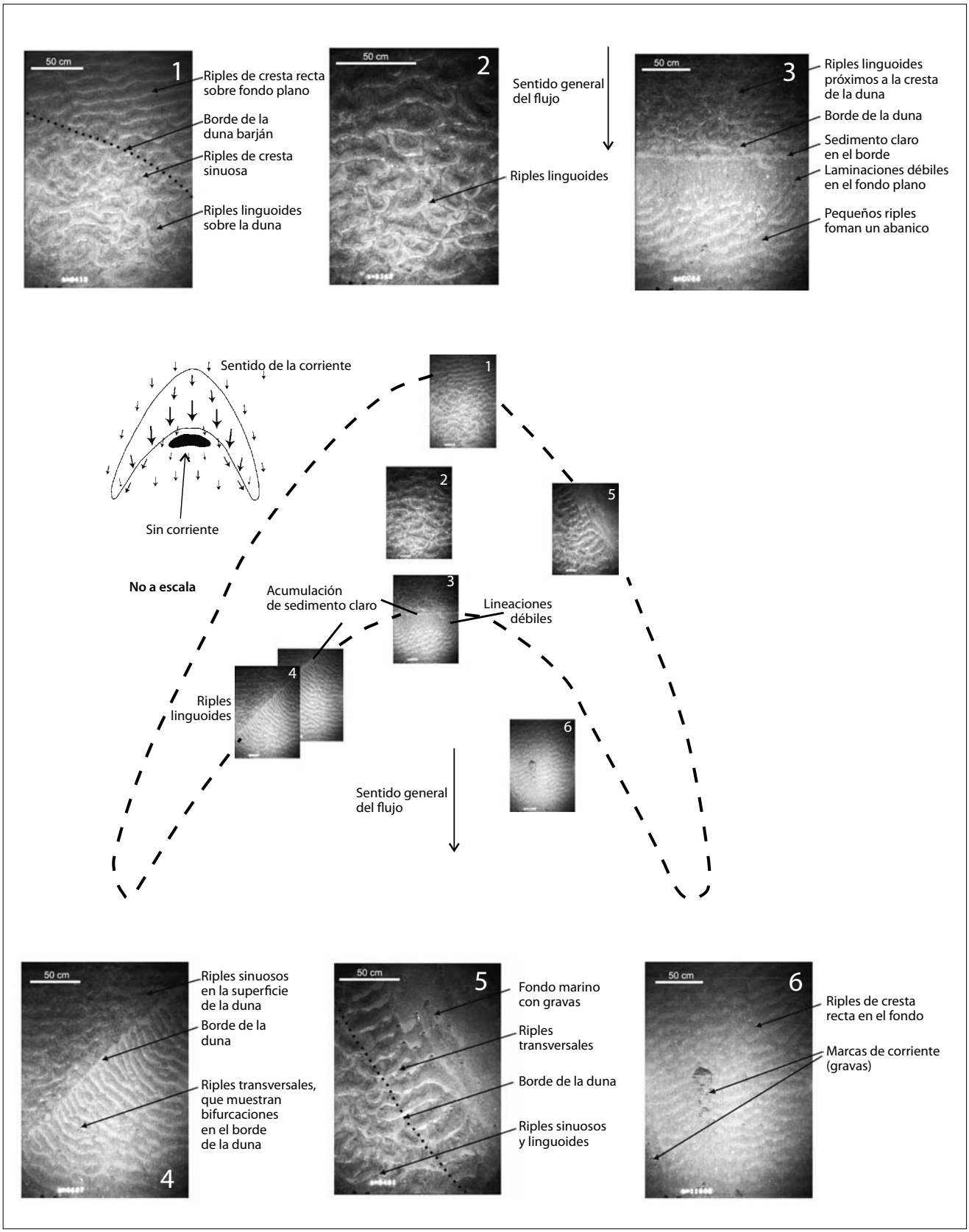


Figura 19.21. Distribución de estructuras sedimentarias en sistemas contorníticos actuales activos de carácter arenoso. Tipos de riples desarrollados sobre una duna de tipo barján, en el Canal Faroe-Shetland. Modificado de Wynn *et al.* (2002).

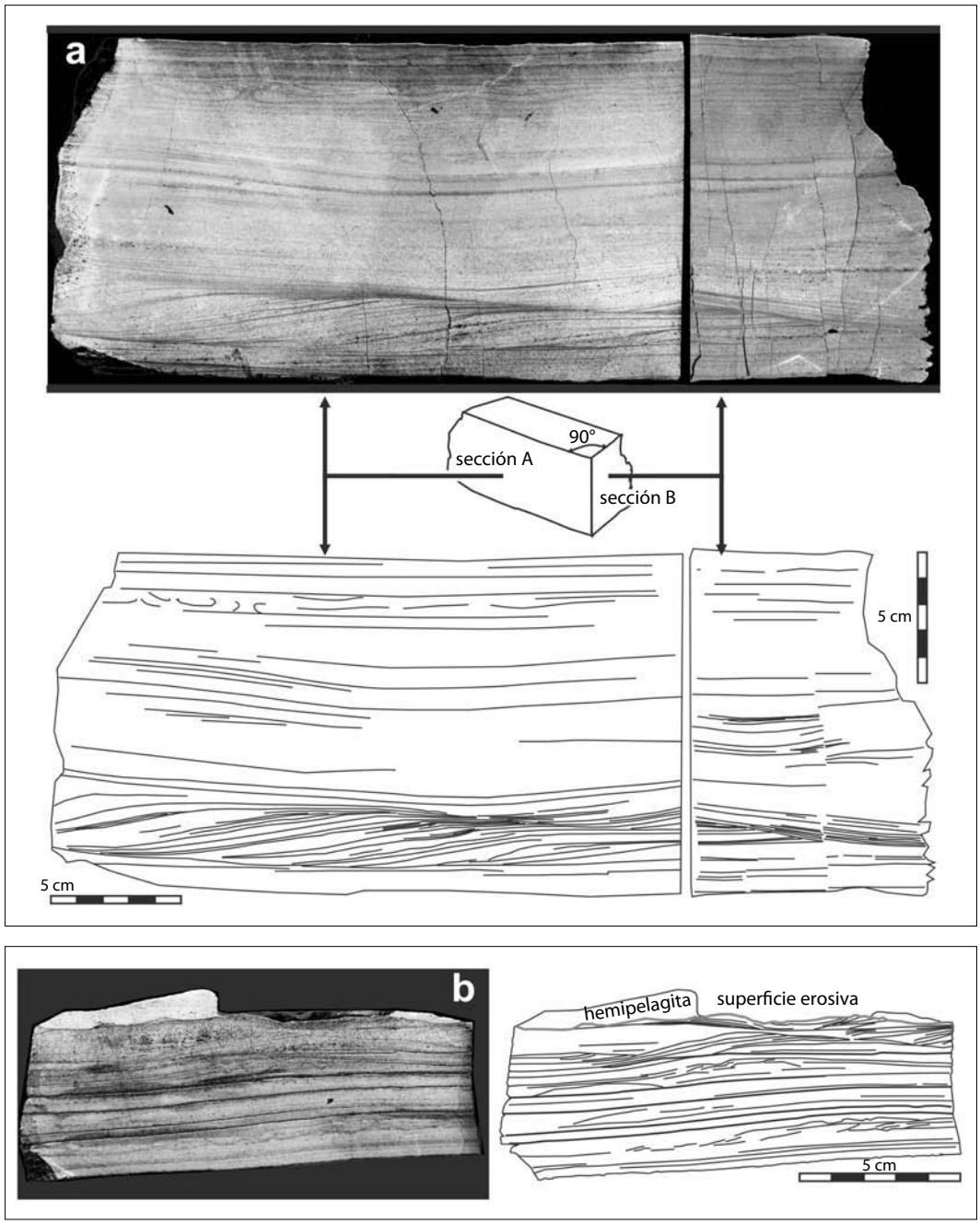


Figura 19.22. Ejemplos de depósitos de corrientes de fondo en el Cretácico terminal (Maastrichtiense) de Caravaca de la Cruz (Murcia). a) Secciones pulidas de una capa contornítica formada por calcarenitas muy finas a calcisiltitas. Muestra laminación cruzada de tipo *climbing,* laminación ondulada y laminación horizontal. Internamente se puede apreciar una superficie erosiva de reactivación. Por encima y por debajo de la misma, la inclinación de las láminas refleja un cambio en la dirección de migración de los riples (según Martín-Chivelet *et al.,* 2003). b) Sección pulida mostrando laminación sinusoidal, laminación horizontal y laminación cruzada intercaladas. El techo de la capa es una superficie erosiva, sobre la que descansan sedimentos de tipo hemipelagita fangosa.

- *Laminación horizontal y sinusoidal.* También son características las laminaciones de tipo horizontal, subhorizontal y sinusoidal, definidas por la superposición en la vertical de láminas que muestran pequeñas diferencias en el tamaño de grano (figura 19.22). Este conjunto de estructuras están producidas por corrientes débiles o moderadas y ligeramente variables en su intensidad, que presentan en general una carga en suspensión elevada.

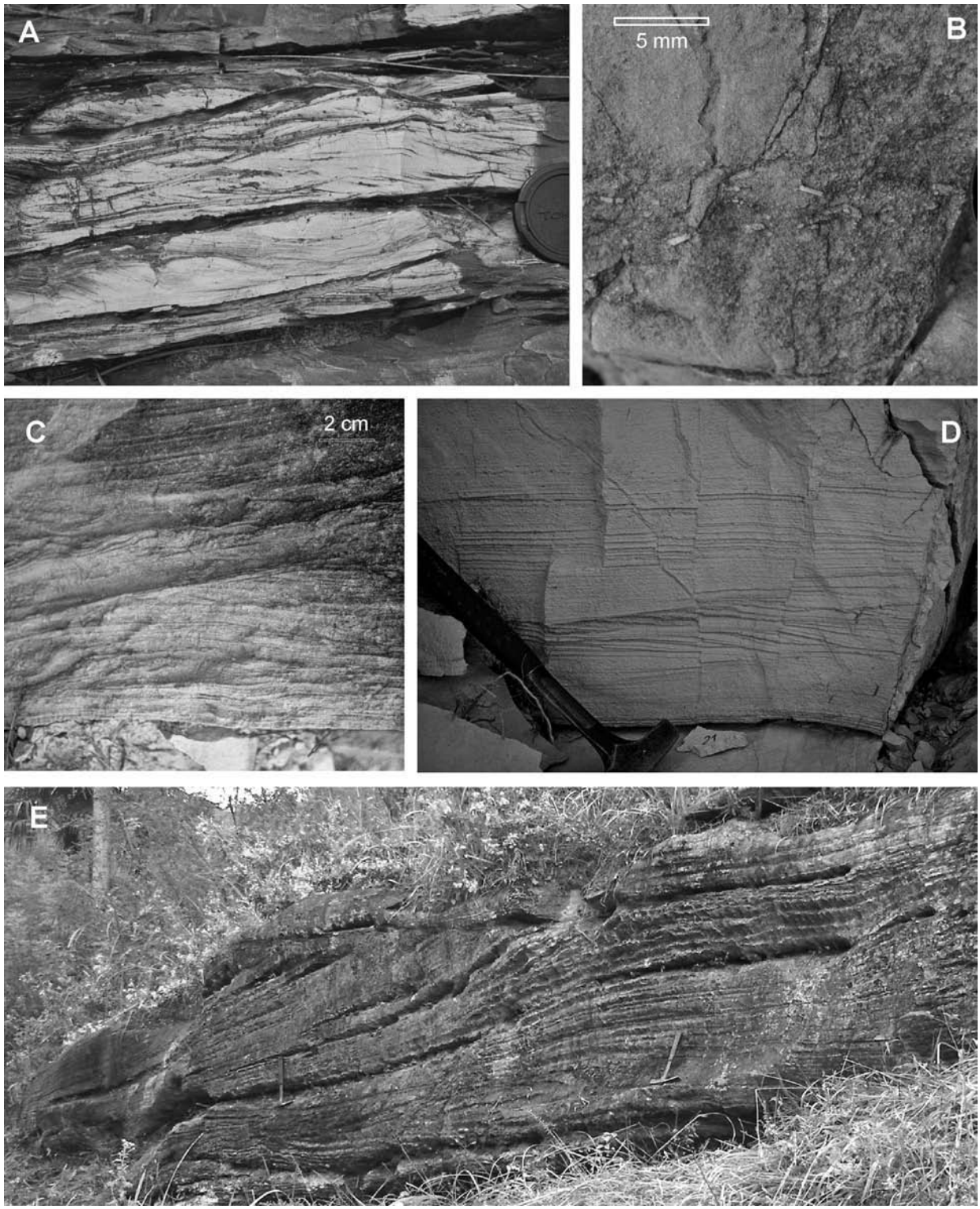


Figura 19.23. Detalles de depósitos de corrientes de fondo en afloramiento. A) Contornita calcárea con laminación cruzada (producida por la migración de riples de tipo *climbing*), estratificación *flaser* y superficies internas de reactivación. Ordovícico, Lachlan Fold Belt, Australia (Jones *et al.,* 1993). Foto cedida por B. G. Jones. B) Nivel de removilización y aventamiento de material bioclástico, en este caso, fragmentos de valvas de inocerámicos. Cretácico, Alicante (España). C) Contornitas calcáreas con laminación cruzada y cicatrices erosivas internas. Cretácico, Caravaca (España). D) Contornitas calcáreas con laminación cruzada y horizontal alternantes. Cretácico, Caravaca (España). E) Contornitas calcáreas con estratificación cruzada de gran escala. Son depósitos de grano fino y se interpretan como generados por la migración de *mudwaves* bajo la acción de corrientes de fondo semipermanentes. Se aprecian cicatrices erosivas internas. Ordovícico de Jiuxi (Provincia de Hunan, China). Según Duan *et al.* (1993). Foto cedida por Taizhong Duan y Xinming Liu.

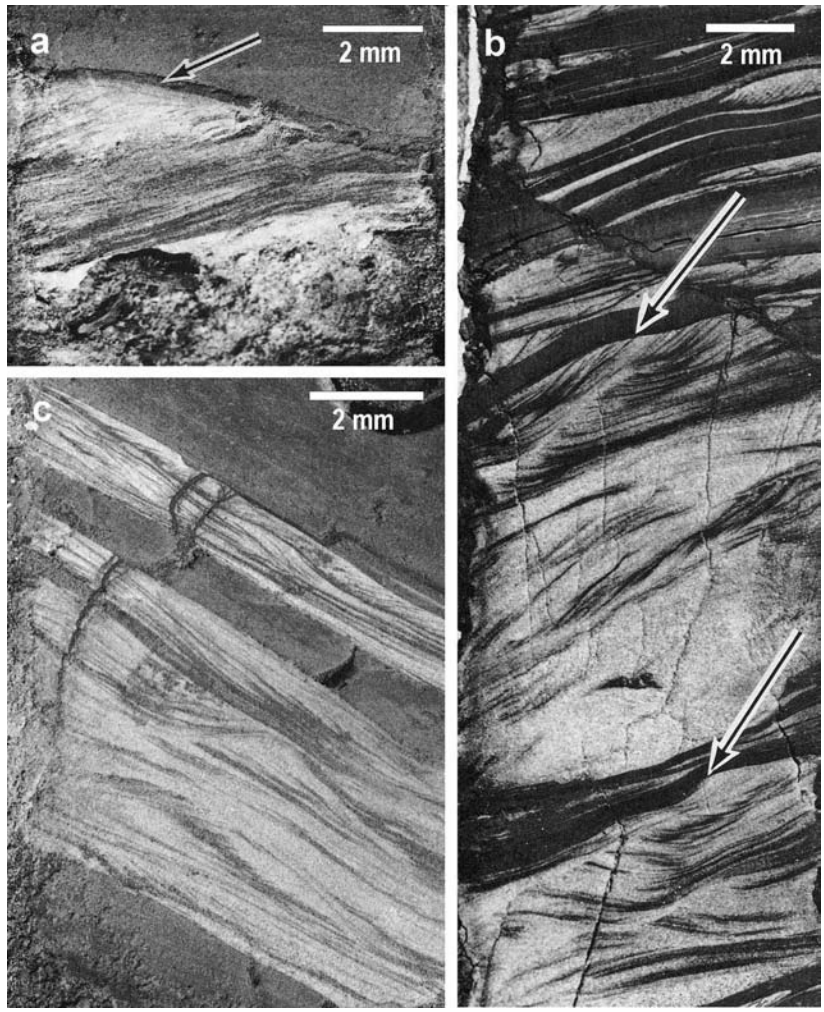


Figura 19.24. Testigos de sondeo mostrando material heterolítico (arenas y lutitas) de origen contornítico que presenta diferentes tipos de estructuras sedimentarias de tracción. Plioceno-Pleistoceno del golfo de México. a) Límite neto y erosivo (señalado con una flecha) entre el material arenoso y el fangoso suprayacente. b) Laminación cruzada y estratificación de tipo flaser. Los niveles arenosos (claros) muestran superficies internas de reactivación. c) Arenas con laminación cruzada mostrando diferentes buzamientos en las láminas, lo que sugiere dispersión en el sentido de paleoflujo. La parte superior de los riples se preserva en unos casos (flecha inferior) y está erosionada en otros (flecha superior) indicando cambios en la intensidad de la corriente (tomado de Shanmugam *et al.,* 1993a).

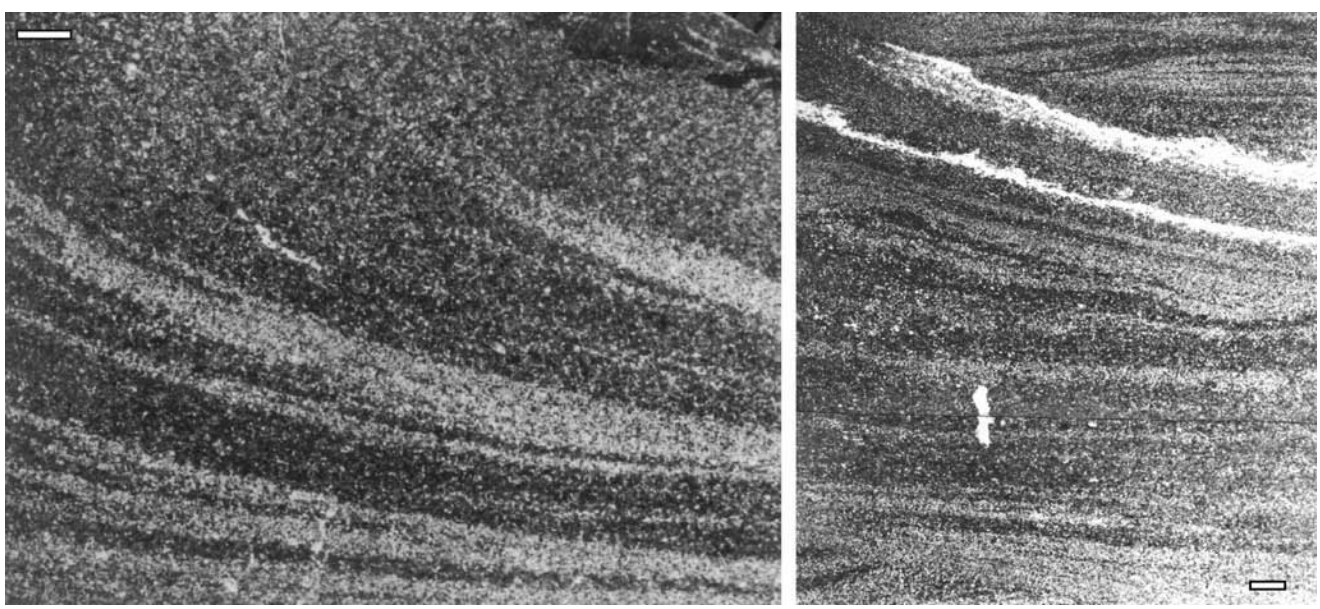


Figura 19.25. Contornitas calcáreas de grano fino (calcarenitas muy finas y calcilimolitas) observadas en lámina delgada. Presentan laminación cruzada bien definida, y la foto de la derecha muestra un pequeño tubo vertical de bioturbación. Cretácico, Caravaca. La escala gráfica es de 1 mm. Según Martín-Chivelet *et al*. (2008).

Estos tipos de laminación están presentes en prácticamente todos los depósitos contorníticos descritos en el registro antiguo (p. ej., Pequegnat, 1972; Bein y Weiler, 1976; Lovell y Stow, 1981; Stanley, 1988, 1993; Duan *et al.,* 1993; Faugères *et al.,* 1993; Shanmugam *et al.,* 1993a y b; Dalrymple y Narbonne, 1996; Kähler y Stow, 1998; Ito, 2002; Luo *et al.,* 2002; Martín-Chivelet *et al.,* 2003). Asociados a la laminación horizontal o sinusoidal aparecen con frecuencia micro-laminación cruzada y riples de pequeño tamaño.

- *Laminación de alto régimen de flujo.* Por otro lado, las facies contorníticas pueden presentar laminación paralela de alta energía y otras estructuras asociadas, como lineación de tipo *parting*. Estas estructuras, que se generan cuando la intensidad del flujo es elevada y no permite el desarrollo de riples, no están, sin embargo bien documentadas en la bibliografía. Para algunos autores (Shanmugam *et al.,* 1993a) esto podría deberse a que en muchos casos pudieron ser erróneamente atribuidas a turbiditas (término «B» de la secuencia de Bouma).
- *Estratificación cruzada.* A una mayor escala, los depósitos contorníticos pueden presentar estratificación cruzada, producida por la migración de cuerpos formados por arena y limo de diverso tamaño y complejidad (figuras 19.23, 19.26 y 19.27). Contamos todavía con información escasa sobre las estructuras sedimentarias que caracterizan internamente dichos cuerpos, aunque cabe esperar fuertes analogías con depósitos similares de ambientes subaéreos. En el registro antiguo, se ha documentado estratificación cruzada de gran escala en diversos ejemplos, generalmente asociada a la migración de megarriples y pequeñas dunas (Stanley, 1993; Duan *et al.,* 1993; Martín-Chivelet *et al.,* 2003). Un ejemplo fósil de formas de mayor tamaño es el documentado por Carter *et al.* (1996) en Nueva Zelanda (figura 19.26). Son grandes acumulaciones de calcarenitas generadas a profundidades superiores a 400 m bajo la influencia de un sistema de corrientes semipermanentes (*Subantartic Mode Water* y *Antartic Intermediate Water),* solo interrumpidas de forma esporádica por corrientes asociadas a tormentas, que tienen su reflejo en cicatrices erosivas.

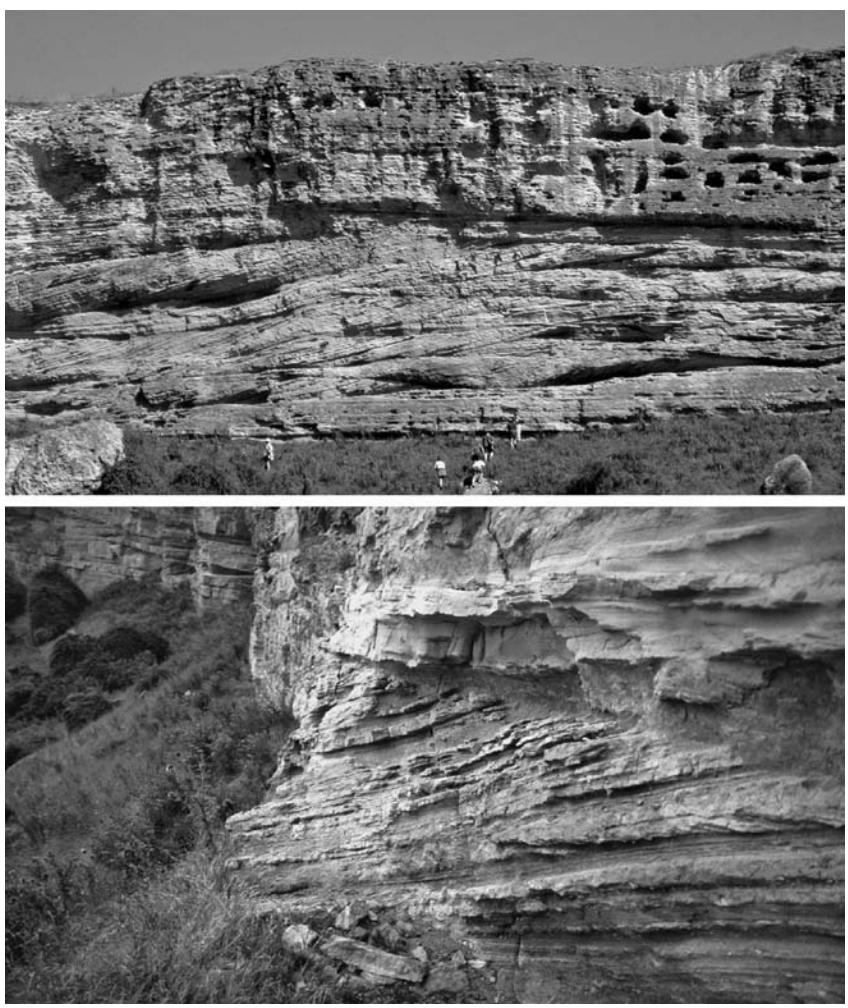


Figura 19.26. Aspecto en afloramiento de *drifts* calcareníticos con una prominente estratificación cruzada. Oligoceno superior, Nueva Zelanda (Carter *et al.,* 2004). Fotos cortesía de R. M. Carter.

- *Cicatrices erosivas y estructuras relacionadas*. La presencia de superficies de erosión es otro rasgo típico de este tipo de sedimentos. Éstas pueden tener dimensiones y representar lagunas temporales muy variables (figuras 19.22, 19.23, 19.24, 19.26 y 19.27). Reflejan pulsos de incremento en la intensidad de la corriente o

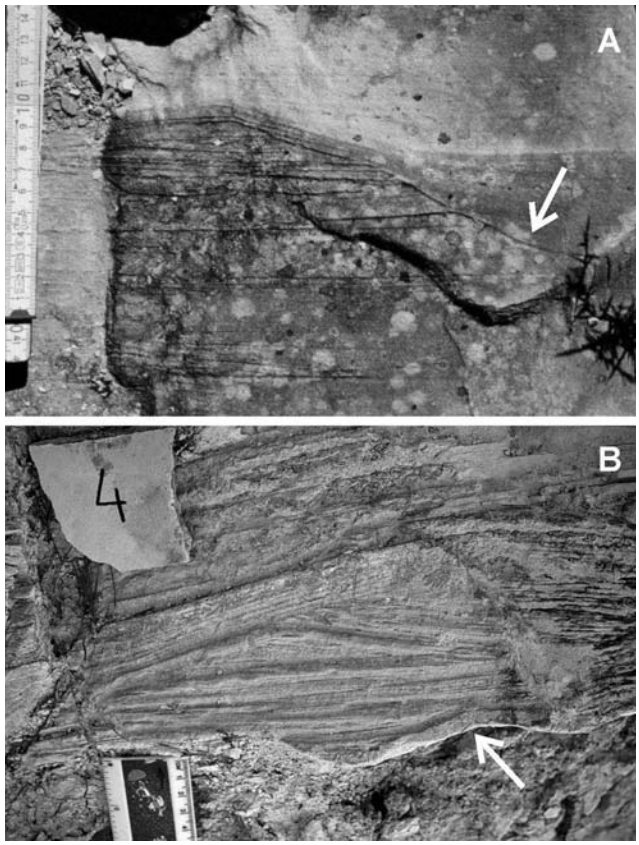


Figura 19.27. A) y B) Superficies erosivas (señaladas con flechas) en contornitas calcareníticas que muestran además laminación cruzada. Cretácico superior. Caravaca. Según Martín-Chivelet *et al*. (2008).

bien cambios en su dirección. En las facies, a pequeña escala, pueden reconocerse pequeñas cicatrices de dimensiones micro a centimétricas, que con frecuencia llevan asociados estructuras de tipo *cut and fill,* pequeños niveles de acumulación bioclástica, y clastos de tipo *rip-up* (Hayward, 1984; Oaie, 1998; Hüneke, 2007). También son frecuentes las superficies de reactivación en facies con laminación cruzada, que cortan las superficies de los foresets de riples y megarriples, estructuras que implican sucesivos episodios de sedimentación y erosión relacionados con cambios en la intensidad del flujo, que son inherentes a muchas corrientes de fondo (Martín-Chivelet *et al.,* 2008). Las superficies erosivas pueden así mismo cortar trazas de bioturbación, indicando etapas alternantes de actividad bentónica y *winnowing* (Robinson *et al.,* 2007). Otro aspecto que se ha descrito en depósitos de tipo contornítico son los contactos netos de las capas arenosas con los depósitos más finos infra y suprayacentes (Shanmugam, 2000, 2007), que son el resultado de erosión moderada por corrientes de fondo.

El flujo turbulento puede erosionar sedimentos de grano fino y naturaleza cohesiva como lutitas o margas produciendo estructuras tales como marcas de obstáculo, *flutes* y *scours* longitudinales. Éstas marcas pueden ocasionalmente preservarse en la base de los niveles suprayacentes de grano más grueso en forma de moldes.

- *Lag de gravas.* Como consecuencia del aventamiento de los materiales más finos en las zonas o intervalos de máxima intensidad de la corriente pueden generarse, usualmente asociados a superficies erosivas, niveles de concentración de gravas (figura 19.20B), intraclastos, o arena de grano grueso. Son depósitos de tipo *lag* (Faugères y Stow, 1993; Stow *et al.,* 1996), y en ocasiones pueden llegar a presentar imbricación en capas finas de limitada extensión lateral (Gao *et al.,* 1998).
- *Granoselección (grading).* Las facies generadas bajo la acción de corrientes de fondo muestran con frecuencia granoselección, positiva o negativa, a diferentes escalas. Estas gradaciones en el tamaño medio del grano son la respuesta a cambios en la intensidad del flujo, y la alternancia de gradaciones positivas y negativas es característico de las facies contorníticas (Stow y Holbrook, 1984). La presencia de granoselección negativa suele utilizarse como un criterio diagnóstico para identificar facies contorníticas en sistemas marinos profundos, ya que es una característica que solo se da de forma excepcional en depósitos de tipo turbidítico (Shanmugam *et al.,* 1993a) y que es rara en los depósitos de tipo *debris flow* arenoso (Lowe, 1982; Kneller, 1995; Shanmugam, 1997).
- *Riples simétricos.* Por ultimo, cabe mencionar que los depósitos contorníticos pueden presentar otras estructuras menos frecuentes, como riples simétricos, producidos por movimientos ondulatorios en el interior del flujo principal. Estos se han descrito de forma puntual (Karl *et al.,* 1986; Shanmugam *et al.,* 1993a, b). Conviene señalar la importancia de caracterizar estos riples tridimensionalmente, ya que sucesiones con riples de corriente, laminación ondulada y superficies erosivas menores intercaladas pueden

dar secciones bidimensionales muy similares, recordando a riples simétricos e, incluso, a estructuras de tipo *hummocky* (Martín-Chivelet *et al.,* 2001, 2008).

- *Riples longitudinales triangulares (longitudinal triangular ripples).* Una estructura singular producida por las corrientes de fondo son los riples triangulares longitudinales (Flood, 1981). Se trata de formas prismáticas de sección triangular muy alargadas en la dirección de la corriente. Tienen cresta recta a ligeramente sinuosa, su anchura es decimétrica, su altura es de hasta 20 cm y alcanzan varios metros de longitud. Están formados por fango y arena en proporción variable, y su estructura interna esta definida por laminación subhorizontal. Se han descrito en fondos oceánicos actuales (Heezen y Hollister, 1964; Flood, 1981; McCave *et al.,* 1984; Tucholke, 1986) pero no en el registro fósil. Su génesis podría estar relacionada con movimientos helicoidales en la corriente inducidos por episodios de crecida en la velocidad de flujo (Flood, 1981; McCave *et al.,* 1984), o bien con la prolongación de formas alargadas desarrolladas en la zona de sombra del flujo, tras obstáculos del fondo oceánico (Tucholke, 1986).

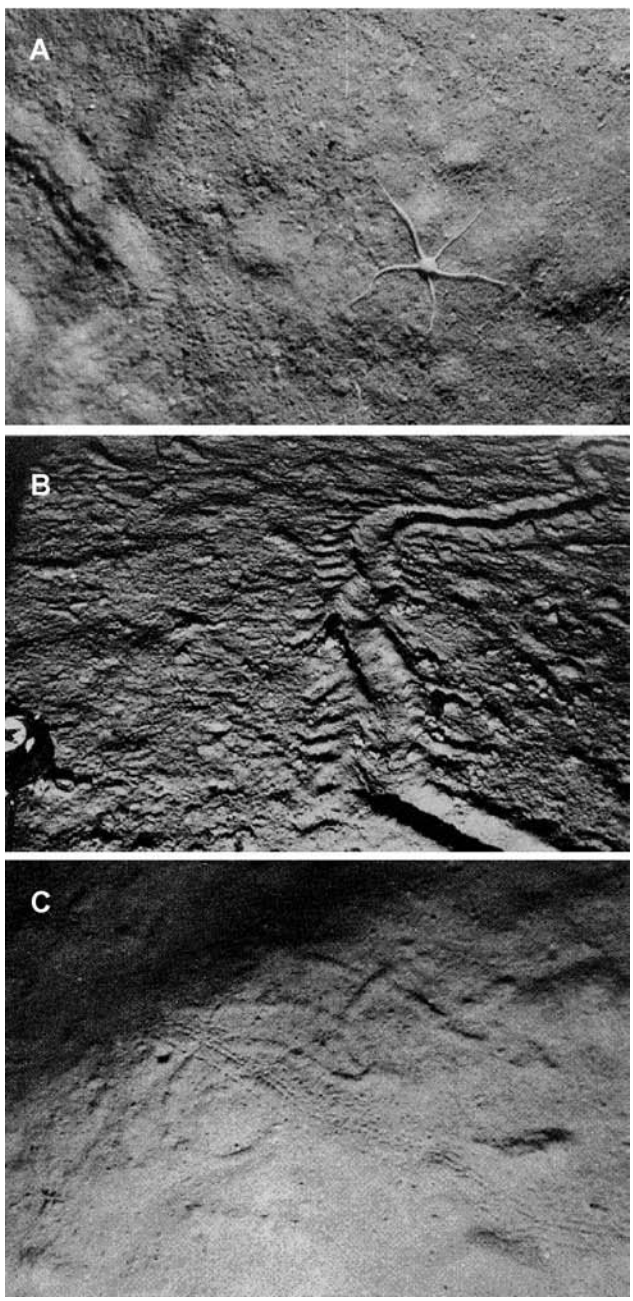


Figura 19.28. Ejemplos de pistas orgánicas en el fondo: A) Fotografía a 2.132 m en el Atlántico Ecuatorial. B) Fotografía a 2.780 m en el Pacífico ecuatorial. C) Pistas orgánicas de gusanos y del equinodermo Psychropotes (de Bearmon, 1989).

Estructuras biogénicas

En el intervalo temporal que sucede a la sedimentación y que precede a la litificación y/o enterramiento del sedimento contornítico, este puede sufrir modificaciones relacionadas con la actividad de organismos bentónicos. Esta actividad puede tener intensidad variable: muy tenue en algunos casos y muy destructiva en otros (p. ej., Dalrymple y Narbonne, 1996; Ito, 1996; Viana *et al.,* 1998b). En estos últimos puede llegar a borrar por completo la fábrica original del sedimento, es decir, las estructuras tractivas que hemos descrito en el apartado previo. En otros casos, por el contrario, la energía de la corriente es dominante, y capaz de truncar y destruir (parcial o totalmente) cualquier evidencia de actividad biológica sobre el fondo marino (Tucholke *et al.,* 1985; Robinson *et al.,* 2007).

Las estructuras biogénicas más frecuentes son la bioturbación y las pistas orgánicas (figura 19.28). La bioturbación se presenta usualmente como motas irregulares de escala de milímetros a centímetros *(mottling),* que en el registro fósil aparecen con frecuencia remarcadas por las transformaciones diagenéticas. Estas facies moteadas resultan de la mezcla de diferentes constituyentes del sedimento por la acción bioturbadora. En los materiales actuales más finos puede llegar a ser solo reconocible mediante rayos-X (Zhenzhong *et al.,* 1998).

El grado de bioturbación de un depósito contornítico depende de diferentes factores ambientales y sedimentológicos. En concreto una mayor actividad bentónica viene favorecida por 1) bajas tasas de acumulación de sedimento; 2) procesos de litificación ralentizados; 3) presencia de nutrientes, y 4) oxigenación. Estos factores dependen del

marco oceanográfico y geográfico en el que se produzca la sedimentación, de la procedencia, tipo y cantidad de aporte de sedimento y, de manera muy especial, de la propia corriente de fondo, que puede aportar nutrientes y oxígeno (Chough y Hesse, 1985). En particular, el proceso de oxigenación del fondo por parte de la corriente resulta clave en la existencia de una activa comunidad bentónica, lo que hace que la bioturbación producida por esos organismos, en muchos casos intensa, sea un rasgo singular y diagnóstico de las contornitas. Por otro lado, la intensidad de la corriente, o los cambios episódicos en esa intensidad, pueden determinar el tipo de bentos que puede desarrollarse sobre el fondo. Corrientes muy variables no favorecerán, por ejemplo, el desarrollo de comunidades con elevado grado de diversidad faunística.

En el registro antiguo se ha descrito una amplia variedad de casos que incluyen desde contornitas con escasa bioturbación, en las que las estructuras tractivas son su rasgo distintivo (p. ej., Shanmugam *et al.* 1993a) a contornitas en las que la bioturbación extrema es esencialmente la única estructura reconocible (p. ej., Faugères y Stow, 1993), existiendo entre estos casos todos los intermedios (p. ej., Laberg y Vorren, 2003; Martín Chivelet *et al.,* 2003).

Aunque el moteado *(mottling)* producido por la bioturbación es el rasgo más característico en muchos casos, las pistas orgánicas pueden llegar a estar bien desarrolladas en muchos depósitos. Entonces se pueden encontrar ichnofacies similares a las de los dominios pelágicos o hemipelágicos. Los cambios en la oxigenación del fondo determinan el tipo de biota endobentónica y, por tanto, la intensidad y la diversidad de bioturbación (Savrda y Bottjer, 1987, 1989; Orr, 2003). Las asociaciones dominadas por ichnofacies de tipo *fodinichnia* (trazas de alimentación), *pascichnia* (trazas de pastoreo) y *dominichnia* (trazas de habitación) definen un continuo que va desde condiciones sub-óxicas a bien oxigenadas (p. ej., Ekdale y Mason, 1988). La icnodiversidad, el tamaño de las estructuras biogénicas y la profundidad de penetración de las mismas están estrechamente relacionadas con el grado de oxigenación. A menor oxígeno, menor será la diversidad y la abundancia de las asociaciones infaunales, éstas estarán formadas además por organismos pequeños y la profundidad de la bioturbación será menor (Savrda, 1992).

Contenido paleontológico

Los restos fósiles presentes en la contornitas dependerán del material original que haya sido retrabajado por la corriente de fondo. Con frecuencia, las asociaciones fósiles no diferirán de las de los depósitos pelágicos o hemipelágicos de la misma sucesión. Usualmente encontramos restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos profundos, ostrácodos planctónicos, nanoplancton, etc. También pueden ser frecuentes los restos de moluscos de aguas abiertas (como los inocerámidos en el Cretácico), equinodermos y braquiópodos. Si la contornita retrabaja un sedimento de tipo turbidítico, entonces es normal que contenga restos de fauna y flora de aguas someras.

Paleocorrientes

Un aspecto clave en la interpretación de los depósitos contorníticos del registro estratigráfico es la reconstrucción de las corrientes que generaron el depósito. A partir de las estructuras sedimentarias físicas y del tamaño de grano puede reconstruirse la velocidad de la corriente. Riples, megarriples y estructuras erosivas de diverso índole permiten reconstruir la dirección y el sentido de esas corrientes. Las corrientes de fondo permanentes y estables generan estructuras (laminación cruzada, *scours,* etc.) con un marcado patrón unidireccional (p. ej., Jones *et al.,* 1993; Stanley, 1993). En otras ocasiones, las estructuras sedimentarias de las contornitas indican bidireccionalidad en la paleocorriente (p. ej., Gao y Eriksson, 1991; Faugères *et al.,* 1993), la cual se relaciona con corrientes profundas asociadas con las mareas, como las que pueden generarse en cañones submarinos, muy amplificadas por su orografía. Por último, se

han descrito ejemplos de multidireccionalidad en estructuras de tipo riple (Shanmugam *et al.,* 1993a; Hüneke, 2007), que son la consecuencia de variaciones estacionales o eventuales en la dirección de las corrientes, o del desarrollo de las tormentas abisales.

CLASIFICACIÓN DE FACIES CONTORNÍTICAS

La litología y la textura han servido de base para diferentes intentos de clasificación de los depósitos contorníticos. Las primeras clasificaciones (Stow y Lovell, 1979; Gonthier *et al.,* 1984; Stow y Holbrook, 1984) se basaban en el registro actual y en material esencialmente siliciclástico, y consideraban cuatro tipos de depósitos contorníticos: fangosos, limosos moteados, arenosos, y *lag* de gravas. Posteriormente, un estudio sobre contornitas carbonáticas del Ordovícico en China (Taizhong *et al.,* 1993) planteaba modelos complementarios para los carbonatos, diferenciando contornitas calcilutíticas, calcilimolíticas, calcareníticas, calcirrudíticas y bioclásticas. Los principales tipos de unos y otros autores se ilustran en la figura 19.29. En un sentido integrador, Gao *et al.* (1998) presentan más recientemente una clasificación basada en el tamaño de grano y la composición, reconociendo cinco tipos de depósitos contorníticos para sedimentos de cualquier composición litológica y edad: fangosos; limosos; arenosos; lag de gravas y bioclásticos. Describimos brevemente cada tipo (sabiendo siempre que la variabilidad interna de cada grupo puede ser muy grande).

a) Contornitas fangosas *(muddy contourite)*

La arcilla constituye > 50%, y el tamaño medio de grano es < 5-40 μm. La arena está en proporción inferior al 15%. Los constituyentes bioclásticos o carbonatados están presentes en un máximo del 20 al 30% e incluye a organismos planctónicos y bentónicos carbonatados y silíceos, normalmente rotos e impregnados con óxidos de hierro. Son sedimentos homogéneos y profundamente bioturbados. Las contornítas fangosas presentan sucesiones con alternancia de niveles homogéneos y con estratificación difusa y laminación paralela (Stow y Piper, 1984b). En raras ocasiones muestran capas irregulares, laminaciones y acuñamientos (Stow *et al.,* 1996) y difícilmente se diferencian de los fangos terrígenos hemipelágicos actuales. Estas facies constituyen el tipo de sedimentos contorníticos más frecuentes en las cuencas oceánicas actuales (Faugères y Stow, 1993).

Si tienen composición carbonática se denominan contornitas calcilutíticas. Éstas tienen naturaleza esencialmente micrítica (fangos carbonáticos) y pueden contener limos terrígenos y calcilimos en proporciones variables, así como material bioclástico (2-20%). Los niveles limosos tienen espesores de 1 a 3 mm con bases erosivas y contactos superiores gradacionales (Taizhong *et al.,* 1993). Son frecuentes las trazas orgánicas y la bioturbación.

b) Contornitas limosas *(silty contourite)*

Facies transicionales entre las contornitas fangosas y las arenosas, con las que aparecen frecuentemente asociadas. Se determinan dos subtipos según su composición dominantemente terrígena (contornitas limosas) o carbonatada (contornitas calcilimolíticas). Presentan niveles limosos abundantes (40-60%) y en ellos son frecuentes los riples y otras estructuras tractivas de pequeña escala. En particular son muy características las estructuras de tipo lenticular. La bioturbación es frecuente, pero menos que en los depósitos fangosos.

c) Contornitas arenosas *(sandy contourite)*

Se caracterizan por presentar bancos de arenas (terrígenas o carbonáticas) bien seleccionadas y estratificadas en capas de pocos centímetros a varios decímetros (e incluso varios metros)

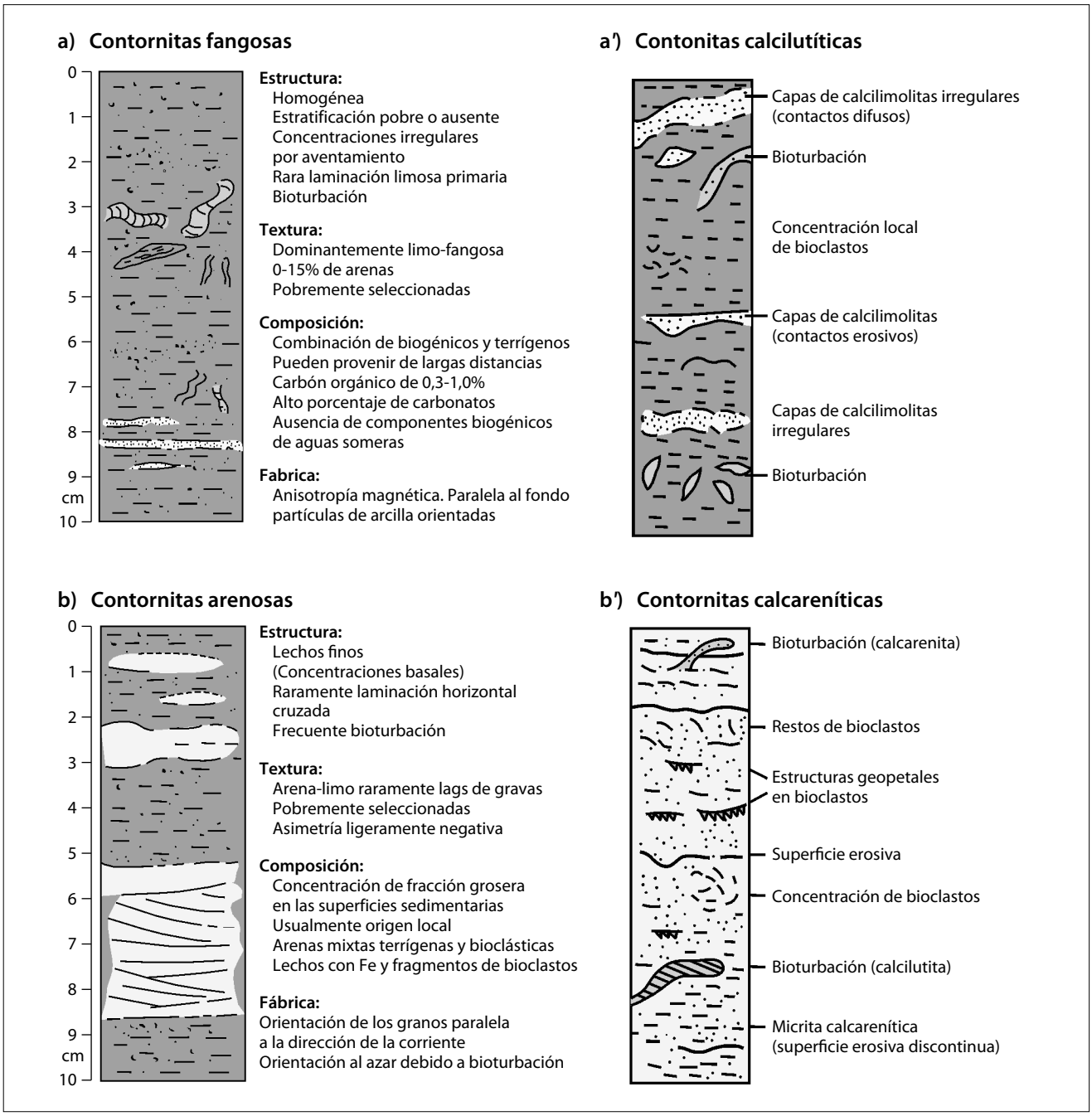


Figura 19.29. Principales tipos de contornitas en función de su textura y composición, así como rasgos más característicos: a) Contornitas fangosas. b) Contornitas arenosas. a′) Contornitas calcilutíticas. b′) Contornitas calcareníticas. Los gráficos a y b son originales de Stow y Holbrook, 1984. Los gráficos a′ y b′, que complementan la división anterior, son de Taizhong *et al*. (1993).

de espesor, tabulares o lenticulares. Presentan con frecuencia estructuras tractivas (laminación paralela, estratificación cruzada, cicatrices internas, etc.). La selección en general es buena (mejor en las siliciclásticas que en las carbonáticas). La bioturbación presenta grados muy variables de desarrollo y las trazas orgánicas pueden ser abundantes. Los sedimentos contorníticos arenosos pueden presentar gradación positiva, negativa o ambas alternantes. Los contactos entre las capas pueden ser erosivos o gradacionales. Este tipo de depósitos son los más frecuentemente caracterizados en la literatura.

***d*) Lag de gravas**

Estos depósitos se producen como consecuencia de la fuerte erosión de las corrientes de fondo, que eliminan los sedimentos de grano fino y dejan sedimentos residuales formados por los granos más gruesos. No existen descripciones detalladas en la literatura para el registro marino reciente. Sin embargo, sí se han realizado descripciones para el registro fósil (Taizhong *et al.,* 1993).

***e*) Contornitas bioclásticas**

Están constituidas esencialmente por bioclastos de tamaños y formas diversas (más del 70% de bioclastos). Las capas son lenticulares con longitudes que varían de 1 cm a 1 m. Están normalmente interestratificadas con calcilutitas o capas de calcilutitas bioclásticas. Las capas presentan muros normalmente erosivos y superficies del techo planas u onduladas. Internamente pueden presentar estratificación cruzada. En ocasiones las contornitas bioclásticas pueden presentar espesores de 2 a 5 m determinándose valores máximos de hasta 7 m. No obstante, están compuestas normalmente de capas individuales de 20 a 50 cm de espesor y cada capa puede contener estratificación cruzada de gran escala (Taizhong *et al.,* 1993; Gao *et al.,* 1998). Este tipo de contornitas probablemente resulte de la concentración de bioclastos por aventamiento diferencial durante períodos de baja sedimentación (Gao y Taizhong, 1994).

Finalmente, cabe mencionar la clasificacion de las facies contorníticas propuesta por Stow *et al.* (1996), basada en la litofacies dominante. Definen básicamente tres grandes grupos: «clásticas», «biogénicas» y «quimiogénicas», y separan además las «contornitas de aguas someras» (figura 19.30). Dentro de las contornitas clásticas incluyen aquellas de composición esencialmente siliciclástica, que pueden ser «fangosas», «limosas», «arenosas», «micro-brechificadas» y «de lag de gravas irregular» en función de la granulometría y el componente dominante. Las contornitas «biogénicas» estarían formadas esencialmente por restos bioclásticos, que pueden ser de naturaleza carbonática o silícea. Por último, el grupo de las contornitas quimiogénicas contarían con la presencia de nódulos o fragmentos de minerales autigénicos de hierro y/o manganeso.

MODELOS DE FACIES

En neto contraste con la enorme variedad de sedimentos marinos profundos generados o afectados por corrientes de fondo, el número de modelos de facies propuestos para los mismos es extraordinariamente pequeño. Las razones de este desajuste pueden residir en: 1) los problemas de observación a escala de facies y asociaciones de facies de los depósitos recientes; 2) los problemas de observación a escala de sistema deposicional de los ejemplos antiguos, y 3) la relativa escasez de ejemplos fósiles bien documentados. Algunos autores señalan además que muchos depósitos de tipo contornítico del registro fósil han podido ser erróneamente interpretados como turbiditas (p. ej., Shanmugam, 2007).

En este apartado describiremos tres ejemplos de depósitos de tipo contornítico que pueden ser propuestos como modelos de facies (figura 19.31). Cada uno de ellos presenta características diferentes en relación con los procesos genéticos que los han controlado. Dentro de cada modelo se exponen los rasgos «diagnósticos» de esos procesos reconocibles en las facies.

Modelo de facies del Drift de Faro

Este modelo de facies está basado en las contornitas del Drift de Faro en el golfo de Cádiz y se trata del más divulgado de los tres que aquí se describen. Muchas veces incluso se ha presentado como modelo de facies general para las contornitas. Se basa en un depósito actual,

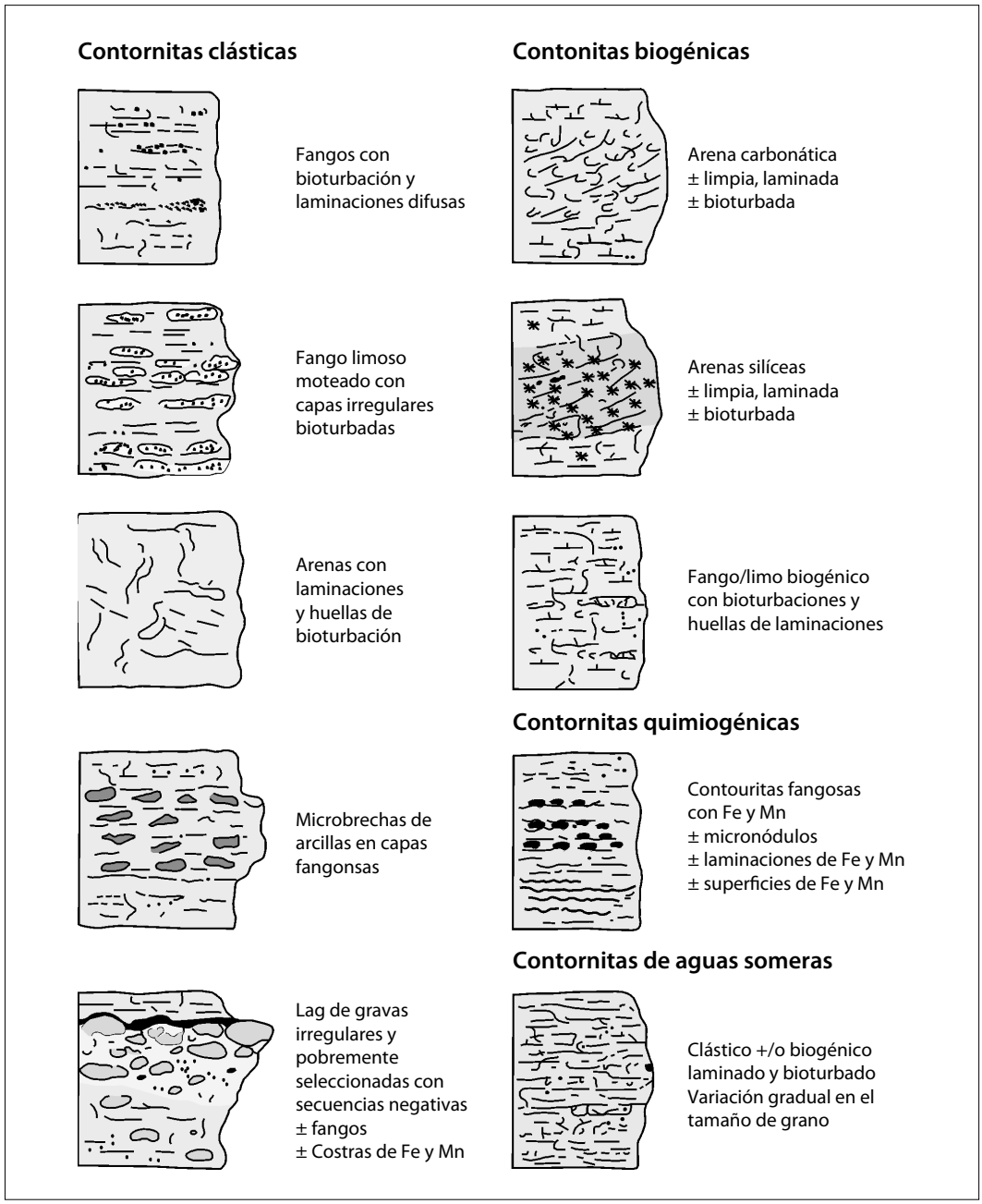


Figura 19.30. Diferentes tipos de facies contorníticas, según Stow *et al*. (1996).

acumulado a profundidades entre los 500 y 800 m de profundidad bajo la influencia de la Masa de Agua Mediterránea de Salida (*Mediterranean Outflow Water,* MOW). Esta masa de agua es muy salina, aunque relativamente caliente, rica en nutrientes y moderadamente oxigenada. El aporte de sedimentos de grano fino desde el continente es alto y la velocidad media del flujo en el área es de 0,1 a 0,3 m s^{-1} (Faugères *et al.,* 1984; Gonthier *et al.,* 1984).

Los depósitos están constituidos por sedimento de grano muy fino (90% fango), y el rasgo más característico del depósito es la abundante bioturbación. Los estudios realizados sobre el Drift de Faro en los años ochenta conforman la base de una sucesión de facies compuesta e ideal, que se ilustra en la figura 19.31 (Gonthier *et al.,* 1984; Stow y Holbrook, 1984; Stow

y Piper, 1984a). Esta sucesión esta formada por sedimento de tamaño arcilla, limo y arena fina, que no muestran un ordenamiento vertical claro, con la excepción de la granoselección difusa negativa (o inversa) que caracteriza su parte inferior y la granoselección difusa y positiva de la parte superior, y que sugiere un cambio (incremento-disminución) en la intensidad de la corriente. En la sucesión, las estructuras sedimentarias de tipo tractivo son muy escasas o inexistentes, un hecho que puede estar directamente relacionado con la intensa bioturbación. Esta bioturbación se propone, dentro del modelo, como el rasgo más definitorio y diagnóstico de la sedimentación contornítica.

Faugères y Stow (1993) estimaron que el tiempo necesario para generar la sucesión teórica descrita podría variar entre decenas y miles de años. Pese a la incertidumbre que supone esta estimación, la sucesión de facies hipotética ganó con ella sentido genético y esto condujo a considerarla por esos autores como una verdadera secuencia tipo. De hecho, a partir de ese trabajo, la sucesión se describe como el modelo general de facies para contornitas en diversos manuales de sedimentología y revisiones sobre el tema (p. ej., Stow, 1994, 2005; Stow *et al.,* 1996, 1998, 2002a; Stow y Mayall, 2000). Además, ha sido reconocida en los taludes del margen Brasileño (Viana y Faugères, 1998), del margen de Porcupine (Øvrebø *et al.,* 2006) y también en el registro fósil (Taizhong *et al.,* 1993).

Esta propuesta como modelo general de facies ha recibido sin embargo duras críticas (Shanmugam *et al.,* 1993a y b, 1995; Shanmugam, 2000, 2007). El ejemplo del Drift de Faro es una buena referencia, pero no recoge la enorme variedad de las facies y sistemas contorníticos descritos tanto en depósitos recientes como antiguos. En concreto, la sucesión de facies muestra escasez de material arenoso y poca o nula evidencia de la actividad de las corrientes de fondo (estructuras sedimentarias derivadas de su influencia), que sí son abundantes en otros casos. Son numerosos los trabajos, realizados tanto en sedimentos recientes como antiguos, que demuestran asimismo que la bioturbación puede ser muy variable dependiendo de los factores ambientales dominantes.

Modelo de facies del Plioceno-Pleistoceno del golfo de México

No se trata de un modelo de facies en sentido estricto, sino de la descripción de un conjunto de facies contorníticas reconocidas en sondeos del Plioceno-Pleistoceno del golfo de México (Shanmugam *et al.,* 1993a y b; Shanmugam, 2007). En este caso, la corriente de fondo responsable de estos depósitos está inducida por el viento, que provoca la entrada de masas de agua en el golfo de México a través del estrecho de Yucatán. La corriente perfila un giro horario (de ahí su nombre: *Loop current)* casi completo para salir de nuevo al Atlántico a través del estrecho de Florida y drenar la corriente del Golfo. La velocidad de la corriente alcanza 200 cm/s a 100 metros de profundidad, y tiene influencia sobre el fondo oceánico a profundidades superiores a los 3000 m.

Con el estudio de esas facies en un sondeo que recoge materiales del Plioceno y Pleistoceno, dicho autor propone una serie de características diagnósticas para el reconocimiento de contornitas (figura 19.31), aunque no describe ninguna sucesión vertical ideal para las mismas. Este ejemplo de depósito contornítico difiere radicalmente del descrito en el apartado anterior: se trata de un depósito rico en material arenoso, y en el cual las estructuras sedimentarias de origen tractivo, generadas por la acción de la corriente de fondo, son muy abundantes en detrimento de las evidencias de bioturbación.

Esos criterios de diagnosis se centran esencialmente en la presencia de estructuras sedimentarias tractivas: arenas laminadas, capas alternantes de arena fina, limo y arcilla, granoselección negativa (a micro y macro escala), contactos netos arena-lutita, cicatrices erosivas internas, laminación cruzada, estratificación de tipo flaser o lenticular, y *mud offshoots* (figura 19.31 y

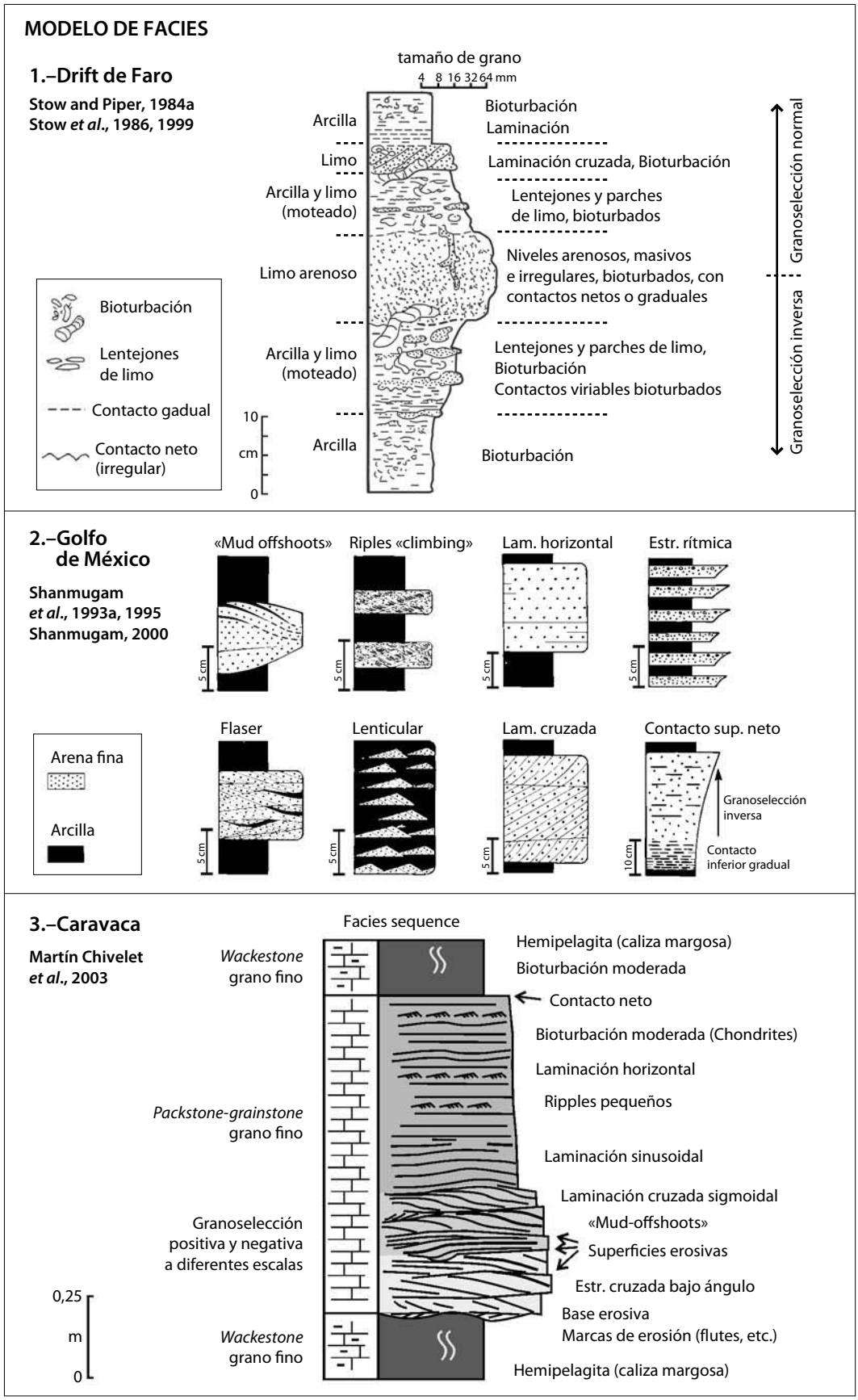


Figura 19.31. Modelos de facies y secuencias tipo en contornitas. Ver detalles en el texto. Las figuras han sido reproducidas con permiso de: Geological Society, London (Stow y Holbrook, 1984; Stow y Piper, 1984a), American Association of Petroleum Geologists (AAPG©1993) (Shanmugam *et al.*, 1993a) y Elsevier Science (Martín-Chivelet *et al.*, 2003).

Estructura	Stow *et al.*, 1998	Shanmugam, 2000	Martín-Chivelet *et al.*, 2008
Bioturbación *(Burrowing)*.	Relevante casi siempre. Carácter diagnóstico fundamental.	No diagnóstico. Característica poco frecuente.	Muy variable dependiendo del sistema deposicional.
Laminación horizontal. Arenas laminadas intercaladas entre facies más finas.	Subordinado.	Común.	Muy frecuente.
Laminación cruzada. Riples de tipo *climbing*.	Subordinado.	Carácter diagnóstico.	Muy frecuente.
Estratificación tipo flaser y lenticular, *mud-offshoots,* riples «hambrientos» *(starved ripples).*	No diagnóstico. Común en las turbiditas de grano fino.	Carácter diagnóstico.	Muy frecuente en Contornitas no bioturbadas.
Estratificación cruzada.	Escaso.	Abundante.	Abundante.
Coexistencia de granoselección normal e inversa en la vertical a diferentes escalas.	Común y diagnóstico.	Común y diagnóstico.	Común y diagnóstico.
Alternancia «rítmica» de arenas y lutitas.	No diagnóstico. Común en las turbiditas de grano fino.	Carácter diagnóstico.	Abundante.
Contactos superiores netos e inferiores gradacionales o netos.	Predominio de contactos gradacionales.	Carácter diagnóstico.	Contactos netos y erosivos muy frecuentes.
Superficies erosivas internas.	No frecuente.	Carácter diagnóstico.	Muy frecuente.
Riples longitudinales.	—	—	Escaso pero diagnóstico.
Depósitos de *lag,* evidencias de aventamiento *(winnowing)* de bioclastos...	—	Carácter diagnóstico.	Muy común y diagnóstico.
Superficies de reactivación en riples y otras estructuras.	—	Carácter diagnóstico.	Carácter diagnóstico.
Laminación de alto régimen de flujo *(upper-phase plane beds), parting lineation*.	No diagnóstico. Común en turbiditas.	Criterio diagnóstico cuando no forma parte de una secuencia de Bouma, con término gradado infrayacente.	Frecuente.

Tabla 19.2. Comparación de las estructuras sedimentarias que han sido consideradas como diagnósticas para identificación de depósitos contorníticos por diferentes autores.

tabla 19.2). Estas estructuras evidencian la influencia continuada de una corriente que muestra cambios episódicos en su intensidad en un marco ambiental en el que la actividad bentónica es reducida y, en cualquier caso, la generación de estructuras de corriente prevalece sobre la bioturbación del sedimento.

Modelo de facies del Cretácico de Caravaca

Modelo basado en las series hemipelágicas del Cretácico terminal de la cordillera Bética, especialmente del área de Caravaca de la Cruz (Murcia). A diferencia de los modelos anteriores, éste se estudia sobre afloramiento y está constituido por material carbonático (Martín-Chivelet *et al.,* 2003). Se interpretan como generadas a profundidades de 200 a 300 m bajo la acción del sistema de paleocorrientes circum-ecuatorial en las proximidades del paso de Gibraltar.

Las contornitas se encuentran formando niveles que van de unos pocos cm a varios m, de límites netos e intercalados entre facies carbonáticas hemipelágicas *(mudstone-wackestone* con foraminíferos planctónicos y bentónicos profundos. La microfacies es calcarenítica, de grano fino, y muestra restos, frecuentemente fragmentados, de los mismos organismos presentes en las hemipelagitas que las rodean. Presentan bioturbación moderada, fundamentalmente de tipo Chondrites y Zoophycos, y estructuras sedimentarias tractivas de diferente índole.

La sucesión de facies característica (figura 19.31) incluye de base a techo diferentes facies y estructuras sedimentarias que definen primero un incremento de la influencia de la corriente sobre el fondo (plasmado en una cicatriz erosiva sobre los sedimentos previos y/o en una granoselección negativa) seguido de un intervalo de mayor estabilidad (con desarrollo de diversas formas tractivas y múltiples cicatrices erosivas menores) y finalmente de una progresiva pérdida de energía por parte del flujo (definido por granoselección negativa). Si la disminución de la intensidad de la corriente sobre el fondo ocurre de forma paulatina, el depósito de material fino puede incrementarse, recubriendo parcial o incluso totalmente los riples previos. Este proceso da lugar a una laminación de tipo sinusoidal que, paulatinamente hacia techo dejará paso a una laminación subhorizontal (Martín-Chivelet *et al.,* 2003).

Estos tres modelos, muy diferentes entre sí, representan realmente una muestra de la variabilidad de los sistemas contorníticos (figura 19.31). Ninguno de los tres debe utilizarse como un «patrón» o modelo general, sino como referencias que nos permitan, con una perspectiva amplia, caracterizar diferentes sistemas contorníticos tanto en los océanos actuales como en el registro fósil. Resulta llamativo que los dos primeros modelos aquí descritos hayan sido motivo de dura polémica, criticados y defendidos arduamente por diferentes escuelas a lo largo de las últimas dos décadas (ver por ejemplo, Shanmugam, 2000, 2007; Stow *et al.,* 1998; Martín-Chivelet *et al.,* 2008). Los puntos fundamentales de la polémica son el carácter diagnóstico de las estructuras de corriente *versus* la bioturbación en las facies contorníticas (tabla 19.2) y la diferenciación de contornitas y turbiditas de grano fino. El primer punto se soluciona aceptando que existe un continuo entre las contornitas sin prácticamente bioturbnación y abundantes estructuras sedimentarias, y aquellas en las que las evidencias de bioturbación son muy importantes y la misma ha destruido las estructuras tractivas primarias. El segundo punto es más delicado, y a él nos referimos en el siguiente apartado.

DIFERENCIACIÓN ENTRE LOS DEPÓSITOS CONTORNÍTICOS Y TURBIDÍTICOS

La diferenciación entre contornitas y turbiditas constituye un problema de controversia histórica científica siempre presente a lo largo del desarrollo del campo de estudio de los depósitos y sistemas contorníticos y, especialmente, de la elaboración de los modelos de facies para estos sistemas. Esta problemática se concentra esencialmente en los criterios para distinguir facies contorníticas y facies turbidíticas de grano fino distales, más que en la distinción de entre sistemas deposicionales contorníticos y turbidíticos de gran escala. El problema tiene una raíz obvia, ya que ambos tipos de sistemas pueden encontrarse en muchos casos íntimamente relacionados, coexistir sobre una misma área deposicional y presentar resgos litológicos y de estructuras sedimentarias comunes.

Desde el punto de vista histórico la controversia se remonta a comienzos de los años setenta, cuando Piper (1972) y Piper y Brisco (1975) llaman la atención sobre las similitudes que existen entre las contornitas que Hollister (1967), Hollister y Heezen (1972), Bouma (1972, 1973) y Bouma y Hollister (1973) habían descrito, y algunos depósitos de fangos marinos laminados de claro origen turbidítico distal. Desde ese momento y tras la publicación de los modelos de facies para turbiditas de grano fino (Piper, 1978; Piper y Stow, 1991) ha sido una constante en la literatura que las descripciones e interpretaciones de depósitos oceánicos como contornitas se acompañasen de argumentos y evidencias que permitiesen descartar un origen turbidítico para los depósitos. Un momento clave en el desarrollo de esta polémica sobrevino 20 años después, cuando Shanmugan (1997 y 2000), y Shanmugan *et al.* (1993a y b, 1995) defienden y argumentan que muchas de las estructuras y asociaciones de estructuras sedimentarias asumidas como diagnósticas para turbiditas lo son en realidad para contornitas.

Aunque durante un tiempo la presencia de estructuras sedimentarias sirvió, en sí misma, para descartar la interpretación de los depósitos como contorníticos (Stow y Lovell, 1979; Lovell y Stow, 1981; Stow, 1982; Gonthier *et al.,* 1984; Stow y Piper, 1984a), un gran número de trabajos recientes (Carter *et al.,* 1996; Wynn *et al.,* 2002; Masson *et al.,* 2002), tanto sobre depósitos actuales como fósiles, parecen estar clarificando progresivamente esta situación y, actualmente, la formación de estructuras sedimentarias tractivas se asume como algo normal en sistemas contorníticos (Martín-Chivelet *et al.,* 2008). Sin embargo, sigue siendo un problema abierto la distinción clara entre contornitas y turbiditas distales de grano fino.

En términos de procesos, las corrientes oceánicas profundas y las corrientes turbidíticas son esencialmente diferentes, aunque desde un punto de vista reológico ambas son flujos newtonianos turbulentos (Shanmugan, 2000). La principal diferencia es el hecho de que las corrientes turbidíticas están, en su origen, relacionadas con flujos gravitacionales de sedimento. Otra diferencia procede de la escala temporal a la que la formación del depósito tiene lugar. A gran escala los abanicos turbidíticos son sistemas deposicionales que no requieren períodos prolongados de tiempo para su formación y desarrollo, mientras que un *drift* contornítico puede requerir millones de años para configurarse. A menos escala de procesos, las corrientes turbidíticas se desarrollan en lapsos temporales discretos y cortos, mientras que las corrientes de fondo actúan de manera continua durante intervalos temporales largos. Estas diferencias radicales en el transporte y la sedimentación deben tener su reflejo en las facies sedimentarias que se van a desarrollar.

Las fracciones más gruesas, arenosas (siliciclásticas o bioclásticas), del sedimento se transportan siempre como carga tractiva en las corrientes contorníticas, mientras que en las turbidíticas se transportan esencialmente en suspensión. Como consecuencia las primeras desarrollaran estructuras sedimentarias ligadas al desarrollo de dunas o megarriples y riples, mientras que las segundas carecerán de estas estructuras.

Esta aproximación, aunque válida para el sedimento más grueso, es en realidad demasiado simple ya que las corrientes turbidíticas pueden diluirse a lo largo de su recorrido evolucionando a corrientes tractivas que dan lugar a las estructuras sedimentarias correspondientes. En especial, las fracciones más finas que alcanzan las áreas más distales pueden presentar muchos rasgos comunes con las contornitas.

El hecho es que la presencia de riples de corriente de diverso tipo, en especial trapadores, riples hambrientos aislados, *mud-offshots,* o laminación paralela, aparecen tanto en depósitos que forman parte de sistemas turbidíticos como de sistemas contorníticos.

Cabe preguntarse a continuación si, dado este planteamiento, es realmente posible separar ambos tipos de depósitos. Son dos las claves esenciales para abordar este problema, cada una de ellas enfoca el problema a dos escalas diferentes.

La primera incide en que la distinción a media y pequeña escala, es decir a escala de facies en sondeo o afloramiento, quizás no deba centrarse tanto en la presencia o ausencia de una serie de estructuras sedimentarias concretas, sino en las peculiaridades que éstas presentan en unos y otros sistemas y en la asociación y disposición secuencial de estructuras.

La segunda clave concierne al contexto geográfico o paleogeográfico y a la arquitectura deposicional y estratigráfica a gran escala, así como a las sucesiones y la secuencialidad de orden mayor.

En cuanto a las estructuras sedimentarias, conviene comenzar destacando que existen algunas que son propias de las contornitas y no aparecen en turbiditas. Los riples longitudinales triangulares se forman exclusivamente en ambientes contorníticos, aunque su fosilización es rara, o al menos nunca han sido descritos en el registro sedimentario. Los riples simétricos debidos a movimiento ondulatorio se forman también únicamente a partir de flujos contorníticos, aunque también aparecen de forma subordinada y escasa. La rareza de estas estructu-

ras limita mucho su uso como criterio discriminante claro en todos los casos. La laminación sinusoidal sí es sin embargo una estructura que aparece con mucha frecuencia en contornitas formando paquetes de espesor decimétrico a centimétrico con estructuras heterolíticas intercaladas. Este tipo de estructura requiere la actuación prolongada en el tiempo de una corriente que varía de intensidad cíclicamente, un proceso que difícilmente puede ocurrir en un ambiente turbidítico.

También puede ser un buen criterio la diferencia en los tipos de riples de corriente, ya que los mecanismos de formación en corrientes contorníticas y turbidíticas son distintos. En corrientes turbidíticas los riples se forman en episodios de desaceleración rápida de corrientes diluidas distales, por lo que suelen aparecer formando paquetes discretos monoepisódicos que pueden ir desde uno o varios sets de riples trepadores a riples aislados de tipo hambriento y *fading* que forman estratificación lenticular, estando los intervalos separados por fangos producto de la decantación de la carga fina en suspensión.

Sin embargo, la mayor durabilidad de la acción de las corrientes de fondo hace que la formación de riples sea un proceso más continuo. Esto da lugar a paquetes formados por conjuntos de sets de estratificación cruzada constituidos por riples de varios tipos, que presentan un aspecto y un patrón complejo, separados por superficies ligeramente erosivas y de reactivación ligadas a las fluctuaciones en la intensidad de las corrientes. Este tipo de asociación de facies con estratificación cruzada es difícilmente explicable y no aparecen en corrientes y depósitos turbidíticos. Otra característica de estos conjuntos es la frecuente variación en la dirección de la corriente, lo que contribuye a que el patrón de estratificación pueda llegar a ser muy complejo. Los depósitos de las corrientes turbidíticas presentarán sin embargo un abanico de direcciones de corrientes mucho más estrecho.

Las corrientes y paleocorrientes medidas a partir de los riples fue propuesto en su momento como un criterio para distinguir turbiditas y contornitas (Stow y Lovell, 1979), asumiendo que las corrientes turbidíticas serían perpendiculares al talud continental y las contorníticas paralelas. No obstante, este criterio no puede aplicarse de forma generalizada, ya que muchas corrientes contorníticas no siguen trayectorias paralelas al talud continental y no todos los riples generados en corrientes turbidíticas distales migran en la perpendicular del talud.

Las estructuras sedimentarias heterolíticas son las más controvertidas en la distinción de turbiditas y contornitas ya que aparecen en ambos tipos de depósitos con características sumamente similares. Los criterios para distinguir en este caso deben proceder necesariamente de su asociación con otras facies.

En algunas secuencias contorníticas se observan sucesiones de estructuras heterolíticas ordenadas según un patrón de disminución muy gradual en la intensidad de la corriente, al techo de paquetes con estratificación cruzada de riples compleja como los que acabamos de distinguir (Martín-Chivelet *et al.,* 2003). Además de la asociación con otras facies, las sucesiones de estructuras heterolíticas pueden presentar una ordenación secuencial que refleja un proceso continuo de sedimentación con condiciones que varían gradualmente en el tiempo, mientras que en el contexto del depósito de turbiditas reflejan más bien eventos de sedimentación desconectados en el tiempo, no presentando un patrón secuencial persistente.

La presencia y la abundancia de la bioturbación podría llegar a ser un criterio en algunos casos, sin embargo esto es mucho más controvertido y delicado, por un lado porque la variabilidad de las características de la bioturbación en depósitos contorníticos es muy alta y, por otro, porque además de las estructuras sedimentarias la bioturbación ha sido otro de los puntos conflictivos en la distinción entre turbiditas y contornitas. Durante bastante tiempo se ha considerado que la presencia de abundante bioturbación era un criterio diagnóstico claro para contornitas, sin embargo cabe pensar que el carácter discreto de los procesos turbidíticos dis-

tales y la brevedad de los episodios sedimentarios, favorecerían el desarrollo de bioturbación durante los lapsos temporales de no sedimentación.

La formación de estructuras de deformación sinsedimentaria podría ser también un criterio aunque debe ser usado con precaución. El carácter eventual y rápido de las corrientes turbidíticas puede favorecer la formación de estructuras de carga, la deformación por licuefacción y el escape de fluidos, por lo que su aparición debería ser más frecuente en turbiditas, aunque también podrían formarse en contornitas en momentos de mayor tasa de acumulación instantánea de sedimentos.

Tanto riples y estratificación cruzada de pequeña escala, como estructuras heterolíticas aparecen asociadas a otros depósitos de afinidad no dudosa como estratificación cruzada de gran escala, que reflejan la migración de dunas o megarriples de envergadura variable (Carter *et al.,* 1996; Wynn *et al.,* 2002; Martín-Chivelet *et al.,* 2003 y 2008) que no se desarrollan en sistemas turbidíticos y sí en sistemas contorníticos.

La escala de observación es un factor determinante a la hora de resolver el problema de separar turbiditas y contornitas. La geometría, la arquitectura y la asociación de facies de los sistemas turbidíticos y de los sistemas contorníticos son muy diferentes, por lo que si se puede disponer de esta información las dificultades para distinguir el origen de facies y depósitos concretos desaparecen.

En parte, la controversia científica histórica tiene que ver con la disponibilidad de datos, ya que algunas discusiones se basan en casos cuya descripción e interpretación ha sido realizada a partir de testigos sondeos o afloramientos parciales.

También es cierto que turbiditas y contornitas pueden coexistir en un mismo lugar y es relativamente frecuente que los depósitos turbidíticos sean retrabajados por corrientes contorníticas, pudiendo llegar a ser sumamente dificultoso separar ambos tipos de depósitos. De igual manera puede ser difícil separar claramente a pequeña escala hemipelagitas de los términos de decantación de las secuencias turbidíticas o de contornitas formadas íntegramente por fango.

Queda por tanto insistir que la distinción clara entre turbiditas y contornitas tanto en sistemas actuales como fósiles pasa por un estudio a varias escalas de los datos disponibles, por una comprensión del contexto geográfico o paleogeográfico y por un análisis detallado de las facies, de las asociaciones de facies y de su organización estratigráfica.

En la medida en la que el conocimiento progrese y los sistemas contorníticos vayan siendo mejor caracterizados en todas sus vertientes es esperable que este problema y la controversia que suscita vaya quedando soslayada.

INTERÉS ECONÓMICO DE LOS DEPÓSITOS CONTORNÍTICOS

Los depósitos contorníticos, y en general los depósitos de tracción de agua profundas tienen actualmente un gran interés como recursos minerales y energéticos (Teleki *et al.,* 1987; Earney, 1990; Seibol y Berger, 1993; Viana *et al.,* 2007; Shanmugam, 2007). Ello es debido al hecho de una mayor exploración de los dominios submarinos profundos de los márgenes continentales y llanuras abisales, donde dichos depósitos son frecuentes. Sin embrago, la explotación de estos recursos está actualmente poco desarrollada y sujeta a las posibilidades tecnológicas de extracción y la rentabilidad económica de los yacimientos. En este sentido, estos recursos serán explotados solamente en la medida en que su precio de costo resulte competitivo respecto de los recursos terrestres equivalentes. El hecho de que se ubiquen en aguas profundas e internacionales, implica inconvenientes añadidos a su explotación, tales como las dificultades tecnológicas, ambientales y jurídicas. Su explotación futura requerirá la cooperación internacional y la distribución de costes de investigación, evaluación de los datos y repar-

to de los riesgos, en interés común de todos los océanos. Los depósitos de interés económico asociado a los sistemas deposicionales contorníticos son:

Yacimientos de hidrocarburos

Hasta hace pocos años la prospección petrolífera se limitaba a medios marinos someros (< 200 m) al no disponer de la tecnología necesaria que permitiera la explotación comercial en medios profundos. Actualmente, las compañías de petróleo, han empezado a explorar regiones oceánicas más profundas con el interés de encontrar nuevos yacimientos y campos de hidrocarburos, algunos de los cuales se encuentran en depósitos contorníticos (Viana *et al.,* 2007). Desde un punto de vista práctico interesan por un lado los depósitos de los taludes continentales en especial los depósitos de *black shales* como potenciales rocas madres, y los depósitos clásticos como posibles rocas almacén (Stow, 1984, 1985; Pickering *et al.,* 1989; Einsele, 2000). Los depósitos contorníticos han sido considerados en el pasado como potenciales rocas madres, pero menos interesantes como rocas almacén (Pickering *et al.,* 1989). Sin embargo, trabajos más recientes han puesto de manifiesto que los depósitos contorníticos pueden ser excelentes rocas almacén para yacimientos de petróleo, gas libre e hidratos de gas, y por tanto la modelización de sus facies es actualmente un tema de interés para las compañías de petróleo (Stow *et al.,* 2002b; Rebesco, 2005; Viana *et al.,* 2007). Las corrientes de fondo son un factor importante pues flujos débiles permiten acumulaciones de sedimentos finos que pueden ser potenciales rocas madres, mientras que flujos de mayor velocidad constituyen en ambientes profundos un mecanismo de sedimentación de arenas bien clasificadas *(clean sands)* generando buenas rocas almacén. La actuación de corrientes de fondo durante un largo período de tiempo puede desarrollar una gran madurez textural y desarrollar una porosidad y permeabilidad incluso mayor que en los medios turbidíticos, por lo que su potencial como reservorio sería mucho mejor. Además, la interestratificación de sedimentos finos entre sedimentos arenosos genera buenas trampas estratigráficas (Gao *et al.,* 1998; Rebesco, 2005).

A pesar de la crecientes evidencias de la influencia de las corrientes de fondo en la distribución y presencia de arenas *(reservoir-prone)* en ambientes profundos (p. ej., Viana *et al.,* 1998a; Moraes *et al.,* 2007), hay una carencia de ejemplos de reservorios arenosos contorníticos. Los pocos ejemplos publicados (Shanmugam *et al.,* 1993a y b) son considerados como de dudosa interpretación y reinterpretados como turbiditas (Stow *et al.,* 1998). Dos de los ejemplos bien establecidos de reservorios de arenas contorníticas son las secuencias Paleógenas de la cuenca Campos, en el margen Brasileño (Moraes *et al.,* 2007; Viana *et al.,* 2007), y el sector proximal del sistema deposicional contornítico del golfo de Cádiz (Buitrago *et al.,* 2001). Aquí, un sondeo exploratorio de Repsol-YPF (MPC-1) realizado en 1982, identificó entre los 925 y 1.740 m de profundidad intervalos de arena y arcillas con una porosidad entre el 38% y el 34% con las siguientes características: espesor total del depósito de 815 m, espesor neto de arenas de 600 m, relación neto/total del 74%, 80 capas de reservorio con un espesor medio de capas de arenas de 12 a 15 m, un espesor mínimo de 1,5 m y máximo de 40 m (Buitrago *et al.,* 2001). Las capas presentan una arquitectura estratigráfica tabular y agradacional sin una secuencia vertical claramente definida, si bien los mayores espesores de las capas se disponen a la base y en pequeñas morfologías canalizadas a techo (Buitrago *et al.,* 2001).

Gas libre e hidratos de gas

La aparición de gas en sedimentos marinos recientes ha atraído tanto el interés de la comunidad científica y los organismos estatales dedicados a la investigación de recursos naturales, como el de las compañías petrolíferas. Este gas puede aparecer en solución en el agua

intersticial; no disuelto en forma de relleno de huecos (gas libre) y como hidratos de gas (Hovland y Judd, 1988; Sills y Wheeler, 1992). En los depósitos contorníticos es frecuente la presencia de yacimientos de gas libre e hidratos de gas.

El gas somero, como gas libre, suele ser en la mayoría de los casos gas metano. Está presente en las cuencas marinas en tres contextos diferentes (Hovland y Judd, 1988; Davis, 1992; Judd *et al.,* 1997): 1) Gas en la columna de agua: se puede localizar a partir de la presencia de plumas de gases *(Acoustic plumes)* y nubes acústicas; 2) Gas libre en la superficie de fondo del mar: se determina a partir de: depresiones *(pockmarks),* volcanes de fango *(mud volcano),* domos *(seebed domes),* diapiros de fango *(mud diapirs),* morfologías monticulares *(gas mounds)* y estructuras de colapso *(collapse structures);* 3) Gas en los sedimentos: se reconoce a partir de apantallamientos acústicos *(acoustic masking),* respuestas acústicas transparentes *(acoustic blanking),* cortinas acústicas *(curtains o mushroom type),* distorsiones columnares o chimeneas *(columnar disturbances* o *gas chimeneys),* reflectores remarcados por incremento en la amplitud de la señal *(enhanced reflections),* turbidez acústica *(acoustic turbidity),* puntos brillantes *(bright spots),* nivel de *GSR (Gas Simulating Reflection)*. La presencia de gas en los sedimentos produce una rápida transformación de minerales debido a la influencia de salida de material y a la propia actividad bacteriana. Asociado a la presencia de gas en los sedimentos se presentan minerales autigénicos durante la diagénesis temprana (Schubert *et al.,* 1997).

Los hidratos de gas constituyen una forma sólida de gases semejante al hielo, formada por moléculas de agua que forman estructuras penta-hexagonales conteniendo moléculas de gas, esencialmente metano. Son estables bajo condiciones de alta presión y baja temperatura, apareciendo en la mayoría de los fondos oceánicos del mundo (Henriet y Mienert, 1998) desde varios cientos de metros hasta los 1.500 m de profundidad, y a unos 500 m por debajo del fondo marino (Lovo *et al.,* 1990; Haq, 1993; Kvenvolden *et al.,* 1993; Ginsburg y Soloviev, 1998; Veerayya *et al.,* 1998). Aunque sólo se han podido registrar evidencias de la presencia de estos gases en sedimentos marinos a partir de sondeos o testificación (Kvenvolden y Barnard, 1983; Kvenvolden, 1998), también pueden identificarse utilizando métodos sísmicos de alta resolución (Schmuck y Paull, 1993; Kvenvolden, 1998; Henriet y Mienert, 1998; Max, 2003; Chand y Minshull, 2003; Horozal *et al.,* 2009), a partir del seguimiento de un reflector muy marcado y paralelo al fondo conocido como *Bottom Simulating Reflector (BSR),* el cual determina la base de la capa de estabilidad del hidrato (Kvenvolden y Barnard 1983). La primera vez que se detectaron gases hidratados en los sedimentos contorníticos fue en los años setenta en el fondo submarino del Blake Outer Ridge, en Estados Unidos (Markl *et al.,* 1970).

Aunque todavía no existe una adecuada metodología para la exploración y explotación de dichos gases hidratados (Max *et al.,* 2006), su descubrimiento ha suscitado un enorme interés económico y científico por las siguientes razones: 1) Se consideran un importante recurso energético, tanto por ser fuente de gas natural, como por ser potenciales sellos estratigráficos de grandes cantidades de gas libre bajo ellos. Las reservas que se estiman de C asociado a los hidratos de gas son el doble que las existentes en todos los combustibles fósiles que se conocen (MacDonald, 1990; Max y Lowrie, 1993; Kvenvolden *et al.,* 1993; Haq, 1995, 1997; Dickens *et al.,* 1997; MacDonald, 1997; Ginsburg y Soloviev, 1998; Laberg *et al.,* 1998); 2) Teniendo en cuenta que el metano (importante gas invernadero) contenido en los fondos oceánicos en forma de hidratos de gas es aproximadamente 3.000 veces el presente en la atmósfera, se destaca el potencial de estos como agente influyente en el cambio climático (MacDonald 1990; Haq, 1995, 1997; Van Weering *et al.,* 1997; Nisbet y Piper, 1998); 3) La presencia de Hidratos en los sedimentos marinos supone un cambio en las condiciones físicas y mecánicas de dichos sedimentos, lo que tiene consecuencias geotécnicas en cuanto a la dinámica de fluidos en poros, a la compactación por pérdida de volumen de los sedimentos y a la mayor facilidad en el desarrollo de procesos gravitacionales de masas (Kayen y Lee 1993; Popenoe *et al.*, 1993;

Kvenvolden, 1998; Henriet y Mienert, 1998); 4) La *vida submarina en zonas de emisión de metano* es abundante, con organismos como mejillones, estrellas de mar, gusanos tubícolas, gusanos de hielo, los cuales viven gracias a su simbiosis con bacterias quimiosintéticas (Van Weering *et al.,* 1997; Henriet *et al.,* 1998). También destaca una gran actividad bacteriana y de comunidades de organismos bentónicos quimiosintéticos (Pimenov *et al.,* 1999; Sahling *et al.,* 1999; Vogt *et al.,* 1999). El estudio de los arrecifes de colonias quimiosintéticas relacionados con emisiones de gas y disociación de hidratos de metano, es uno de los grandes retos en la exploración submarina y motivo en la actualidad de importantes proyectos de las grandes instituciones oceanográficas.

La composición de los hidratos muestra que el metano es el constituyente mayoritario (un 99,9% del total en general) (Brooks *et al.,* 1991), no obstante se ha determinado etano, CO_2, SH_2, propano, isobutano, N_2 y He. El gas generalmente proviene de gas biogénico de baja temperatura, que se forma a una mayor profundidad en el subsuelo a partir de niveles sedimentarios ricos en materia orgánica que se degradan por la acción de las bacterias anaeróbicas (Brooks *et al.,* 1991). No obstante el gas también puede tener un origen catagénico.

Minerales pesados

Otro interés de los depósitos contorníticos es la posible acumulación de minerales pesados de interés económico. Cuando se depositan son concentrados en función de su densidad y su gravedad específica, lo que condiciona su separación y acumulación en placeres de potencial de explotabilidad. Los minerales típicos de los placeres son: casiterita (estaño), magnetita (Fe), ilmenita (titanio), circón, grupo del granate, rutilo (titanio), monazita (torio), cromita, siendo posible encontrar concentraciones muy locales elementos nativos (oro, platino, plata, etc.) y gemas minerales (diamantes, esmeraldas, etc.). Las mayores acumulaciones se encuentran en los ambientes costeros y de plataforma, no obstante se pueden desarrollar grandes concentraciones de minerales pesados en relación con los depósitos contorníticos, si bien no parece probable su explotación por su escasa rentabilidad económica.

Nódulos de hierro-manganeso

Los nódulos de hierro-manganeso están con frecuencia asociados a las corrientes profundas y a diferentes tipos de contornitas ya que cuando la tasa de sedimentación es baja, se favorece el crecimiento de los nódulos (Van Andel *et al.,* 1973; Kennet, 1982; Cronan, 2003). Acumulaciones de sedimentos manganíferos están asociadas especialmente a los canales y valles contorníticos (Faugères y Stow, 1993; Faugères *et al.,* 1993), hasta tal punto que Faugères y Stow (1993) propone a este tipo de depósitos como sedimentos contorníticos ferromanganíferos *(manganiferrous contourites)* debido a que su origen esta controlado por las corrientes de contorno.

CONSIDERACIONES GENERALES

Los rasgos deposicionales y erosivos contorníticos son muy frecuentes en taludes, ascensos continentales y llanuras abisales de las cuencas marinas actuales. Su génesis requiere de una circulación de masas de agua cuya interacción con el fondo sea prolongada en el tiempo, lo que condiciona: 1) la génesis de hiatos de hasta varios millones de años de manera simultánea en varias cuencas interconectadas, 2) la vida bentónica y los procesos de bioturbación asociados, 3) desde el aventamiento del material particulado de tamaño de grano fino hasta procesos ero-

sivos de gran escala, y 4) procesos de precipitación química y neoformación que pueden ser de interés económico.

Los rasgos contorníticos pueden estar generados por diferentes masas de agua que circulan a diferentes profundidades y velocidades, en la misma dirección o direcciones contrarias. Los depósitos presentan una discontinuidad basal que representa el inicio de la actividad de las masas de agua sobre el fondo, la cual se relaciona normalmente con la apertura de estrechos y pasillos oceánicos o de su profundización. A pesar de que se han elaborado modelos sedimentarios detallados sobre los sistemas deposicionales contorniticos, se podrían plantear dos miembros finales en relación con las características de las masas de agua (Hernández-Molina *et al.,* 2008a y b): 1) diferentes masas de agua pero con una circulación homogénea y tabular sobre un fondo submarino sin irregularidades significativas. En estos contextos se generan *drifts* y rasgos erosivos de grandes dimensiones (caso del Margen de Brasil, o Argentina); 2) márgenes donde la tectónica reciente ha generado una compleja fisiografía submarina y las masas de agua en su circulación sobre el fondo presentan múltiples núcleos, ramas, filamentos, ondas internas, *eddies,* flujos helicoidales, etc., lo que produce el desarrollo de sistemas deposicionales muy complejos (caso del golfo de Cádiz, Nueva Zelanda o Porcupine). En este sentido la actividad tectónica es un factor determinante, a largo plazo, de la morfología del fondo y en consecuencia del efecto local de una masa de agua sobre el mismo. Por el contrario a corto plazo, los cambios ambientales (clima y nivel del mar) y paleoceanográficos controlan la arquitectura y evolución de los depósitos contorniticos. En concreto, el clima controla la intensidad y posición de las principales masas de agua de fondo, si bien unas son más activas en las épocas glaciales (p. ej., AABW, MOW), mientras que otras lo son en épocas interglaciales (p. ej., NADW). Ésta es la razón por la que no es posible incluir los procesos y depósitos contorníticos dentro del modelo de estratigrafía secuencial, y asociarlos por tanto a un segmento del ciclo eustático determinado, ya que cualquier posible modelo tendría tan solo una validez regional, pero no global.

En cuanto al registro antiguo, debe resaltarse la necesidad de afrontar el estudio de los depósitos marinos profundos con nuevas miras, que deben incluir nuestros conocimientos sobre los sistemas contorníticos actuales (así como de los sistemas turbidíticos y hemipelágicos), y que debe también incorporar los conocimientos paleoceanográficos cada vez más precisos sobre las cuencas antiguas, un aspecto que permitirá realizar aproximaciones deductivas (p. ej., localizar épocas y zonas favorables para el desarrollo de contornitas). En este sentido es fundamental poder integrar los estudios sedimentológicos de detalle (a escala de afloramiento) en la geometría de grandes dimensiones de los *drifts.*

La ya de por sí enorme complejidad y variabilidad tipológica de los sistemas actuales puede crecer exponencialmente para tiempos pasados, con sistemas de movimiento de masas de agua y condiciones oceanográficas diferentes. Con todo ello surgirán modelos de facies concretos para los distintos sistemas y ambientes de depósito (de forma similar a los diferentes sistemas fluviales, lacustres o marinos someros) que harán que las viejas polémicas, como la que ha girado en torno al carácter diagnóstico de las estructuras tractivas o la bioturbación en las contornitas, vayan perdiendo fuerza y diluyéndose.

Las investigaciones futuras sobre los sistemas deposicionales contorníticos deberían abordar los siguientes aspectos básicos: 1) una mejor comprensión de los procesos que tienen lugar en los medios marinos profundos en relación con la dinámica de las masas de agua (especialmente en relación con el efecto de los obstáculos submarinos), su comportamiento y variabilidad (mareas y las tormentas profundas, etc), y 2) establecer modelos de facies, incluyendo su asociación con otros ambientes sedimentarios marinos profundos, tanto en ambientes marinos actuales como del registro fósil. Dichos modelos de facies están aún por establecerse, especialmente en los ambientes más profundos de las llanuras abisales, donde muchos procesos no

son bien conocidos. El estudio del registro sedimentario de los sistemas deposicionales contorníticos tiene un enorme interés para futuros estudios de paleoclima, dinámica sedimentaria, exploración de hidrocarburos y recursos minerales.

BIBLIOGRAFÍA

Alves, T. M.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D. W. y Monteiro, J. H. (2003): Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. *Marine Geology,* 195, 75-108.

Ambar, I. y Howe, M. R. (1979): Observations of the Mediterranean Outflow I. Mixing in the Mediterranean Outflow. *Deep-Sea Research,* 26A, 535-554.

Arhan, M.; Carton, X.; Piola, A. y Zenk., W. (2002): Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin. *Journal of Geophysical Research,* 107: NO. C1, 3007, 10.1029/2001JC000963.

Ashley, G. M.; Southard, J. B. y Boothroyd, J. C. (1982): Deposition of climbing ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology,* 29, 67-79.

Barker, P. F.; Kennett, J. P. y Shipboard Scientific Party (1988): *Proceedings Ocean Drilling Program, Initial Reports,* 113, Weddell Sea, Antarctica. College Station, Texas.

Bearmon, G. (ed.) (1989): *Ocean chemistry and deep-sea sediments*. The Open University. Pergamon.

Beaulieu, S. y Baldwin, R. (1998): Temporal variability in currents and the benthic boundary layer at an abyssal station off central California. *Deep-Sea Research,* Part II, 45, 587-615.

Bein, A. y Weiler, Y. (1976): The Cretaceous Talme Yafe Formation: a contour current shaped sedimentary prism of calcareous detritus at the continental margin of the Arabian craton. *Sedimentology,* 23, 511-532.

Biscaye, P. E. y Eittreim, S. L. (1977): Suspended particulate loads y transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean, *Marine Geology,* 23, 155-172.

Blondel, Ph. (2003): Seabed Classification at Ocean Margins. En G. Wefer, D. Billet, D. Hebbeln, B.B. Jørgense, M. Schlülter y V. Weering (eds.), *Ocean Margin System,* 125-141.

Blondel, Ph. y Murton, B. J. (1997): *Handbook of seafloor sonar imagery*. PRAXIS-Wiley & Sons, Chichester.

Bouma, A. H. (1972): Recent and ancient turbidites and contourites. *Transactions Gulf Coast Association Geological Societies,* 22, 205-221.

— (1973): Contourites in Niessenflysch, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae,* 66(2), 315-323.

Bouma A. H. y Hollister, C. D. (1973): Deep Ocean Basin Sedimentation. En G. V. Middleton y A. H. Bouma (eds.), *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, 79-118.

Brass, G. W.; Southam, J. R. y Peterson, W. H. (1982): Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature,* 296, 620-623.

Broeker, W. G. (1991): The great ocean conveyor. *Oceanography,* 4, 79-85.

Brooks, J. M.; Field, M. E. y Kennicutt II, C. (1991): Observations of gas hydrates in marine sediments, offshore northern California. *Marine Geology,* 96, 103-109.

Buitrago, J.; García, C.; Cajebread-Brow, J.; Jiménez, A. y Martínez del Olmo, W. (2001): *Contouritas: Un excelente almacén casi desconocido (Golfo de Cádiz, SO de España)*. 1.er Congreso Técnico Exploración y producción REPSOL-YPF, 24-27 de septiembre, Madrid, 10.

Carter, R. M.; Carter, L. y McCave, I. N. (1996): Current controlled sediment deposition from shelf to deep sea: the history of the Pacific DWBC system. *Geologische Rundschau,* 85, 438-451.

— (2004): Evolution of the sedimentary system beneath the deep Pacific inflow off eastern New Zealand. *Marine Geology,* 205, 9-27.

Cartwright, J. y Huuse, M. (2005): 3D seismic technology-the geological «Hubble». *Basin Research,* 17, 1-20.

Chand, S. y Minshull, T. A. (2003): Seismic constraints on the effects of gas hydrate on sediment physical properties and fluid flow: a review. *Geofluids,* 3, 275-289.

Cheney, R. E.; Marsh, J. G. y Beckley, B. D. (1983): Global mesoscale variability from collinear tracks of Seasat altimeter data. *Journal of Geophysical Research,* 88, 4343-4354.

Cherubin, L.; Carton, X.; Paillet, J.; Morel, Y. y Serpatte, A. (2000): Instability of the Mediterranean water undercurrents southwest of Portugal: effects of baroclinicity and topography. *Oceanological Acta,* 23, 551-573.

Chough, S. K. y Hesse, R. (1985): Contourites from Eirik Ridge, south of Greenland. *Sedimentary Geology,* 41, 185-199.

Cronan, D. S. (2003): *Manganese Nodules*. Encyclopedia of Ocean Sciences, 1526-1533.

Dalrymple, R. W. y Narbonne, G. M. (1996): Continental slope sedimentation in the Sheepbed Formation (Neoproterozoic Windermere Supergroup), Mackenzie Mountains. *Canadian Journal of Earth Science,* 33, 848-862.

Damuth, J. E. (1980): Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near- bottom sedimentation processes in the deep sea. A review: *Marine Geology,* 38, 51-75.

Davies, T. A. y Laughton, A. S. (1972): Sedimentary Processes in the North Atlantic. En A. S. Laughton y W. A. Berggren (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 905-934.

Davies, R. J.; Cartwright, J.; Steward, S. A.; Underhill, J. R. y Lappin, M. (eds.) (2004): 3D Seismic Techonology: Application to the Exploration of Sedimentary Basin. *Geological Society London, Memoirs,* 29, London.

Davis, A. M. (ed.). (1992): Methane in Marine Sediments. *Continenal Shelf Research*, 12 (10).

Dickens, G. R.; Paull, C. K.; Wallace, P. y ODP Leg 164 Scientific Party (1997): Direct measurements of in situ methane quantities in a large gas-hydrate reservoir. *Nature,* 385, 426-428.

Drake, D. E. (1976): Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves. En D. J. Stanley y D. J. P. Swift (eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental management.* J. Wiley and Sons, New York, 127-158.

Duan, T.; Gao, Z.; Zeng, Y. y Stow, D. (1993): A fossil carbonate contourite *drift* on the Lower Ordovician palaeo-continental margin of the middle Yangtze Terrane, Jiuxi, northern Hunan, southern China. *Sedimentary Geology,* 82, 271-284.

Dzulynski, S. y Walton, E. K. (eds.) (1965): Sedimentary features of Flysch and greywackes. *Development in Sedimentology,* 7.

Earney, C. F. (ed.) (1990): *Marine Mineral Resources.* Ocean Management and Policy series, Routledge, New York.

Einsele, G. (ed.) (2000): *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*, 2.ª ed. Springer-Verlag. Berlin.

Eittreim, S. L. y Ewing, J. (1972): Suspended particulate matter in the deep waters of the North American basin. En A. L. Gordon (ed.), *Studies in Physical Oceanography.* Gordon and Breach, London, 123-167.

Ekdale, A. A. y Mason, T. R. (1988): Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology,* 16, 720-723.

Evans, C. D. R.; Crosby, A.; Wingfield, R. T. R.; James, J. W. C.; Slater, M. P. y Newsham, R. (1998): *Inshore seabed characterisation of selected sectors of the English coast*. British Geological Survey Technical Report WB 98/45. BGS, Keyworth, Nottingham. NERC.

Ewing, M. y Thorndike, E. M. (1965): Suspended matter in deep ocean water. *Science,* 147, 1291.

Ewing, M.; Eittreim, S. L.; Ewing, J. I. y Le Pichon, X. (1971): Sediment transport and distribution in the Argentine Basin, 3. Nepheloid layer and processes of sedimentation. *Physics and Chemistry of the Earth,* 8, 51-77.

Faugères, J. C. y Stow, D. A. V. (1993): Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. En D. A. V. Stow y J. C. Faugères (eds.), *Contourite and Bottom-currents*. *Sedimentary Geology,* 82 (1-4), 287-297.

Faugères, J. C.; Stow, D. A. V. y Gonthier, E. (1984): Contouritic drift moulded by deep Mediterranean outflow. *Geology,* 12, 296-300.

Faugères, J. C.; Frappa, M.; Gonthier, E. y Grousset, F. (1985): Impact de la veine d'eau mediterraneenne sur la sedimentation de la marge sud et ouest iberique au Quaternaire recent. *Bulletin del' Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine,* 37, 259-287.

Faugères, J. C.; Mezerais, M. L. y Stow, D. A. V. (1993): Contourite *drift* types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology,* 82 (1-4), 189-203.

Faugères, J. C.; Stow, D. A. V.; Imbert, P. y Viana, A. (1999): Seismic features diagnostic of contourite *drifts*. *Marine Geology,* 162 (1), 1-38.

Flood, R. D. (1981): Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton Water. *Sedimentology,* 28, 511-529.

Flood, R. D. y Giosan. L. (2002): Migration history of a fine-grained abyssal sediment wave on the Bahama Outer Ridge. *Marine Geology,* 192, 259-273.

Flood, R. D. y Shor, A. N. (1988): Mudwaves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns. *Deep Sea Research,* 35, 943-972.

Gao, Z. y Eriksson, K. A. (1991): Internal-tide deposits in an Ordovician submarine channel: Previously unrecognized facies? *Geology,* 19, 734-737.

Gao, Z. y Taizhong, D. (1994): Gravity flow and contour current sediments. En Feng Zengzhao *et al*. (eds.), *Sedimentology of China*. Petroleum Industry Press, Beijing, 593-623 (en Chino).

Gao, Z. Z.; Eriksson, K. A.; He, Y. B.; Luo, S. S. y Guo, J. H. (eds.) (1998): *Deep-Water Traction Current Deposits. A Study of Internal Tides, Internal Waves, Contour Currents and Their Deposits.* Science Press, Beijing-New York.

García, M. (2002): *Caracterización morfológica del sistema de canales y valles submarinos del talud medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica): implicaciones oceanográficas.* Tesis de Licenciatura, Universidad de Cádiz. Inédita.

García, M.; Hernández-Molina, F. J.; Llave, E.; Stow, D. A. V.; León, R.; Fernández-Puga, M. C.; Díaz del Río, V. y Somoza, L. (2009): Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz: Quaternary tectonic and oceanographic implications. *Marine Geology,* 257, 24-40.

Gardner, W. D. y Sullivan, L. G. (1981): Benthic Storms: Temporal Variability in a Deep-Ocean Nepheloid Layer. *Science,* 213 (4505), 329-331.

Gilbert, I. M.; Pudsey, C. y Murray, J. W. (1998): A sediment record of cyclic bottom-current variability from the northwest Weddell Sea. *Sedimentary Geology,* 115, 185-214.

Ginsburg, G. D. y Soloviev, V. A. (eds.) (1998): *Submarine Gas Hydrates.* VNII Okeangeologia, St. Petersburg, Russia.

Gonthier, E. C.; Faugères, J. C. y Stow, D. A. V. (1984): Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. En D. A. V. Stow y D. J. W. Piper (eds.), *Fine-grained sediments: Deep-water Processes and Facies*. *Geological Society of London, Special Publication,* 15, 275-292.

Gordon, A. L. (1972): Varieties and variability of Antartic Bottom Water. *Colloques Internationaux du CNRS,* Paris, 215, 33-47.

Habgood, E. L.; Kenyon, N. H.; Masson, D. G.; Akhmetzhanov, A.; Weaver, P. P. E.; Gardner, J. y Mulder, T. (2003): Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe system: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology,* 50, 483-510.

Hailwood, E. A. y Kidd, R. (eds.) (1990): Marine Geological Surveying and Sampling. *Marine Geophysical Researches,* 12.

Haq, B. U. (1993): Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. En H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq y G. P. Allen (eds.), *Stratigraphy and facies associations in a sequence stratigraphic framework.* Blackwel Scientific Publication, *International Association of Sedimentologists, Special Publication,* 18, 93-106.

— (1995): Growth and decay of gas hydrates: a forcing mechanism for abrupt climate change and sediment wasting on ocean margins?, *Koninklijke Akademievan Wetenschappen, Verhandelingen, Afd. Natuurkunde, Eerste Reeks, deel,* 44.

— (1997): The role gas hydrates in climatic change and slope instability and their potential as a future energy resource. *Thalassas,* 13, 127-134.

Hay, W. M. (1984): The breakup of Pangea: climatic erosional and sedimentological effecs. En *Geology of ocean basin,* Proceedings of 27th International Geologic Congress 6, 15-58.

Hayward, A. B. (1984): Hemipelagic chalks in a clastic submarine fan sequence: Miocene, SW Turkey. En D. A. V. Stow y D. J. W. Piper (eds.), *Fine-grained Sediments: Deep-water Processes and Facies*. *Geological Society of London, Special Publication,* 15, 453-467.

Heezen, B. C. (1959): Dynamic processes of abyssal sedimentation: erosion, transportation and redeposition on the deep-sea floor. *Geophysical Journal,* 2, 142-163.

Heezen, B. C. y Hollister, C. D. (1964): Deep sea current evidence from abyssal sediments. *Marine Geology,* 1, 141-174.

Heezen, B. C.; Ewing, M. y Ericson, D. B. (1954): Recconaissance survey of the abyssal plain south of Newfoundland. *Deep-Sea Research,* 2, 122-133.

Heezen B. C.; Hollister, C. D. y Ruddiman, W. F. (1966): Shapings of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science,* 152, 502-508.

Hendry, R. M. (1982): On the structure of the deep Gulf Stream. *Journal of Marine Research,* 40, 119-142.

Henriet, J. P. y Mienert, J. (eds.) (1998): *Gas Hydrates. Relevance to World Margin Stability and Climate Change. Geological Society of London, Special Publication,* 137.

Henriet, J. P.; De Mol, B.; Pillen, S.; Vanneste, M.; Van Rooij, D.; Versteeg, W. y Croker, P. F. (1998): Gas hydrate crystals may help build reefs. *Nature,* 391, 648-649.

Hernández-Molina, F. J.; Llave, E.; Somoza, L.; Fernández-Puga, M. C.; Maestro, A.; León, R.; Barnolas, A.; Medialdea, T.; García, M.; Vázquez, J. T.; Díaz del Río, V.; Fernández-Salas, L. M.; Lobo, F.; Alveirinho Dias, J. M.; Rodero, J. y Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cádiz contourite depositional systems. *Geology,* 31 (1), 19-22.

Hernández-Molina, F. J.; Llave, E.; Stow, D. A. V.; García, M.; Somoza, L.; Vázquez, J. T.; Lobo, F. J.; Maestro, A.; Díaz del Río, V.; León, R.; Medialdea, T. y Gardner, J. (2006a): The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: A sedimentary model related to the bottom current activity activity of the Mediterranean Outflow Water and the continental margin characteristics. *Deep-Sea Research II,* 53, 1420-1463.

Hernández-Molina, F. J.; Larter, R. D.; Rebesco, M. y Maldonado, A. (2006b): Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. *Marine Geology,* 228, 93-116.

Hernández-Molina, F. J.; Bohoyo, F.; Naveira Garabato, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Lobo, F. J.; Maldonado, A.; Rodríguez-Fernández, J.; Somoza, L.; Stow, D. A. W. y Vázquez, J. T. (2007): *The Scan Basin evolution: oceanographic consequences of the deep connection between the Weddell and Scotia Seas (Antarctica)*. International Symposium on Antarctic Earth Science (ISAES) University of California, Santa Barbara (UCSB) August 26-31. U.S. Geological Survey and The National Academies; USGS OFR-2007. Extended Abstract, 1-4.

Hernández-Molina, F. J.; Llave, E. y Stow, D. A. V. (2008a): Continental slope contourites. En M. Rebesco y A. Camerlenghi (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology,* 60, 379-407.

— (2008b): Abyssal Plain contourites. En M. Rebesco y A. Camerlenghi (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology,* 60, 347-377.

Hill, P. R. (1984): Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope offshore eastern Canada. *Sedimentology,* 31, 293-309.

Hollister, C. D. (1967): *Sediment Distribution and Deep Circulation in the Western North Atlantic,* Tesis Doctoral, Universidad de Columbia, New York.

— (1993): The concept of deep-sea contourites. *Sedimentary Geology,* 82, 5-11.

Hollister, C. D. y Heezen, B. C. (1967): Contour current evidence from abyssal sediments. *Transactions American Geophysical Union,* 48.

— (1972): Geological effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic. En A. L. Gordon (ed.), *Studies in physical oceanography,* 2, 37-66.

Hollister, C. D. y McCave, I. N. (1984): Sedimentation under deep-sea storms. *Nature,* 309, 220-225.

Hollister, C. D.; Johnson, D. A. y Lonsdale, P. E. (1974): Current controlled abyssal sedimentation: Samoan Passage, equatorial West Pacific. *Journal of Geology,* 82, 275-299.

Hollister, C. D.; Nowell, A. R. M. y Smith, J. D. (1980): The Third Annual Report of the High Energy Boundary Layer Experiment. *W.H.O.I. Technical Report,* 80, 32-48.

Horozal, S.; Lee, G. H.; Yi, B. Y.; Yoo, D. G.; Park, K. P.; Lee, H. Y.; Kim, L. H. y Lee, K. K. (2009): *Seismic indicators of gas hydrate and associated gas in the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) and implications of heat flows derived from depths of the bottom-simulating reflector*. Marine Geology (en prensa).

Hovland, M. y Judd, A. G. (1988): *Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment.* Graham & Trotman, London.

Howe, J. A.; Livermore, R. A. y Maldonado, A. (1998): Mudwave activity and current-controlled sedimentation in the Powell Basin, northern Weddell Sea, Antarctica. *Marine Geology,* 149, 229-241.

Howe J. A.; Stoker, M. S.; Stow, D. A. V. y Akhurst, M. C. (2002): Sediment *drifts* and contourite sedimentation in the northeastern Rockall Trough and Faroe-Shetland Channel, NW European continental margin. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. *Geological Society Memoir,* 22, 65-72.

Howe, J. A.; Shimmield, T. M. y Diaz, R. (2004): Deep-water sedimentary environments of the northwestern Weddell Sea and South Sandwich Islands, Antarctica. *Deep-Sea Research II,* 51 (1), 489-514.

Hüneke, H. (2007): Pelagic carbonate ooze reworked by bottom currents during Devonian approach of the continents Gondwana and Laurasia. En A. R. Viana y M. Rebesco (eds.), *Economic and Palaeoceanographic significance of Contourite deposits. Geological Society Special Publication,* 276, 299-328.

Ito, M. (1996): Sandy contourites of the Lower Kazusa Group in the Boso Peninsula, Japan: Kuroshio-current-influenced deep-sea sedimentation in a Plio-Pleistocene forearc basin. *Journal of Sediment Research,* A66, 587-598.

— (2002): Kuroshio Current-influenced sandy contourites from the Plio-Pleistocene Kazusa forearc basin, Boso Peninsula, Japan. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, F. C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society Memoir,* 22, 421-432.

Jerlov, N. G. (1953): Particle distribution in the ocean. *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition,* 3, 73-97.

Johns, W. E.; Shay, T. J.; Bane, J. M. y Watts, D. R. (1995): Gulf Stream structure, transport, and recirculation near 68° W. *Journal of Geophysical Research,* 100, 817-838.

Johnson, D. A. (1984): The Vema Channel: physiography, structure, and sediment–current interactions. *Marine Geology,* 58, 1-21-34.

Jones, B. G.; Fergusson, C. L. y Zambelli, P. F. (1993): Ordovician carbonates in the Lachlan Fold Belt, eastern Australia. *Sedimentary Geology,* 82, 257-270.

Jones, E. J. W. (1999): *Marine Geophysics.* John Wiley & Sons, LTD, Chichester.

Jones, E. J. W. y Okada, H. (2006): Abyssal circulation change in the equatorial Atlantic: evidence from Cenozoic sedimentary *drifts* off West Africa. *Marine Geology,* 232 (1-2), 49-61.

Judd, A. G.; Davies, G.; Wilson, J.; Holmes, R.; Baron, G. y Bryden, I. (1997): Contributions to atmospheric methane by natural seepages on the U. K. continental shelf. *Marine Geology,* 140, 427-455.

Kähler, G. y Stow, D. A. V. (1998): Turbidities and contourites of the Paleogene Lefkara Formation, Southern Cyprus. En D. A. V. Stow y J. C. Fangbres (eds.), *Contourites, Turbidites and Process Interaction. Sedimentary Geology,* 115, 215-231.

Karl, H. A.; Cacchione, D. A. y Carlson, P. R. (1986): Internal wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering Sea. *Journal of Sedimentary Petrology,* 56, 706-714.

Kawabe, M. (1995): Variations of Current Path, Velocity, and Volume Transport on the Kuroshio in Relation with the Large Meander. *Journal of Physical Oceanography,* 25, 3103-3117.

Kayen, R. E. y Lee, H. J. (1993): *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*. Chapter Slope stability in regions of sea-floor gas hydrate. U.S. Geological Survey Bulletin, 2002, 97-103.

Kennett, J. P. (ed.) (1982): *Marine Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Kenyon, N. H. y Belderson, R. H. (1973): Bed Forms Of The Mediterranean Undercurrent Observed With Side-Scan Sonar. *Sedimentary Geology,* 92, 77-100.

Klaus A. y Ledbetter, M. T. (1988): Deep-sea sedimentary processes in the Argentine Basin revealed by high-resolution seismic records (3.5 kHz echograms). *Deep-Sea Research,* 35, 899-917.

Kneller, B. (1995): Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. En A. J. Hartley y D. J. Prosser (eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. *Geological Society Special Publication,* 94, 31-49.

Kolla, V.; Eittreim, S.; Sullivan, L.; Kostecki, J. A. y Burckle, L. H. (1980): Current controlled, abyssal microtopography and sedimentation in Mozambique Basin, West Indian Ocean. *Marine Geology,* 34, 171-206.

Kuenen, Ph. H. (1964): Deep-Sea sands and ancient turbidites. En A. H. Bouma y A. Brouwer (eds.), *Turbidites*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 3-33.

Kvenvolden, K. A. (1998): A primer on the geological occurrence of gas hydrate. En J. P. Henriet y J. Mienert (eds.), *Gas hydrates: Relevance to the World Margin Stability and Climate Change. Geological Society, Special Publications,* 137, 9-30.

Kvenvolven, K. A. y Barnard, L. A. (1983): Hydrates in natural gas in continental margins. Studies in Continental Margin Geology. *AAPG, Memoir,* 34, 631-640.

Kvenvolven, K. A.; Ginsburg, G. D. y Soloviev, V. A. (1993): Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Letters,* 13, 32-40.

Laberg, J. S. y Vorren, T. O. (2003): Weichselian and Holocene growth of the northern high-latitude Lofoten Contourite *Drift* on the continental slope of Norway. *Sedimentary Geology,* 164, 1-17.

Laberg, J. S.; Andreassen, K. y Knutsen, S. M. (1998): Inferred gas hydrate on the Barents Sea shelf – a model for its formation and a volume estimate. *Geo-Marine Letters,* 18, 26-33.

Laberg, J. S.; Stoker, M. S.; Torbjørn Dahlgren, K. I.; de Haas, H.; Haflidason, H.; Hjelstuen, B. O.; Nielsen, T.; Shannon, P. M.; Vorren, T. O.; van Weering, T. C. E. y Ceramicola, S. (2005): Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology,* 22, 1069-1088.

Le Pichon, X.; Eittreim, S. L. y Luwing, W. J. (1971): Sediments transport and distribution in the Argentine Basin, 1. Antartic Bottom Current passage through the Falkand Fracture Zone. *Physics and Chemistry of the Earth,* 8, 3-28.

Llave, E.; Hernández-Molina, F. J.; Somoza, L.; Díaz-del-Río, V.; Stow, D. A. V.; Maestro, A. y Alveirinho Dias, J. M. (2001): Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz. a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches,* 22, 487-508.

Llave, E.; Schönfeld, J.; Hernández-Molina, F. J.; Mulder, T.; Somoza, L.; Díaz del Río, V. y Sánchez-Almazo, I. (2006): High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: the impact of Heinrich events. *Marine Geology,* 227, 241- 262.

Llave, E.; Hernández-Molina, F. J.; Somoza, L.; Stow, D. y Díaz del Río, V. (2007): Quaternary evolution of the contourite depositional system in the Gulf of Cadiz. En A. Viana y M. Rebesco (eds.), *Economic and Paleoceanographic Importance of Contourites. Geological Society, Special Publication,* 276, 49-79.

Llave, E.; Hernández-Molina, F. J.; Stow, D.; Fernández-Puga, M. C.; García, M.; Vázquez, J. T.; Maestro, A.; Somoza, L. y Díaz del Río, V. (2008): Reconstructions of the Mediterranean Outflow Water during the Quaternary based on the study of changes in buried mounded drift stacking pattern in the Gulf of Cadiz. *Marine Geophysical Researches,* 28 (4), 379-394.

Lovell, J. P. B. y Stow, D. A. V. (1981): Identification of ancient sandy contourites. *Geology,* 9, 347-349.

Løvø, V.; Elverhøi, A.; Antonsen, P.; Solheim, A.; Butenko, G.; Gregersen O. y Liestøl, O. (1990): Submarine permafrost and gas hydrates in the northern Barents Sea. *Nor. Polarinst. Papportser,* 56, 171.

Lowe, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology,* 52, 279-297.

Luo, S.; Gao, Z.; He, Y. y Stow, D. A. V. (2002): Ordovician carbonate contourite *drifts* in Hunan and Gansu Provinces, China. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society Memoir,* 22, 433-442.

MacDonald, G. J. (1990): Role of methane clathrates in past and future climates. *Climate Change,* 16, 247-281.

MacDonald, I. R. (1997): Bottom line for hydrocarbons. *Nature,* 385, 389-390.

Maldonado, A.; Barnolas, A.; Bohoyo, F.; Galindo-Zaldívar, J.; Hernández-Molina, J.; Lobo, F.; Rodríguez-Fernández, J.; Somoza, L. y Vázquez, J. T. (2003): Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 198, 187-221.

Maldonado, A.; Barnolas, A.; Bohoyo, F.; Escutia, C.; Galindo-Zaldívar, J.; Hernández-Molina, J.; Jabaloy, A.; Lobo, F.; Nelson, H.; Rodríguez-Fernández, J.; Somoza, L. y Váquez, J. T. (2005): Miocene to recent contourite *drift* development in the northern Weddell Sea (Antarctica). *Global and Planetary Change,* 45, 99-129.

Maldonado, A.; Bohoyo, F.; Galindo-Zaldívar, J.; Hernández-Molina, J.; Jabaloy, A.; Lobo, F.; Rodríguez-Fernández, L.; Suriñach, E. y Vázquez, J. T. (2006): Ocean basins near the Scotia-Antarctic plate boundary: influence of tectonics and paleoceanography on the Cenozoic deposits. *Marine Geophysical Research,* 27, 83-107.

Markl, R. G.; Bryan, G. M. y Ewing, J. L. (1970): Structure of the Blake-Bahama Outer Ridge. *Journal of Geophysical Research,* 75, 4539-4555.

Martín-Chivelet, J.; Chacón, B. y Fregenal, M. A. (2001): Contornitas calcáreas en el Cretácico terminal de Caravaca (Dominio Subbético). Implicaciones paleogeográficas. *Geotemas,* 3 (2), 227-230.

Martín-Chivelet, J.; Fregenal Martínez, M. A. y Chacón, B. (2003): Mid-depth calcareous contourites in the latest Cretaceous of Caravaca (Subbetic Zone, SE Spain). Origin and paleohydrological significance. *Sedimentary Geology,* 163, 131-146.

— (2008): Traction structures in Contourites. En M. Rebesco y A. Camerlenghi (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology,* 60, 159-182.

Masson, D. G. (2001): Sedimentary processes shaping the eastern slope of the Faeroe–Shetland Channel. *Continental Shelf Research,* 21, 825-857.

Masson, D. G.; Howe, J. A. y Stoker, M. S. (2002): Bottom current sediment waves, sediment drifts and contourites in the northern Rockall Trough. *Marine Geology,* 192, 215-237.

Masson, D. G.; Bett, B. J.; Billett, D. S. M.; Jacobs, C. L.; Wheeler, A. J. y Wynn, R. B. (2003): The origin of deep-water, coral-topped mounds in the northern Rockall Trough, Northeast Atlantic. *Marine Geology,* 192, 215-237.

Max, M. D. (ed.) (2003): *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments (Coastal Systems and Continental Margins).* Series: Coastal System and Continental Margins, 5, Springer, Kluwer, Amsterdam.

Max, M. D. y Lowrie, A. (1993): Natural gas hydrates: Arctic and Nordic Sea potential. En T. O. Vorren, E. Bergsager, Ø. A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie y T. B. Lund (eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential.* Proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference, 15-17 August 1990, Tromsø, Norway. *Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication,* 2, 27-53.

Max, M. D.; Johnson, A. H. y Dillon, W. P. (eds.) (2006): Economic Geology of Natural Gas Hydrate (Coastal Systems and Continental Margins). *Series: Coastal System and Continental Margins,* 9, Springer, Berlin.

McCave, I. N. y Tucholke, B. E. (1986): Deep current controlled sedimentation in the western North Atlantic. En P. R. Vogt y B. E. Tucholke (eds.), *The Geology of North America,* Vol. *M, The Western North Atlantic region, Decade of North America Geology.* Geological Society of America, Boulder, CO, 451-468.

McCave, I. N. y Carter, L. (1997): Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep Sea Research,* Part I, 44 (7), 1203-1237.

McCave, I. N.; Hollister, C. D.; DeMaster, D. J.; Nittrouer, C. A.; Silva, A. J. y Yingst, J. Y. (1984): Analysis of a longitudinal riple from the Nova Scotia continental rise. *Marine Geology,* 58, 275-286.

Merrifield, M. A.; Holloway, P. E. y Johnston, T. S. (2001): The generation of internal tides at the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research,* 106, 559-562.

Moraes, M. A. S.; Maciel, W. B.; Braga, M. S. S. y Viana, A. R. (2007): Bottom-current reworked Palaeocene-Eocene depp-water reservoirs of the Campos Basin, Brasil. En A. R. Viana y M. Rebesco (eds.), *Economic and Palaeoceanographic significance of Contourite Deposits. Geological Society Special Publication,* 276, 81-94.

Mudroch, A. y Azcue, J. M. (eds.). (1995): *Manual of Aquatic Sediment Sampling.* Lewis Publishers, Ann Arbor, Michigan, USA.

Mulder, T.; Voisset, M.; Lecroart, P.; Le Drezen, E.; Gonthier, E.; Hanquiez, V.; Faugères, J.-C.; Habgood, E.; Hernández-Molina, F. J.; Estrada, F.; Llave, E.; Poirier, D.; Gorini, C.; Fuchey, Y.; Volker, A.; Freitas, P.; Lobo Sanchez, F.; Fernández, L. M. y Morel, J. (2003): The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters,* 23 (1), 7-18.

Mulder, T.; Lecroart, P.; Hanquiez, V.; Marches, E.; Gonthier, E.; Guedes, J. C.; Thiébot, E.; Jaaidi, B.; Kenyon, N.; Voisset, M.; Perez, C.; Sayago, M.; Fuchey, Y. y Bujan, S. (2006): The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions. *Geo-Marine Letters,* 26, 31-41.

Natland, M. L. (1967): New classification of water-laid clastic sediments. *AAPG Bulletin,* 51, 476.

Naveira-Garabato, A. C.; Heywood, K. J. y Stevens, D. P. (2002): Modification and pathways of Southern Ocean deep waters in the Scotia Sea. *Deep-Sea Research* I, 49, 681-705.

Nelson, C. H. y Nilsen, T. H. (eds.) (1984): *Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. SEPM Short course Notes,* 14.

Nelson, C. H.; Baraza, J. y Maldonado, A. (1993): Mediterranean undercurrent «contourites» in the eastern Gulf of Cadiz. *Sedimentary Geology,* 82 (1-4), 103-132.

Nelson, C. H.; Baraza, J.; Maldonado, A.; Rodero, J.; Escutia, C. y Barber, J. H. (1999): Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology,* 155, 99-129.

Niemi, M.; Ben-Avraham, Z.; Hartnady, C. J. H. y Reznikov, M. (2000): Post-Eocene seismic stratigraphy of the deep ocean basin adjacent to the southeast African continental margin: a record of geostrophic bottom current systems, *Marine Geology,* 162 (2-4), 237-258.

Nisbet, E. G. y Piper, D. J. W. (1998): Giant submarine landslides. *Nature,* 392, 329-330.

Nowell, A. R. M. y Hollister, C. D. (1985): The objetives and rationate of HEBBLE. En A. R. M. Nowell y C. D. Hollister (eds.), *Deep Ocean Sediment Transport – Preliminary Results of the High Energy Benthic Boundary Layer Experiment. Marine Geology,* 66, 1-11.

Oaie, G. (1998): Sedimentological significance of mudstone microclasts intervals in Upper Proterozoic turbidites, central Dobroge, Romania. *Sedimentary Geology,* 115, 289-300.

Oberhansli, H. y Hsü, K. J. (1986): Paleocene-Eocene paleoceanography. En *Mesozoic and Cenozoic oceans.* En K. J. Hsü (ed.), *Geodynamics Ser. 15. Boulder, Colorado*. Geological Society of America, Boulder, 85-100.

Orr, P. J. (2003): Ecospace utilization in early Phanerozoic deep-marine environments: deep bioturbation in the Blakely Sandstone (Middle Ordovician), Arkansas, USA. *Lethaia,* 36, 97-106.

Øvrebø, L. K.; Haughton, P. D. W. y Shannon, P. M. (2006): A record of fluctuating bottom currents on the slopes west of the Porcupine Bank, offshore Ireland-implications for Late Quaternary climate forcing. *Marine Geology,* 225, 279-309.

Pedlosky, J. (ed.) (1996): *Ocean Circulation Theory.* Springer Verlag, Berlin.

Pequegnat, W. E. (1972): A deep bottom-current on the Mississippi Cone. En L. R. A. Capurro y J. L. Reid (eds.), *Contribution on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*. Texas A&M University Oceanographic Studies 2. Gulf Publishing Co., Houston, 65-87.

Petruncio, E. T.; Rosenfeld, L. K. y Paduan, J. D. (1998): Observations of the internal tide in Monterey Canyon. *Journal of Physical Oceanography,* 28, 1873-1903.

Pettijohn, F. J. y Potter, P. E. (eds.) (1964): *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag, New York.

Pfuhl, H. A. y McCave, I. N. (2005): Evidence for late Oligocene establishment of the Antarctic Circumpolar Current. *Herat and Planetary Science Letter,* 235, 715-728.

Pickering, K. T.; Hiscott, R. N. y Hein, F. J. (eds.) (1989): *Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman Ltd. London.

Pickering, K. T.; Hiscott, R. N.; Kenyon, N. H.; Ricci-Lucchi, F. y Smith, D. A. (eds.) (1995): *Atlas of Deep Water Environment Arquitectural Style in turbidite System*. Chapman & Hall, New York.

Pimenov, N.; Savvichev, A.; Rusanov, I.; Lein, A.; Egorov, A.; Gebruk, A.; Moskalev, L. y Vogt, P. (1999): Microbial processes of carbon cycle as the base of food chain of Haakon Mosby mud volcano benthic community. *Geo-marine Letters,* 19, 89-96.

Piper, D. J. W. (1972): Sediments of the Middle Cambrian Burgess Shale, Canada. *Lethaia,* 5, 169-175.

— (1978): Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. En D. J. Stanley y G. Knelling (eds.), *Submarine Canyon and Fan Sedimentation*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 163-176.

Piper, D. J. W. y Brisco, C. D. (1975): Deep water continental margin sedimentation. Deep Sea Drilling Project Leg 28, Antarctica. En D. E. Hayes y L. A. Frakes (eds.), *16 Initial Reports DSDP 28*. U.S. Government Printing Office, Washington, 727-755.

Piper, D. J. W. y Stow, D. A. V. (1991): Fine-grained turbidites. En G. Einsele y A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 360-376.

Popenoe, P.; Schmuck, E. A. y Dillon, W. P. (1993): The Cape Fear landslide: slope failure associated with salt diapirism and gas hydrate decomposition. En W. C. Schwab, H. J. Lee y D. C. Twichell (eds.), *Submarine Landslides: Selective Studies in the U. S. Exclusive Economic Zone.* U. S. Geological Survey Bulletin, 2002, 40-53.

Posamentier, H. W. (2004): Seismic geomorphology: imaging elements of depositional systems from shelf to deep basin using 3D seismic data: Implications for exploration and production. En R. J. Davies *et al.* (eds.), *3D seismic technology: Application to the exploration of sedimentary basins. Geological Society Memoir,* 29, 11-24.

Posamentier, H. W. y Kolla, V. (2003): Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research,* 73, 367-388.

Pudsey, C. J. (2002): The Weddell Sea: contourites and hemipelagites at the northern margin of Weddell Gyre. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society Special Publications, Memoir,* 22, 289-304.

Pudsey, C. J. y Howe, J. A. (2002): Mixed biosiliceous-terrigenous sedimentation under the. Antarctic Circumpolar Current, Scotia Sea. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. *Geological Society Memoir,* 22, 325-336.

Pudsey, C. J.; Barker, P. F. y Hamilton, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments a record of Antarctic Bottom Water flow. *Marine Geology,* 81, 289-314.

Rahmstorf, S. (2006): Thermohaline ocean circulation. En S. A. Elias (ed.), *Encyclopedia of Quaternary Sciences.* Elsevier, Amsterdam.

Rebesco, M. (2005): Contourites. En C. Richard, R. C. Selley, L. R. M. Cocks y I. R. Plimer (eds.), *Encyclopedia of Geology,* 4, 513-527.

Rebesco, M. y Stow, D. A. V. (2001): Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. *Marine and Geophysical Research,* 22, 303-308.

Rebesco, M. y Camerlenghi, A. (eds.) (2008): Contourites. *Developments in Sedimentology,* 60. Elsevier, Amsterdam.

Richardson, M. J.; Weatherly, G. L. y Gardner, W. D. (1993): Benthic storms in the Argentine Basin. *Deep-Sea Research II,* 40, 989-999.

Roberts, D. G.; Hogg, N. G.; Bishop, D. G. y Flewellen, C. G. (1974): Sediment distribution around moated seamounts in the Rockall Trough. *Deep-Sea Research,* 21, 175-184.

Robinson, R. S.; Murillo de Nava, J. M. y Gorsline, D. S. (2007): Slope currents and contourites in an eastern boundary current regime: California Continental Borderland. En A. R. Viana y M. Rebesco (eds.), *Economic and Palaeoceanographic significance of Contourite deposits. Geological Society, Special Publication,* 276, 155-169.

Roden, G. I. (1987). Effects of seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure. En B. H. Keating *et al.* (eds.), *Seamounts, Islands and Atolls, AGU Geophysical Monograph,* 96, 335-354.

— (1991): Mesoscale flow and thermohaline structure around Fieberling Seamount. *Journal of Geophysical Research,* 96 (C9), 653-672.

Rodríguez-Fernández, J.; Balanya, J. C.; Galindo-Zaldívar, J. y Maldonado, A. (1997): Tectonic evolution and growth patterns of a restricted ocean basin: the Powell Basin (northeastern Antarctic Peninsula). *Geodinamica Acta,* 10, 159-174.

Rogers, A. D. (1994): The biology of seamounts, *Advances in Marine Biology,* 30, 305-340.

Rothwell, R. G. (ed.) (2006): *New techniques in sediment core analysis*. *Geological Society Special Publication,* 267.

Sahling, H.; Rickert, D.; Suess, E. (1999): *Faunal Community Structure Along a Sulphide Gradient: Interrelationship Between Porewater Chemistry and Organisms Associated With Gashydrates, Oregon Subduction Zone*. AGU Fall Meeting Abstract Volume, San Francisco.

Savrda, C. E. (1992): Trace fossils and benthic oxygenation. En C. G. Maples y R. R. West (eds.), *Trace fossils*. *Short Courses in Paleontology,* 5. The Paleontological Society, Pittsburg, 173-196.

Savrda, C. E. y Bottjer, D. J. (1987): Trace fossils as indicators of bottom-water redox conditions in ancient marine environments. En D. J. Bottjer. (ed.), *New concepts in the use of biogenic sedimentary structures for paleoenvironmental interpretation*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Volume and guidebook,* 52, 3-26.

— (1989): Trace fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 74, 49-74.

Schmuck, E. A. y Paull, C. K. (1993): Evidence for gas accumulation associated with diapirism and gas hydrates at the head of the Cape Fear Slide. *Geo-Marine Letters,* 13, 145-152.

Schneider, E. D. y Heezen, B. C. (1964): Clastic sediments distribution of the Hatteras Abyssal Plain (abstract). *Geological Society of America, Special Publication,* 82, 176-177.

Schönfeld, J. y Zahn, R. (2000): Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 159, 85-111.

Schönfeld, J.; Zahn, R. y Abreu, L. (2003): Surface and deep water response to rapid climate changes at the Western Iberian Margin. *Global and Planetary Change,* 36, 237-264.

Schubert, C. J.; Nurnberg, D.; Scheele, N.; Pauer, F. y Kriews, M. (1997): C-13 isotope depletion in ikaite crystals: Evidence for methane release from the Siberian shelves? *Geo-marine Letters,* 17, 169-174.

Seibold, E. y Berger, W. H. (eds.) (1993): *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*, 2.ª ed. Springer Verlag, Berlin.

Serra, N. (2004) *Observations and numerical modelling of the Mediterranean outflow*. Tesis doctoral, Universidad de Lisboa.

Shackleton, N. J.; Hall, M. A. y Vincent, E. (2000): Phase relationships between millennial scale events 64,000 to 24,000 years ago. *Paleoceanography,* 15, 565-569.

Shanmugam, G. (1997): The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews,* 42, 201-229.

— (2000): 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s). Deep water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology,* 17, 285-342.

Shanmugam, G. (2003): Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Marine and Petroleum Geology,* 20 (5), 471-491.

— (ed.) (2007): *Deep-water processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoirs*. Handbook of Petroleum Exploration and Production 5, Elsevier, Amsterdam.

Shanmugam, G.; Spalding, T. D. y Rofheart, D. H. (1993a): Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites. An example from the Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* 77, 1241-1259.

— (1993b): Traction structures in deep-marine, bottom-current-reworked sands in the Pliocene and Pleistocene, Gulf of Mexico. *Geology,* 21, 929-932.

— (1995): Deep-marine bottom-current reworked sand (Pliocene and Pleistocene), Ewing Bank 826 Field, Gulf of Mexico. En Jr. R. D. Winn y J. M. Armentrout (eds.), *Turbidites and Associated Deep-Water Facies. SEPM Core Workshop,* 20, 25-54.

Shepard, F. P.; Marshall, N. F.; McLoughlin, P. A. y Sullivan, G. G. (eds.) (1979): Currents in submarine canyons and other sea valleys. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology,* 8, Boulder.

Sills, G. C. y Wheeler, S. J. (1992): The significance of gas for offshore operations. *Continental Shelf Research,* 12 (10), 1239-1250.

Stanley, D. J. (1988): Deep-sea current flow in the Late Cretaceous Caribbean: Measurements in St. Croix, U. S. Virgin Islands. *Marine Geology,* 79, 127-133.

— (1993): Model for turbidite-to-contourite continuum and multiple processes transport in deep marine settings: examples in the rock record. *Sedimentary Geology,* 82, 241-256.

Stewart, R. H. (2000): *Introduction to Physical Oceanography*. Department of Oceanography, Texas A. & M. University, 343 (http://www-ocean.tamu.edu/education/common/notes/PDF_files/Book PDF_Files).

Stoker, M. S.; Praeg, D.; Hjelstuen, B. O.; Laverg, J. S.; Nielsen, T. y Shannon, P. M. (2005): Neogene stratigraphy and the sedimentary and oceanographic development of the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology,* 22, 977-1005

Stommel, H. (1957): A survey of ocean currents theory. *Deep-Sea Research,* 4, 149-184.

— (1958): The abyssal circulation. *Deep-Sea Research,* 5, 80-82.

Stommel, H. y Aarons, A. B. (1960a): On the abyssal circulation of the World ocean- I. Stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep-Sea Research,* 6, 140-154.

— (1960b): On the abyssal circulation of the World ocean-II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep-Sea Research,* 6, 217-233.

Stow, D. A. V. (1982): Bottom-currents and contourites in the North Atlantic. *Bulletin de L'institut de Geologie du Bassin d'Aquitaine,* 31, 151-166.

— (1984): Turbidite facies, associations and sequences in the southeastern Angola Basin. En W. W. Hay, J. C. Sibuet *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* U.S. Government Printing Office, Washington, 75.

— (1985): Deep-sea clastics: where are we and where are we going? En P. J. Brenchley y B. P. J. Williams (eds.), *Sedimentology: recent developments and applied aspects. Geological Society Special Publication,* 18, 67-93.

— (1986): Deep Clastic Seas. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies,* 2.ª ed. Blackwell Scientific Publ., Oxford, 399-444.

— (1994): Deep-sea processes of sediment transport and deposition. En K. Pye (ed.), *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell, Oxford, 257-329.

— (ed.) (2005): *Sedimentary rocks in the field. A colour guide*. Manson Publishing, London.

Stow, D. A. V. y Lovell, J. P. B. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews,* 14, 251-291.

Stow, D. A. V. y Piper, D. J. W. (eds.) (1984a): Fine Grained sediments: deep-water processes and facies. *Geological Society Special Publication,* 15, London.

— (1984b): Deep-water fine-grained sediments: facies models. En D. A. V. Stow y D. J. W. Piper (eds.), *Fine-grained sediments: Deep-Water Processes and Facies. Geological Society Special Publication,* 15, 611-646.

Stow, D. A. V. y Holbrook, J. A. (1984): North Atlantic contourites: an overview. En D. A. V. Stow y D. J. W. Piper (eds.), *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. Geological Society of London Special Publication,* 15, 245-256.

Stow, D. A. V. y Wezel A. (1990): Hemiturbidite: a new type of deep-water sediments. En J. R. Cochran, D. A. V. Stow *et al*. (eds.), *Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results,* 116, 25-34.

Stow, D. A. V. y Mayall, M. (2000): Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st. Century. En D. A. V. Stow y M. Mayall (eds.), *Contourites, Turbidites and Process Interaction*. *Marine and Petroleum Geology,* 17, 125-135.

Stow, D. A. V.; Faugères, J. C. y Gonthier, E. (1986): Facies distribution and textural variations in Faro *drifts* contourites: velocity fluctuation and *drift* growth. *Marine Geology,* 72, 71-100.

Stow, D. A. V.; Reading, H. G. y Collinson, J. (1996): Deep Seas. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments,* 3.ª ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 395-453.

Stow, D. A. V.; Faugères, J. C.; Viana, A. y Gonthier, E. (1998): Fossil contourites, a critical review. *Sedimentary Geology,* 115 (1-4), 3-32.

Stow, D. A. V.; Pudsey, C. J.; Howe, J. A.; Faugères, J. C. y Viana, A. R. (eds.) (2002a): Deep-water contourite systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. *Geological Society Memoir,* 22.

Stow, D. A. V.; Faugères, J. C.; Howe, J. A.; Pudsey, C. J. y Viana, A. R. (2002b): Contourites, bottom currents and deep-sea sediment *drifts:* current state-of the-art. *Geological Society Memoir,* 22, 7-20.

Stow, D. A. V.; Faugères, J. C.; Gonthier, E.; Llave, E.; Hernández-Molina, F. J.; Somoza, L. y Díaz del Río, V. (2002c): Faro-Albufeira drift complex, northern Gulf of Cadiz. *Geological Society Memoir,* 22, 137-154.

Stow, D. A. G.; Armishaw, J. E. y Holmes, R. (2002d): Holocene contourite sand sheet on the Barra Fan slope, NW Hebridean margin. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. *Geological Society Memoir,* 22, 99-120.

Stow, D. A. V.; Díaz del Río, V.; Hernández-Molina, F. J.; Llave, E. Sayago, M. y Branson, A. (2009a): Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations. *Geology,* 37 (4), 327-330.

Stow, D. A. V.; Díaz del Río, V.; Hernández-Molina, F. J.; Llave, E.; García, M.; Somoza, L.; Maestro, A.; Rolf, J. y Bruno, M. (2009b-en prensa). *The Cadiz Contourite Channel: photographic evidence for active bottom currents and deep tidal influence*. Marine Geology.

Sykes, T. J. S.; Ramsay, A. T. S. y Kidd, R. B. (1998): Southern hemisphere Miocene bottom-water circulation: a palaeobathymetric analysis. En A. Cramp, C. J. MacLeod, S. V. Lee y E. J. W. Jones (eds.), *Geological Evolution of Ocean Basins: Results from the Ocean Drilling Program. Geological Society Special Publications,* 131, 43-54.

Taizhong, D.; Gao, Z.; Zeng, Y. y Stow, D. A. V. (1993): A fossil carbonate contourite *drift* on the Lower Ordovician palaeo-continental margin of the middle Yangtze Terrane, Jiuxi, northern Hunan, southern China. *Sedimentary Geology,* 82, 271-284.

Talley, L. D. (1999): Mode waters in the subpolar North Atlantic in historical data and during the WOCE period. *International WOCE Newsletter,* 37, 3-6.

Teleki, P. G.; Dabson, M. R.; Moore, J. R. y Von Stackelberg, V. (1987): *Marine Minerals*. Advances in Research and Resource Assessment. D. Reidel Publishing Company. Nato ASI Series, 194.

Tomalzin, D. (ed.) (1985): *Elements of dynamic oceanography. London:* Allen & Unwin.

Trabant, P. K. (ed.) (1984): *Aplplied High-Resolution Geophysical Methods Offshore Geoengineering Hazards.* D. Reidel Publishing Company. International Human Resources Development Corporation. Boston.

Tucholke, B. E. (1986): Analysis of a longitudinal riple from the Nova Scotian continental rise-comment. *Marine Geology,* 72, 371-373.

— (2002): The Greater Antilles Outer Ridge: development of a distal sedimentary drift by deposition of fine-grained contourite. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society Memoir,* 22, 39-55.

Tucholke, B. E.; Hollister, C. D.; Biscaye, P. E. y Gardner, W. D. (1985): Abyssal current character determined from sediment bedforms on the Nova Scotian continental Rise. En A. R. M. Nowell y C. D. Hollister (eds.), *Deep Ocean Sediment Transport-Preliminary Results of the High Energy Benthic Boundary Layer Experiment. Marine Geology,* 66, 43-57.

Uenzelmann-Neben, G. (2001): Seismic characteristics of sediment drifts: An example from the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean. *Marine and Geophysical Research,* 22, 323-343.

Van Aken, H. M. (ed.) (2007): The Oceanic Thermohaline Circulation. An Introduction. *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library,* 39, 326.

Van Andel, T. H. y Heath G. R. *et al.* (1973): *DSDP 16, site 157, Initial reports of the DSDP, national science foundation, DSDP U.S.* Govt. Printing Office, Washington, 16, 53-150.

Van Andel, T. H.; Thiede, J.; Sclater, J. G. y Hay, W. W. (1977): Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years. *Journal of Geology,* 85, 651-698.

Van Weering, T. C. E.; Klaver, G. T. y Prins, R. A. (1997): Gas in marine sediments - an introduction. En T. C. E. Van Weering, G. T. Klaver y R. A. Prins (eds.), *Gas in Marine Sediments, Geology/ Chemistry/ Microbiology, Special Issue. Marine Geology,* 137 (1-2), 1-3.

Veerayya, M.; Karisiddaiah, S. M.; Vora, K. H.; Wagle, B. G. y Almeida, F. (1998): Detection of gas-charged sediments and gas hydrate horizons along the western continental margin of India. En J.-P. Henriet y J. Mienert (eds.), *Gas Hydrates. Relevance to World Margin Stability and Climate Change. Geological Society Special Publication,* 137, 239-253.

Vera, J. A. (1989): Sedimentación Pelágica. En A. Arche (coord.), *Sedimentología,* vol. II. CSIC. Nuevas Tendencias, Madrid, 179-257.

Viana, A. R. y Faugères, J. C. (1998a): Upper slope sand deposits; the example of Campos Basin, a latest Pleistocene-Holocene record of the interaction between alongslope and downslope currents. En M. S. Stoker, D. Evans y A. Cramp (eds.), *Geological Processes on Continental Margins; Sedimentation, Mass-Wasting and Stability. Geological Society, Special Publications,* 129, 287-316.

Viana, A. R. y Rebesco, M. (eds.) (2007): *Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits. Geological Society Special Publication,* 276, 360.

Viana, A. R.; Faugeres, J. C.; Kowsmann, R. O.; Lima, J. A. M.; Caddah, L. F. G. y Rizzo, J. G. (1998a): Hydrology, morphology, and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology,* 115, 133-157.

Viana, A. R.; Faugères, J. C. y Stow, D. A. V. (1998b): Bottom-current controlled sand deposits a review from modern shallow and deep water environments. En D. A. V. Stow y J. C. Faugères (eds.), *Contourites, Turbidites and Process Interaction. Sedimentary Geology,* 115, 53-80.

Viana, A. R.; Almeida Jr.; W. y Almeida, C. F. W. (2002a): Upper slope sands-the late Quaternary shallow-water sandy contourites of Campos Basin SW Atlantic margin. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society Memoir,* 22, 261-270.

Viana, A. R.; Hercos, C. M.; Almeida, W. Magalhães, J. L. C. y Andrade, S. B. (2002b): Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern campos slope, SW Atlantic Margin. En D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères y A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society Memoir,* 22, 249-259.

Viana, A. R.; Almeida, W.; JR, Nunes, M. C. V. y Bulhoes, E. M. (2007): The economic importance of contourites. En A. R. Viana y M. Rebesco (eds.), *Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits. Geological Society Special Publications,* 276, 1-24.

Voelker, A.; Lebreiro, S.; Schönfeld, J.; Cacho, I.; Exlenkenser, H. y Abrantes, F. (2006): Mediterranean outflow strengthenings during Northern Hemisphere coolings: a salt sources for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters,* 245, 39-55.

Vogt, P. R.; Gardner, J. y Crane, K. (1999): The Norwegian-Barents-Svalbard (NBS) continental margin: introducing a natural laboratory of mass wasting, hydrates, and ascent of sediment, pore water, and methane. *Geo-Marine Letters,* 19, 2-21.

von Lom-Keil, V.; Spiess, V. y Hopfauf, V. (2002): Fine-grained sediment waves on the west flank of the Zapiola *Drift,* Argentine Basin: evidence for variations in Late Quarternary bottom flow activity. *Marine Geology,* 192, 239-258.

Walker, R. G. (1992): Turbidites and Submarine Fans. En R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 238-263.

Wetzel, A. (1984): Biogenic structures in modern slope to deep-sea sediments in the Sulu Sea Basin (Philippines). *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 42, 285-304.

Wust, G. (1936): Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphare. *Wiss. Erg. Dtsch. Atlant. «Meteor» 1925-1927,* 6, 1-288.

— (1955): Strongeschwindigkeiten im Tiefen und Bodenwasser des Atlantischen Ozeans auf Grund dynamischer Berechnung der Meter-Profile der Deutschen Atlantischen Expedition (1925-1927): I: Papers in Marine Biology and Oceanography, Bigelow Vol., *Supplement to Deep Sea Research,* 3, 373-393.

— (1958): Die Strongeschwindigkeiten und Stronnengen in der Atlantischen Tiefsee. *Geol. Rundsch,* 47, 187-195.

Wynn, R. B. y Masson, D. G. (2008): Sediment Waves and Bedforms. En M. Rebesco y A. Camerlenghi (eds.), *Contourites*. *Developments in Sedimentology,* 60, 289-300.

Wynn, R. B.; Masson, D. G. y Bett, B. J. (2002): Hydrodynamic significance of variable riple morphology across deep-water barchan dunes in the Faroe-Shetland Channel. En R. B. Wynn y D. A. V. Stow (eds.), *Recognition and Interpretation of Deep-Water Sediment Waves: Implications for Paleoceanography, Hydrocarbon Exploration and Flow Process Interpretation. Marine Geology,* 192, 309-319.

Yalin, M. S. (1972): *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon, Oxford.

Zenk, W. (2008): Abyssal and Contour currents, En M. Rebesco y A. Camerlenghi (eds.), *Contourites*. *Developments in Sedimentology,* 60, 37-57.

Zhenzhong, G.; Eriksson, K. A.; Youbin, H.; Shunshe, L. y Jianhua, G. (eds.) (1998): *Deep-water Traction Current Deposits- A Study of Internal Tides, Internal Waves, Contour Currents and Their Deposits.* Science Press, Beijing, New York.

XX

Diagénesis de rocas detríticas

por Rafaela Marfil Pérez* y Miguel Ángel Caja Rodríguez**

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos detríticos recién depositados en las cuencas no están consolidados, tienen relativa baja densidad y alta permeabilidad y, si se acumularon bajo el agua, están saturados en este elemento. Cuando se incrementa la profundidad de enterramiento bajo sedimentos más jóvenes, aquellos se hacen más densos y menos permeables, llegando a litificarse. Todos los procesos involucrados en tales cambios se denominan como diagénesis.

Son muchos los procesos diagenéticos que participan en la litificación. Entre ellos están la compactación, cementación, reemplazamiento, recristalización, autigénesis mineral y el crecimiento de concreciones y nódulos. A través de estos mecanismos los sedimentos inconsolidados pierden porosidad y desarrollan una fábrica secundaria o diagenética que les transforma en rocas sólidas. Además, ocurren otros cambios importantes tales como los relacionados con los procesos que modifican la materia orgánica en el curso del enterramiento y la disolución de granos y cementos previamente formados, que generan porosidad secundaria y pueden dar lugar a potenciales almacenes de hidrocarburos. Por todo ello, este campo de la Geología Sedimentaria es de gran interés, especialmente entre aquellos interesados en la exploración petrolera y de yacimientos minerales.

Comúnmente, los procesos diagenéticos tienen lugar dentro de rangos de temperatura comprendidos entre 20 °C y 200 °C, y en zonas bastante próximas a la superficie, con lo que las presiones son generalmente menores de 1 Kbar. Casi invariablemente, los procesos diagenéticos involucran la participación de fluidos en los espacios intersticiales dentro del sedimento. En depósitos enterrados someramente los fluidos tienen la misma composición global que las aguas en que se depositaron. Cuando se entierran más profundamente, las aguas connatas (de formación para algunos autores) acumulan y trasmiten los productos de reacciones dentro de la columna de sedimentos. En la mayoría de los casos los sedimentos y fluidos que sufren diagénesis no son uniformes, es decir, su composición varía localmente en pocos centímetros o metros. Debido a ello sólo se puede extraer información cinética de los fluidos estudiando perfiles de concentración-distancia en un determinado ambiente diagenético (McLlreath y Morrow, 1990).

Definiciones, etapas y ambientes diagenéticos

La transición entre diagénesis y metamorfismo no ha sido definida rigurosamente, siendo imposible determinar ésta por una única combinación de presión y temperatura que caracterice el límite entre ambas etapas (Heroux *et al.,* 1979). Este hecho es debido a que existe un gran contraste entre los grados de estabilidad mineralógica en los diferentes tipos de rocas sedimentarias. No obstante, el medio diagenético se define en general por presiones que osci-

* Dpto. de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense de Madrid. E-mail: marfil@geo.ucm.es.
** Centro Tecnológico Repsol, Móstoles (Madrid). E-mail: miguelangel.caja@repsol.com.

lan de 1 bar a 1 Kb y por un rango de temperaturas desde 0 °C hasta 300 °C (Bates y Jackson, 1987). Esto correspondería a un enterramiento máximo de 10 a 15 km.

El *Glossary of Geology* (Bates y Jackson, 1972), define la diagénesis como «todos los cambios, modificaciones o transformaciones que sufren los sedimentos después de su deposición inicial y durante y después de su litificación, excluyendo la alteración superficial (meteorización) y el metamorfismo». Larsen y Chilingar (1979), en una extensa revisión sobre la diagénesis, la definieron como: «el cambio que tiene lugar en el carácter y composición de los sedimentos, desde el momento de su depósito hasta que los materiales resultantes se encuentren en el campo del metamorfismo o queden expuestos a los efectos de la meteorización atmosférica». Este cambio se realiza por procesos de compactación, cementación, disolución, recristalización, reemplazamiento mineral, coalificación y degradación de la materia orgánica, incluyendo asimismo la generación de hidrocarburos (HC).

La revisión más completa hecha hasta la actualidad sobre la diagénesis, con un intento de análisis crítico del tema, es la de Dunoyer de Segonzac (1969) y a este autor remitimos a los interesados en la historia de la diagénesis hasta esa fecha. Asimismo, amplia información de carácter general puede encontrarse en: Larsen y Chilingar (1967 y 1979), Strakhov (1970), Chilingar y Wolf (1975 y 1976), Berner (1980), Parker y Sellewood (1983), Wilson *et al.* (1994) y, más recientemente, en Morad (1998), Morad *et al.* (2000), Worden y Morad (2000 y 2003) y Worden y Burley (2003).

De todas maneras señalaremos que el concepto de diagénesis aparece ya claramente expuesto en el siglo pasado por Walter (1893-94), si bien había sido definido con anterioridad. Dicho autor escribe: «Entendemos por diagénesis el conjunto de modificaciones físicas y químicas que sufre un sedimento después de su depósito, con exclusión de los fenómenos orogénicos y volcánicos». En sus trabajos anuncia ya además los principales capítulos de las investigaciones futuras sobre la diagénesis: química y microbiología de las aguas y los limos; cementación; compactación: problemas de las concreciones, etc. Además pasa revista sucesivamente a: 1) diagénesis de los depósitos detríticos; 2) diagénesis de depósitos químicos (transformación yeso/anhidrita); 3) diagénesis de los depósitos orgánicos (carbonización de la materia orgánica vegetal, silicificación de los bosques, recristalización y dolomitización de calizas); 4) diagénesis de depósitos volcánicos (consolidación de tobas).

Con estos apartados lo que el «pionero» Walter (1984) hace es llamar la atención sobre un hecho básico: la *selectividad* de los procesos diagenéticos en función de las litofacies. Es decir, los resultados de los procesos postsedimentarios pueden ser muy distintos, aun siendo idénticos los factores que actúen, si son diferentes los materiales afectados. Las transformaciones que tienen lugar en la diagénesis son debidas a que las partículas sólidas del sedimento y los fluidos encerrados en sus poros tienden a mantenerse en equilibrio mediante reacciones controladas por parámetros físico-químicos, tales como: temperatura, presión, tiempo, pH, Eh, concentración iónica, etc.

La complejidad de la diagénesis apuntada y el carácter dinámico de la misma dificultan el dar una definición sencilla para ella, pero tal vez podría decirse que en dicho concepto se incluyen: «Todas las transformaciones que sufren los sedimentos como consecuencia de la acción conjunta de procesos físicos, químicos y biológicos, desde el momento de su deposición hasta el comienzo del metamorfismo o hasta que vuelven a ser expuestos a los efectos de la meteorización».

Límites de la diagénesis: la diagénesis en el tiempo y en el espacio

Un problema que ha preocupado a todos los investigadores ha sido el de los límites de la diagénesis. Estos son pocos definidos y plantean una serie de problemas para ser precisados, pero en primera aproximación se trata de:

a) Límite sedimentación-diagénesis.
b) Límite diagénesis-metamorfismo.
c) Límite diagénesis-alteración superficial (meteorización).

Es decir, ¿cuándo se considera que acaban los procesos de sedimentación y comienza la diagénesis?, ¿en qué grado de transformación hay que abandonar este término y utilizar el de metamorfismo?, ¿cuándo la diagénesis deja de ser tal y hay que hablar de procesos de meteorización? Estas preguntas en sus detalles están aún muy lejos de poder ser contestadas con precisión y ello es la causa en ocasiones de problemas de nomenclatura al consultar distintas escuelas.

Se podría definir un límite teórico máximo para la diagénesis basándose en parámetros termodinámicos. Dicho límite coincidiría con el punto crítico de las soluciones acuosas involucradas en la diagénesis y sería el plano curvo de presión-temperatura-composición, a través del cual las soluciones líquidas y sus fases de vapor asociadas, se combinan para dar fases fluidas simples. Este marcador diagenético presenta el problema de que la temperatura crítica para el agua (374 °C) es mucho mayor que la asumida para el límite superior de temperaturas del ambiente diagenético y mucho mayor para las soluciones salinas subterráneas. Consecuentemente, el límite real estaría a una T y P considerablemente menores que las que caracterizan los puntos críticos de los fluidos subterráneos. Por todo lo anterior, McLlreath y Morrow (1990) llegan a la conclusión de que los procesos diagenéticos actúan bajo la influencia de fluidos subcríticos: líquidos y sus fases de vapor asociadas. Una de las consecuencias más importantes de este comportamiento químico de los fluidos diagenéticos es el fraccionamiento de los gases, tales como CO_2, SH_2, CH_4 y otros hidrocarburos ligeros, entre las fases líquidas y gaseosas. Por ejemplo, la existencia de H_2O-CO_2 subcrítico en solución desmezclada controla la concentración de CO_2 de las soluciones diagenéticas que provocan la creación y destrucción de la porosidad en profundidad (Hutcheon, 1989).

El término *halmirólisis* ha sido frecuentemente utilizado para las reacciones de diagénesis que tienen lugar en la interfase sedimento-agua marina. Asimismo, es de uso bastante generalizado, sobre todo por los especialistas en arcillas, el término *anquizona* para definir la transición entre la diagénesis y el metamorfismo.

A pesar del gran número de términos empleados en la bibliografía, para zonar la diagénesis en el tiempo, consideramos que el conocimiento de los correspondientes a algunos autores puede ser más que suficiente para poder leer y comprender trabajos específicos.

Los estadios diagenéticos en la escuela rusa

Strakhov (1953 y 1970) fue uno de los primeros investigadores en el campo de la diagénesis. Este autor dividió la historia de las rocas sedimentarias en tres estadios evolutivos:

1. *Sedimentogénesis,* durante la cual tiene lugar la formación del sedimento.
2. *Diagénesis,* o transformación del sedimento en roca sedimentaria.
3. *Catagénesis,* largo estadio de cambios secundarios en la roca sedimentaria ya formada.

Este autor, y con él casi toda la escuela rusa, utilizan el término de *diagénesis* en un sentido restringido a la transformación del sedimento en roca.

Posteriormente, Vassoevich *et al.* (1967 y 1968) (en Larsen y Chilingar, 1979) dividen la catagénesis en tres etapas, caracterizadas por su relación con la maduración de la materia orgánica:

1.ª etapa: estado de carbones pardos (protocatagénesis).
2.ª etapa: estados de carbonización D, G, Zh, K y OS (mesocatagénesis).
3.ª etapa: estado de hullas pobres en volátiles, semiantracitas y antracitas (apocatagénesis).

Más tarde, Bostick y Damberger (1971) y Bartenstein y Teichmüllller (1974) han establecido una relación entre las distintas etapas de la catagénesis en función del rango de los carbones y la aparición de depósitos de petróleo y gas.

Estadios diagenéticos de Fairbridge (1967)

Este autor propone un esquema general (figura 20.1) para la diagénesis de cualquier sedimento y la divide en:

a) *Sindiagénesis:* fase de sedimentación. Comienza en el momento que los clastos tocan el fondo y se caracterizan por la presencia de aguas que son expulsadas muy lentamente. La subdivide en:

1. Estado inicial, controlado por la química de las aguas suprayacentes. Zona oxidante, con materia orgánica.
2. Estadio de enterramiento temprano, controlado por las aguas intersticiales que han sido modificadas químicamente por organismos (fundamentalmente bacterias). Zona reductora.

La base de la sindiagénesis se situaría en el límite más bajo de la actividad bacteriana, que puede variar entre 1 y 100 m. La duración absoluta puede oscilar entre 1.000 y 10.000 años.

b) *Anadiagénesis:* fase de compactación y maduración. En ella los sedimentos se litifican, produciéndose una reducción de la porosidad y la expulsión progresiva de las aguas intersticiales. La anadiagénesis empieza al final de la sindiagénesis y termina a profundidades del orden de 10.000 m. Su duración va de los 10 a los 100 millones de años.

c) *Epidiagénesis:* fase emergente y postdiastrófica. Se produce la reentrada de aguas superficiales (de origen meteórico y movimiento descendente). Se produce una intensa oxidación junto con mineralizaciones autigénicas características. Esta zona puede llegar a profundidades de hasta 5.000 m. La duración de la exposición a estas condiciones es casi ilimitada.

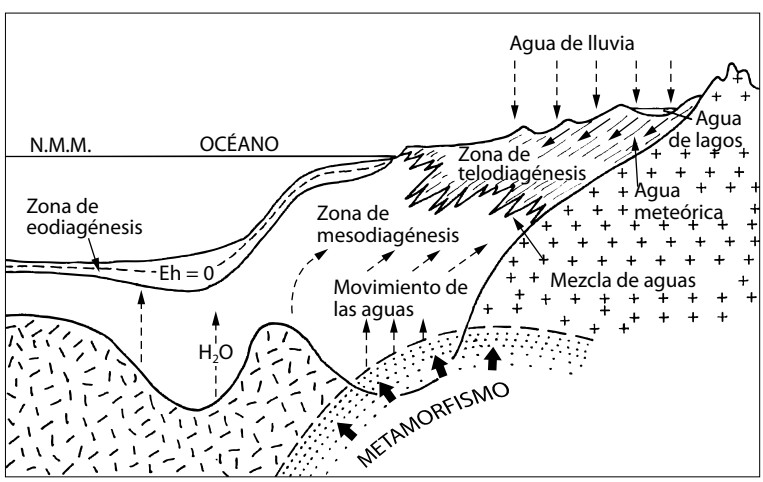


Figura 20.1. Perfil idealizado de un margen continental mostrando la situación de la sedimentación marina y de las tres etapas de diagénesis. Modificado de Fairbridge, 1967.

Estadios diagenéticos de Choquette y Pray (1970)

En la década de los setenta se produce una espectacular revolución en el estudio de la diagénesis de sedimentos detríticos. Hasta entonces no se relacionaban los procesos diagenéticos en sedimentos gruesos (gravas y arenas) con los de arcillas y limos intercalados. A partir de este período, la antigua idea de que el progresivo enterramiento de una secuencia de areniscas-lutitas era un sistema relativamente estático fue reemplazado por nuevos conocimientos que sugerían que estos sistemas eran altamente dinámicos durante la diagénesis. Cada secuencia de arenas-limos-arcillas podía ser un complicado sistema que reaccionaba de una forma diferente con el enterramiento progresivo, dependiendo de las características del ambiente deposicional y de la subsecuente historia térmica y de enterramiento. Las nuevas ideas indicaban que las curvas de porosidad-profundidad podrían ser significativamente diferentes a lo esperado, tanto a escala inter como intracuencal.

Para situar los procesos fundamentales que han afectado a las rocas sedimentarias, dentro de una gran variedad de ambientes diagenéticos, los investigadores actuales han adoptado clasificaciones que subdividen la diagénesis en varios estadios. La clasificación de Choquette y Pray (1970) es la más utilizada para rocas siliciclásticas a partir de Schmidt y McDonald (1979). Esta clasificación subdivide estos ambientes en tres estadios: *eodiagénesis,* o cambios diagenéticos que tienen lugar cerca de la superficie de sedimentación y donde las soluciones intersticiales están aún en comunicación con la masa de agua suprayacente. Cuando estos fluidos cambian por enterramiento, se considera que se ha alcanzado el estadio de *mesodiagénesis* o de enterramiento profundo. La mayoría de los sedimentos permanecen en este régimen la casi totalidad de su historia diagenética. Finalmente, cuando la circulación renovada de las aguas meteóricas, debido a la emersión o erosión, se generaliza, se entra en el estadio de *telodiagénesis*.

Los procesos durante la *eodiagénesis* en sedimentos detríticos están dominados por la disolución relativamente rápida y la reacción de los componentes amorfos o inestables, dando lugar a la formación de minerales característicos como: carbonatos, hematites, glauconita, zeolitas, ilita, clorita, etc.

La metaestabilidad de muchas de las asociaciones eodiagenéticas da como resultado sedimentos o rocas que muestran huellas de la composición de las aguas intersticiales del enterramiento temprano. Por otro lado, los cambios que tienen lugar durante la eodiagénesis son, a menudo, más drásticos que cualquier modificación posterior, siendo muy difíciles de establecer modelos verdaderamente predictivos (Almon y Davies, 1979 y Besley y Turner, 1983).

Durante la *mesodiagénesis* los cambios se producen de acuerdo con la mineralogía detrítica original, siendo los efectos más pronunciados en rocas donde los componentes inestables han superado su paso por la eodiagénesis. Las modificaciones en esta etapa están generalmente restringidas a la precipitación y disolución de fases minerales autigénicas (cementación-reemplazamiento-disolución y disolución por presión). La temperatura elevada añade energía al sistema, rebajándose las barreras geoquímicas e incrementando la velocidad de reacción. Además, la migración del fluido intersticial transporta grandes cantidades de soluto, con lo que se producen mayores cambios diagenéticos a escala regional. Este hecho facilita el establecimiento de modelos más predictivos en enterramientos profundos (Burley *et al.,* 1985).

En la *telodiagénesis* se produce la alteración de los minerales, tanto detríticos como autigénicos, formados normalmente bajo condiciones muy diferentes, pudiendo tener lugar la destrucción casi total de la roca. Su efecto es particularmente importante en la diagénesis de rocas más solubles como los carbonatos y evaporitas.

Morad *et al*. (2000) consideran que el límite entre eodiagénesis y mesodiagénesis no es preciso en términos de profundidad de enterramiento y temperatura. Sin embargo, consideran

que los procesos mesodiagenéticos tienen lugar a profundidades de enterramiento ≥ 2 km y temperaturas ≥ 70 °C, las cuales coinciden con el inicio de la compactación mecánica, las reacciones de transformación de los minerales de la arcilla, la precipitación de cemento de cuarzo y la alteración térmica de la materia orgánica. La mesodiagénesis englobaría todas las modificaciones que se producen en un amplio rango de profundidades de enterramiento y temperaturas y, por lo tanto, subdividen la mesodiagénesis en somera (2-3 km; T = 70-100 °C) y profunda (> 3 km; T > 100 °C). La emersión y la incursión de las aguas meteóricas inducen a las alteraciones telodiagenéticas, incluyendo caolinitización y disolución de cementos carbonáticos por debajo de profundidades de decenas a algunos cientos de metros.

Más recientemente, Worden y Burley (2003) utilizan el concepto de regímenes diagenéticos que, según estos autores son un amplio armazón que relaciona los procesos diagenéticos con la evolución de las cuencas sedimentarias (figura 20.2). Las secuencias sedimentarias más antiguas han sufrido repetidos ciclos de subsidencia y emersión. Sin embargo, generalmente la huella de su historia eodiagenética y mesodiagenética original ha sido más o menos preservada, debido a la reducción de porosidad y litificación general que tiene lugar durante el episodio inicial de diagénesis de enterramiento (figura 20.3a y b).

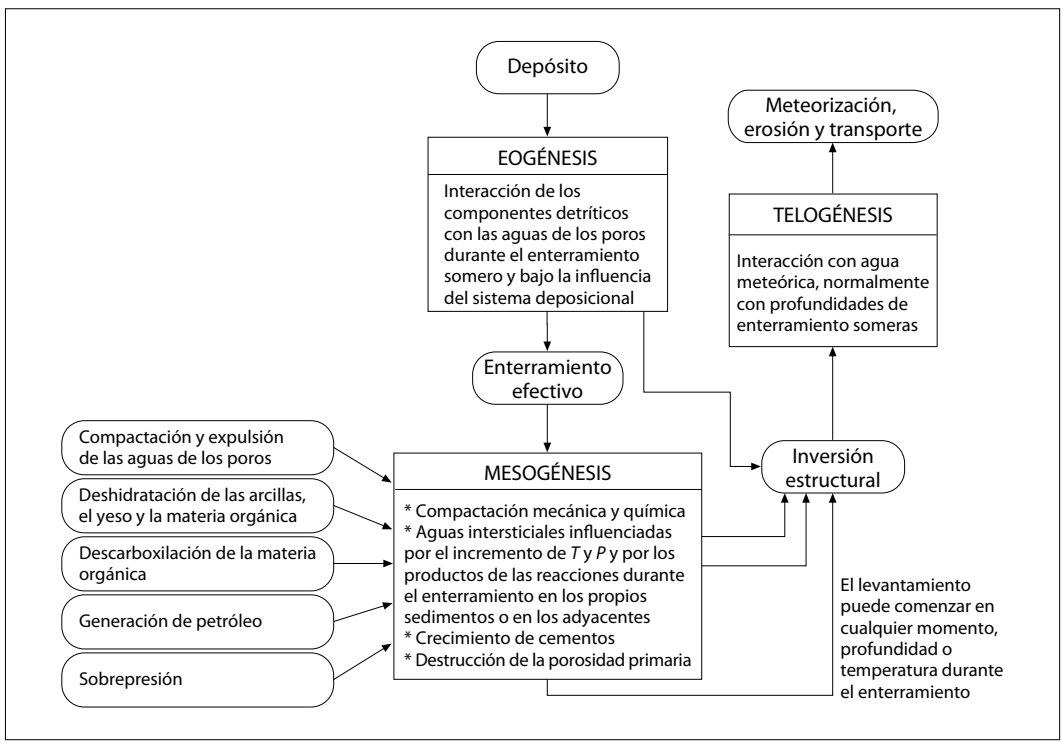


Figura 20.2. Diagrama de flujo mostrando las relaciones entre los regímenes de la diagénesis. El cambio de la mesogénesis (diagénesis de enterramiento) a la telogénesis puede ocurrir en cualquier momento del enterramiento. La telogénesis (relacionada con los procesos de emersión) sólo ocurre cuando las aguas superficiales penetran en las cuencas invertidas y causan reacciones minerales. Modificado de Worden y Burley, 2003.

Con el desarrollo de los modelos cuantitativos aplicados a las cuencas recientemente, las evaluaciones de los procesos diagenéticos también deben ser tenidas en cuenta a la hora de hacer predicciones reales. Para ello se debe de determinar: *qué* reacciones diagenéticas han tenido lugar, *dónde* tuvieron lugar, cuál fue la *velocidad de reacción,* y bajo qué *condiciones* y *cuándo* se produjeron, a lo largo de la historia de la cuenca. Es además de suma importancia conocer si estas rocas estuvieron, y cuándo, dentro de un sistema abierto, dominado por flui-

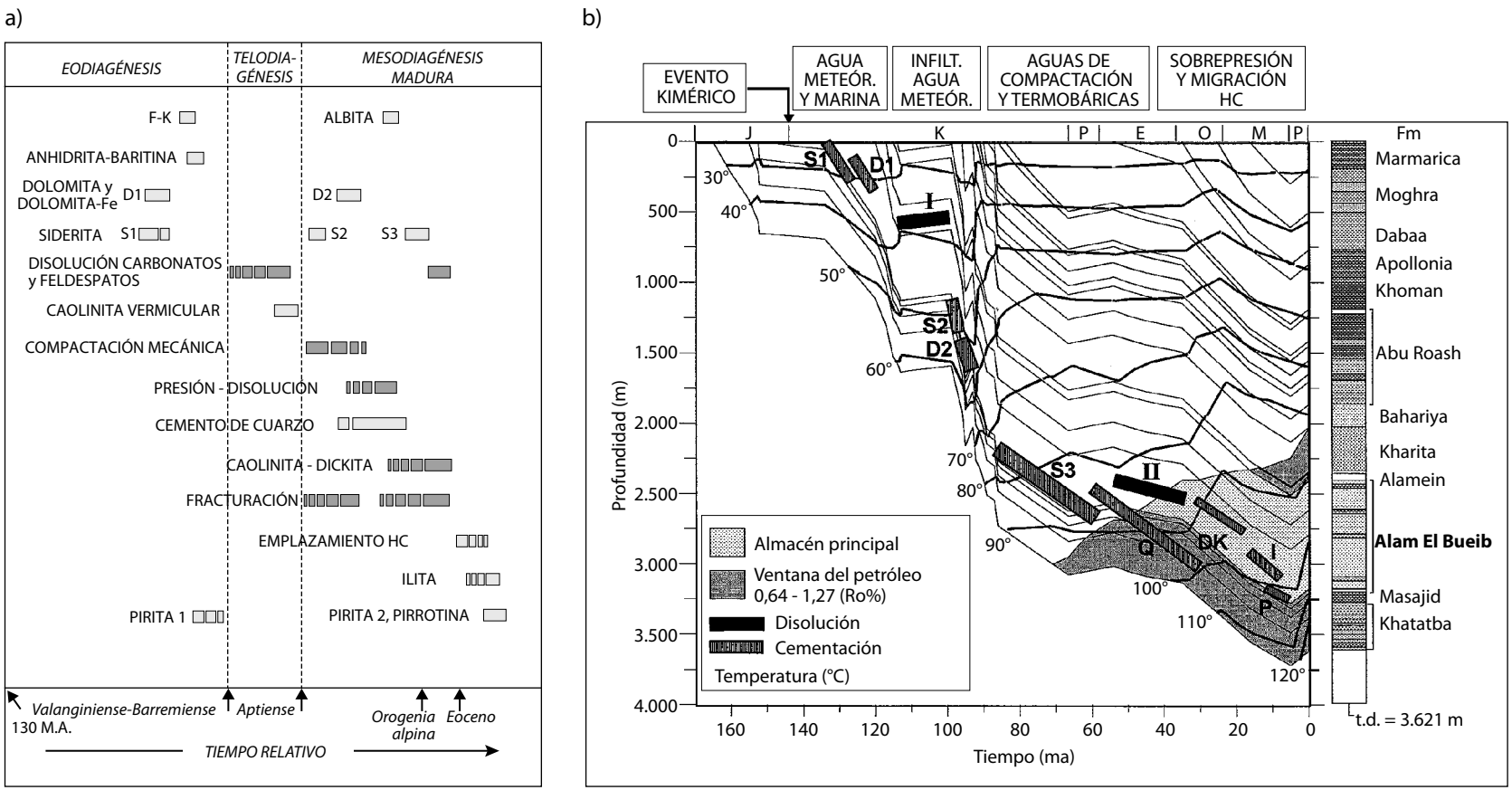


Figura 20.3. a) Secuencia esquemática de los principales procesos y productos diagenéticos de las areniscas de las formaciones AEB y BH del Cretácico inferior, campo de Salam, del Western Desert, Egipto. b) Curvas de temperatura y de la historia de enterramiento para los pozos del campo de Salam con los procesos diagenéticos más importantes sobreimpuestos. Las profundidades de enterramiento y datos estratigráficos y litológicos fueron determinados utilizando los *logs* de sondeo. Las paleoisotermas para las curvas fueron calculadas utilizando un programa BASINMOD 1.1. S1, S2 y S3, siderita; D1 y D2, dolomita; q, cuarzo; DK, dikita; I, ilita; P, pirrotina; I y II, porosidad.

dos, o de un sistema cerrado, dominado por componentes de la roca. Muchos procesos diagenéticos no son del todo conocidos, por lo que el uso de modelos geoquímicos y técnicas analíticas cuantitativas de alta resolución pueden ayudar a incrementar el conocimiento de los mismos (Hutcheon, 1989).

Controles geológicos sobre la diagénesis

Para Brenner *et al.* (1991) los efectos combinados de los procesos diagenéticos sobre los sedimentos originales dan lugar a un *estilo* o *fábrica diagenética*, siendo ésta controlada por ocho parámetros interactivos: 1) composición del sedimento; 2) historia térmica; 3) velocidad de acomodación (subsidencia + cambios del nivel del mar); 4) velocidad de acumulación de sedimentos; 5) edad (el tiempo en que los sedimentos han sido expuestos a otras variables), 6) arquitectura interna del cuerpo de sedimentos (estructuras y texturas); 7) geometría externa del cuerpo de sedimentos, y 8) química y flujo de los fluidos (figura 20.4). Cada una de estas variables es considerada como independiente y deberá ser una parte integral de cualquier análisis de cuencas. Además, otras variables son determinadas por la combinación de los parámetros anteriormente mencionados. Por ejemplo, los gradientes de presión dentro de un paquete de sedimentos se determinan por las velocidades comparativas de acomodación y acumulación de sedimentos, así como por su arquitectura interna (la textura y estructura determinan la porosidad y la interconexión de los poros) y por la geometría externa de los mismos (la cual indica la trayectoria del potencial del flujo (figura 20.5). La historia de los gradientes de presión son un factor crítico en la modelización diagenética porque determinan la dirección y duración de la trayectoria en los flujos de los fluidos.

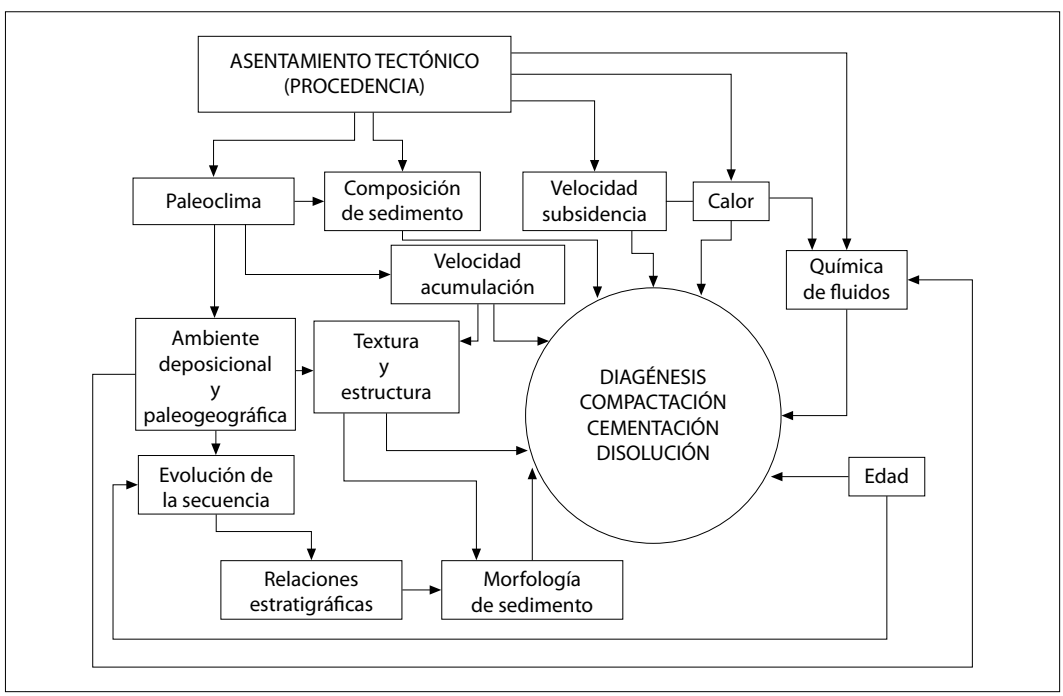


Figura 20.4. Relaciones entre asentamiento tectónico, paleoclima, ambiente deposicional y los ocho parámetros geológicos que directamente controlan la diagénesis. Modificado de Brenner *et al.*, 1991.

El marco tectónico y paleogeográfico determina la composición primaria de los sedimentos, tanto químicos como detríticos. La procedencia de estos últimos se refleja en la minera-

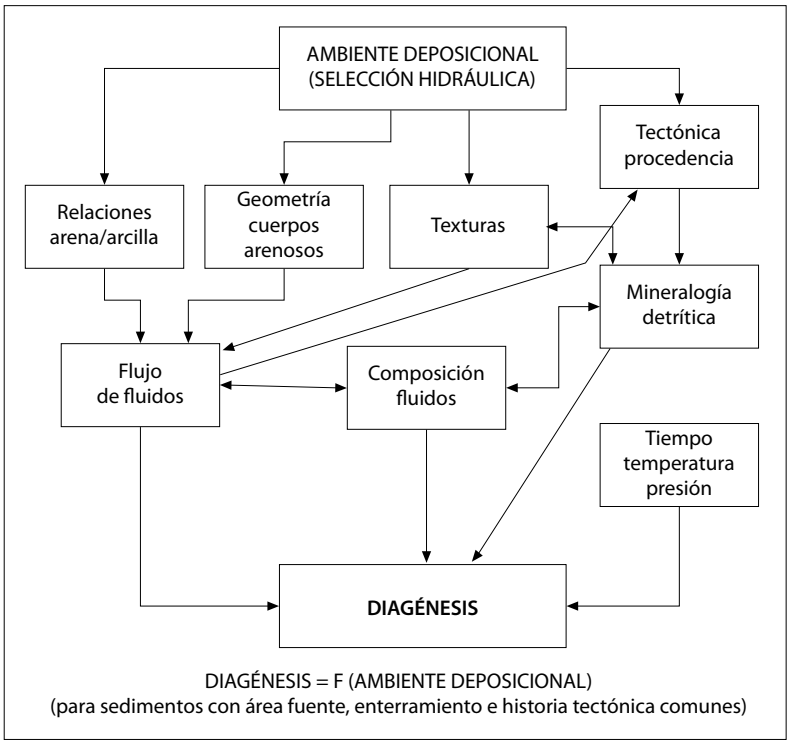


Figura 20.5. Diagrama de flujo mostrando la interrelación de los principales factores que son controles primarios de la diagénesis. La mayoría de estos factores también pueden ser relacionados con el ambiente deposicional. Modificado de Stonecipher *et al.,* 1984.

logía de las areniscas y lutitas. Las fuentes de estas rocas dentro de las secuencias genéticas deben de ser evaluadas, porque la composición del sedimento original establece límites cuantitativamente importantes sobre algunos procesos diagenéticos. Es decir, la mayor parte de los productos diagenéticos se forman por disolución o alteración de los granos detríticos originales. Los regímenes hidroquímicos postdeposicionales a que los sedimentos están sometidos, también contribuyen a la *fábrica* o *estilo diagenético* ya que controlan la generación de minerales autigénicos, derivados generalmente de fuentes externas, tales como los cementos carbonáticos derivados de la degradación de la materia orgánica (p. ej., Surdam *et al.,* 1989). Estos regímenes hidroquímicos también dependen, en gran parte, de los ambientes deposicionales de cada depósito de sedimentos.

El flujo calorífico, la subsidencia y la velocidad de acumulación de sedimentos se relacionan con el marco tectónico y de relleno de una cuenca. Cambios relativos en el nivel del mar (p. ej., eustastismo + subsidencia) afectan a la velocidad de acumulación. La historia resultante de enterramiento determina los gradientes térmicos y de presión dentro de una cuenca. Los análisis de geohistoria y *backstripping* se utilizan para reproducir la historia del enterramiento en los almacenes en función del tiempo, temperatura y presión (p. ej., Van Hinte (1978), Guidish *et al.* (1985), Sclater y Christie (1980), Surdam *et al.* (1989) y Thorne y Watts (1989), figura 20.3b).

Los granos detríticos, sometidos a las variaciones de los factores citados por Brenner *et al.* (1991) sufren cambios químicos involucrando a los fluidos y a otros parámetros tales como el pH, Eh, presión parcial de CO_2, salinidad y composición, que finalmente controlan la solubilidad relativa de los aluminosilicatos y de los carbonatos. En cuencas donde se generan HC la interacción de los productos químicos, derivados de la maduración de la materia orgánica, con los granos detríticos y los cementos autigénicos, puede jugar un papel importante en la diagénesis y en la calidad como roca almacén (Curtis, 1978; Surdam *et al.,* 1989).

En la tabla 20.1 se muestra la importancia relativa de algunos de los controles diagenéticos sobre determinados procesos de transformación y cementación mineral. Estos parámetros son de naturaleza externa. Los cambios producidos por la química de los fluidos ejercen fuertes controles en la diagénesis de carbonatos, aluminosilicatos y de la sílice. Por el contrario, estos efectos son débiles sobre la diagénesis de la materia orgánica y de las evaporitas. La diagénesis de la materia orgánica está fundamentalmente controlada por la temperatura (maduración térmica), cuyas reacciones pueden formar HC líquidos, los cuales tienden a excluir cualquier otro fluido de los poros.

La temperatura es, por supuesto, un control importante sobre la mayoría de los cambios diagenéticos en que intervienen reacciones químicas. La cementación silícea es una excepción a la regla, por el papel dominante que juega el pH de las soluciones sobre la diagénesis de la

Productos diagenéticos	Actividad biológica	Tiempo	Temperatura	Presión	Flujo de fluidos	Química de fluidos
Cementación y recristalización de carbonatos	**	*	**	**	**	**
Cementación y recristalización de evaporitas	*	*	**	**	**	*
Diagénesis de arcillas y aluminosilitados	*	**	**	*	**	**
Transformación materia orgánica	**	**	**	*	*	*
Cementación y recristalización de formas de sílice	**	*	*	*	**	**

**: Fuerte control.
*: Débil control.

Tabla 20.1. Principales factores que controlan los procesos diagenéticos. Modificado de McLlreath y Morrow, 1990.

sílice, particularmente en la eodiagénesis. El control que la velocidad del flujo de los fluidos ejerce sobre la materia orgánica es menos intenso que sobre la mayoría de los procesos diagenéticos.

Métodos de estudio

La técnica primera y fundamental para el estudio de la diagénesis es el uso del microscopio petrográfico de luz transmitida. La incorporación de la cátodoluminiscencia fría y caliente al microscopio petrográfico ha supuesto un gran adelanto para el reconocimiento de la secuencia de cementos carbonáticos y para la cuantificación del cemento silíceo y de los procesos de disolución por presión en cuarzo. Sin embargo, como muchas de las partículas que han de ser observadas son de tamaños inferiores a 20 μm, es de gran utilidad el microscopio electrónico de barrido (MEB) con las modalidades de electrones secundarios y retrodispersados, con un espectrómetro de energía dispersiva incorporado, para análisis semicuantitativos de los procesos. El microscopio electrónico de transmisión (MET) ofrece la posibilidad de determinar la naturaleza exacta de pequeñas partículas arcillosas intercrecidas y de minerales autigénicos que pueden ser analizados químicamente. La microsonda electrónica es una herramienta fundamental para el análisis químico de los cementos y reemplazamientos diagenéticos, así como la secuencia en su composición que refleja los tipos de aguas a partir de los cuales han precipitado. Esta técnica se utiliza para obtener análisis químicos cuantitativos de minerales sobre superficies pulidas. Además, muchos otros métodos pueden aplicarse durante el estudio de la diagénesis de rocas siliciclásticas. Por su interés económico, destaca la impregnación de los poros con resinas de poliéster coloreadas, y la porosimetría por intrusión de Hg y He.

Con respecto a los métodos que proporcionan las edades absolutas y relativas de los procesos diagenéticos en profundidad, así como sus temperaturas de formación, se han realizado importantes avances en las últimas décadas. Las reconstrucciones de la temperatura han sido controladas por métodos geoquímicos y petrográficos (figura 20.3B). Dentro de éstos, los geoquímicos orgánicos han utilizado tradicionalmente técnicas tales como la reflectividad de la vitrinita y la $T_{máx}$ de pirólisis (Heroux *et al.,* 1979), aunque muchas veces no han dado resultados óptimos, debido sobre todo a errores de tratamiento de las muestras.

El estudio de las inclusiones fluidas en los crecimientos secundarios de cuarzo y en los cementos carbonáticos ha sido utilizado para determinar el momento y las condiciones de cementación durante la diagénesis (Roedder, 1984; Goldstein, 2001; Rossi *et al.,* 2002). Con datos geológicos y geoquímicos apropiados, y correcciones de presión y de la temperatura de homogeneización de la inclusión fluida, se puede llegar a la estimación de la temperatura de cementación (Lundegard, 1989). Aparte de suministrar evidencias sobre el momento de la cementación, las variaciones espaciales en las temperaturas de homogeneización de las inclu-

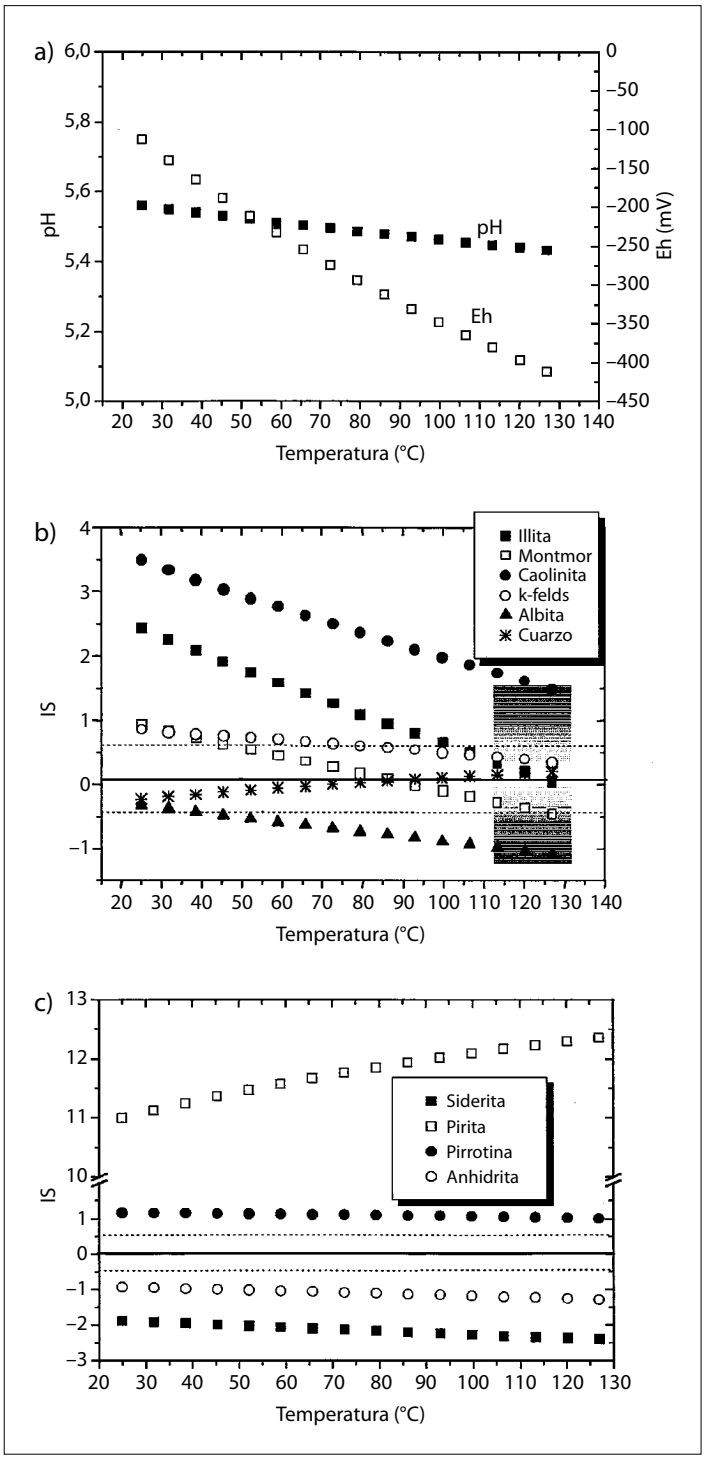


Figura 20.6. Modelización termodinámica del agua de formación de los pozos del campo de Salam (Egipto) para determinar sus condiciones de equilibrio con la asociación mineralógica diagenética. Variación en función de la temperatura de: a) pH y Eh; b) los minerales aluminosilicatados y el cuarzo; c) los minerales con azufre y la siderita. La línea continua situada en el 0 indica el estado de equilibrio minerales-solución y las líneas punteadas indican un margen de error de ± 0,5 unidades de IS. En la figura B se ha sombreado el rango de temperatura en el que convergen las curvas de los minerales aluminosilicatados que componen la asociación mineral en equilibrio con la roca. Se ha utilizado el programa PHREEQC, versión 2 (Parkhurst y Appelo, 2000).

siones fluidas pueden informarnos también sobre las direcciones de los fluidos y de los flujos caloríficos en las cuencas. La aplicación de estos métodos a los cementos de cuarzo en las areniscas jurásicas del mar del Norte y del Western Desert en Egipto ha aportado información sobre los cambios paleotermales y sobre la migración de las salmueras calientes ascendentes a favor de los sistemas de fallas principales. La realización de mapas de temperaturas mediante inclusiones fluidas, de una generación de cemento determinada, es un buen sistema de identificación de las anomalías térmicas causadas por el flujo de los fluidos (Rossi *et al.,* 2002).

Mediante los datos isotópicos del K/Ar, Ar^{40}/Ar^{39} y K/Ca, se pueden obtener las edades absolutas de precipitación de minerales de arcilla y feldespatos en sedimentos siliciclásticos (Lee *et al.,* 1989; Girard *et al.,* 1988; Marfil *et al.,* 1996). Los datos de trazas de fisión de algunos minerales pesados, como apatito y circón, en series volcanoclásticas antiguas, también dan información importante sobre paleotemperaturas. Estos datos se utilizan para delimitar con mayor precisión la «ventana» de generación de HC.

Los isótopos estables de C y O en carbonatos permiten obtener valiosa información sobre las condiciones químicas y el ambiente en que precipitaron, así como el origen y evolución del fluido precursor, pudiendo llegar a distinguirse varias generaciones o etapas de cementación por su distinta signatura isotópica (Hudson, 1977; Heydari, 1997).

La cátodoluminiscencia es una técnica que permite revelar texturas internas y zonados composicionales, sobre todo en cementos carbonáticos y en procesos de albitización de feldespatos que no son detectables a través del microscopio petrográfico convencional, cuando una muestra es sometida a una fuente de electrones. Asimismo, la cátodoluminiscencia caliente es una técnica más específica para detectar la presencia de cementos y/o de presión disolución entre los granos de cuarzo (Zinkernagel, 1978; Ramseyer *et al.,* 1989).

Actualmente, se realizan modelos donde se relacionan las fases minerales y el quimismo de los fluidos para simular los cambios composicionales de las aguas que participan en las distintas etapas diagenéticas. Estos datos son de gran ayuda para la comprensión de las observaciones petrográficas sobre secuencias de minerales y procesos diagenéticos (figura 20.6).

DIAGÉNESIS DE LAS GRAVAS

- GRAVAS + LITIFICACIÓN ⟶ CONGLOMERADOS
- PROCESO DIAGENÉTICO MÁS IMPORTANTE ⟶ COMPACTACIÓN
  QUE PRODUCE: REDUCCIÓN DE VOLUMEN y
  REDUCCIÓN DE POROSIDAD
- TIPOS DE GRAVAS
  - 1. CALADAS O LIMPIAS ⟶ ORTOCONGLOMERADOS
  - 2. CON MATRIZ (+ o –) ⟶ ORTOCONGLOMERADOS / PARACONGLOMERADOS

	COMPONENETES	
	ESTABLES	INESTABLES (ODÚCTILES, FRÁGILES, ETC.)
GRAVAS CALADAS	CUARZO, METACUARCITA, CHERT	MICAS, FRAG. ROCA
	⇓	⇓
	C. MECÁNICA ⟶ ~ NULA REDUC. POROSIDAD SOLO POR CEMENTACIÓN	COMP. MECÁNICA ⟶ ALTA CEMENTACIÓN ⟶ BAJA

GRAVAS CON MATRIZ

- COMPACTACIÓN ALTA ⟶ CON PRESIONES BAJAS
- OTROS PROCESOS DIAGENÉTICOS FRECUENTES
  - CEMENTACIÓN ⟶ – POROSIDAD
  - RECRISTALIZACIÓN ⟶ ?
  - REEMPLAZ./CORROSIÓN ⟶ ?
  - DISOLUCIÓN ⟶ + POROSIDAD

Figura 20.7. Aspectos más significativos de la evolución diagenética de los distintos tipos de gravas.

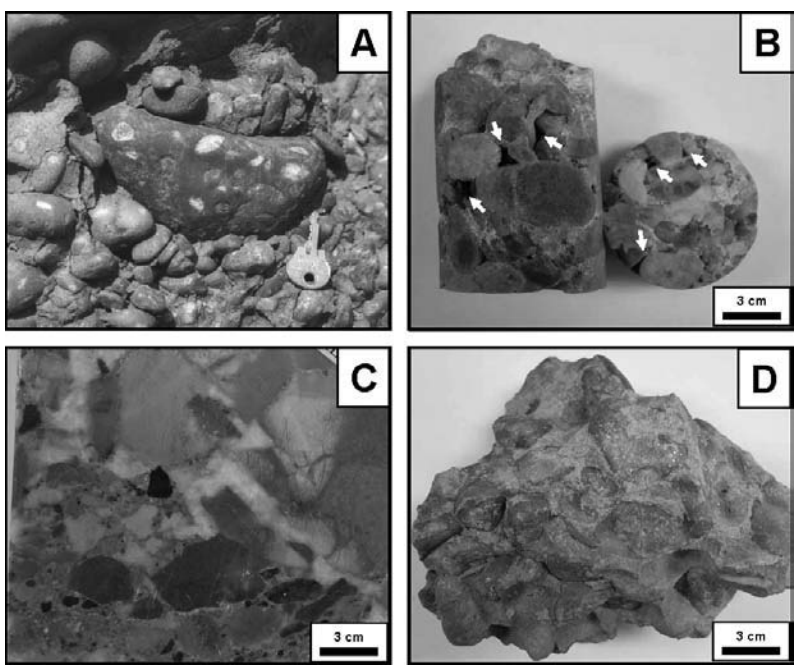


Figura 20.8. Algunos de los procesos diagenéticos que presentan los conglomerados del Buntsandstein y del Terciario de la cordillera Ibérica: A) Detalle de las huellas de presión en los cantos de los conglomerados del barranco de la Hoz (Guadalajara). B) Porosidad primaria y secundaria visible en los conglomerados de los testigos del sondeo de Sigüenza. C) Brecha polimíctica cementada por calcita del Terciario de la cordillera Ibérica. D) Conglomerado con matriz arenosa y cementado por minerales de uranio de El Pobo de Dueñas (Guadalajara).

DIAGÉNESIS DE CONGLOMERADOS

La selectividad de los procesos diagenéticos, en función de las características composicionales y texturales, se pone de manifiesto en las rocas siliciclásticas (o detríticas en general). Así los sedimentos gruesos como las gravas (clastos de 2 a 256 mm) se modifican en menor grado que los arenosos (2 a 0,062 mm) y éstos a su vez menos que los pelíticos (menores de 0,062 mm). Prueba de estas diferencias es que la diagénesis de los sedimentos más gruesos no ha sido prácticamente investigada, salvo en raras excepciones, existiendo por el contrario gran profusión de trabajos sobre diagénesis de arenas y arcillas, como veremos oportunamente.

El aspecto más estudiado de estos sedimentos es la influencia ejercida por la textura (tamaño, forma, selección), composición química y mineralógica, y presencia o ausencia de matriz, sobre su compactación. En este proceso se establecen diferencias en las relaciones texturales, sobre todo de fábrica. Así, según Hails (1976) en gravas caladas (sin matriz) se produce una pequeña compactación en un estado de diagénesis inicial, muy próximo a la sedimentación. Aunque la magnitud de esta compactación no es conocida, se suele aplicar la densidad de empaquetado, que a su vez está influenciada por el ambiente de sedimentación. Este mismo autor, en gravas con alto contenido en matriz, encuentra que pueden existir cementaciones con aparente evidencia de intercrecimiento de partículas y otros fenómenos derivados de la inestabilidad de los componentes de la matriz (figuras 20.7 y 20.8).

Ingles y Grant (1975) tratan también de la compactación, haciendo referencias continuamente a las propiedades mecánicas de gravas y arenas (figura 20.8). Pasan revista a aspectos tan importantes como: porosidad, compresibilidad, permeabilidad, licuefacción, colapsación, etc.

Un tema más ampliamente estudiado, debido a sus implicaciones económicas, es el de la permeabilidad. Parece ser que esta propiedad es obviamente reducida por compactación y cementación e incrementada por disolución. La reducción de los poros

en las gravas, después de la sedimentación, y subsecuente enterramiento, está influenciada por la composición del sedimento, de los fluidos intersticiales, las condiciones de circulación de las aguas subterráneas y la magnitud de la presión ejercida por los depósitos suprayacentes (figura 20.8). El efecto de la forma de los clastos y el contenido en mezclas granulométricas más finas, sobre las fuerzas de empuje en sedimentos gruesos, ha sido revisado para su aplicación a los agregados de los firmes de carreteras (Bustillo *et al.,* 2001).

La diagénesis de las gravas no difiere marcadamente de la de las arenas y casi todos los autores, como por ejemplo Füchtbauer (1974), remiten a las areniscas, considerando que la mayoría de los procesos diagenéticos son similares en ambos grupos de sedimentos.

DIAGÉNESIS DE ARENISCAS

Trabajos básicos

El gran progreso que ha adquirido la diagénesis de areniscas en los últimos años se debe fundamentalmente a la aplicación de técnicas específicas de estudio tales como las citadas en el capítulo 1.4. De todas formas, los numerosos trabajos existentes tienen enfoques muy diversos y no existen aún criterios comunes para abordar la historia diagenética de las areniscas. Como ejemplo de esto se tiene el hecho de que no todos los estudios abordan conjuntamente la diagénesis de las areniscas y de los sedimentos arcillosos asociados a ellas. Numerosos autores han apuntado que tal separación es completamente desafortunada ya que los fluidos expelidos en la compactación de las lutitas son los responsables de muchos de los procesos diagenéticos que afectan a las areniscas suprayacentes, provocando cementaciones, reemplazamientos, corrosiones o disoluciones (Powers, 1967; Magara, 1974; Hayes, 1979; Boles y Franks, 1979; Bjørlykke, 1980; Arribas, 1986; figura 20.9).

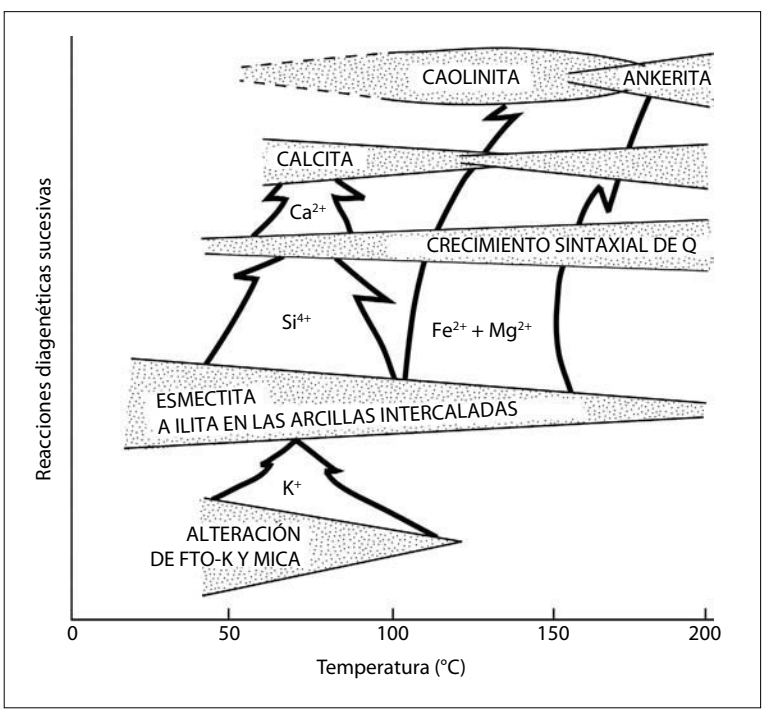


Figura 20.9. Esquema mostrando cómo los iones necesarios para la cementación de areniscas (flechas) son suministrados por las reacciones entre los minerales de arcilla detríticos intercalados y por la alteración de los feldespatos durante la diagénesis. Modificado de Boles y Franks, 1979.

El conocimiento que en la actualidad se tiene sobre este tema ha contribuido a revisar muchas de las clasificaciones de areniscas y a poner en tela de juicio la génesis de grupos tan importantes como las *wackes* o grauvacas, como veremos posteriormente.

Füchtbauer (1967) fue uno de los primeros autores en documentar el control del ambiente deposicional sobre los modelos de cementación en areniscas antiguas, a pesar de que la autigénesis, según este autor, ocurrió a profundidades de enterramiento entre 1.000 y 1.200 m. Así, en ambientes de transición (marino-salobre-evaporítico) los cementos típicos encontrados fueron anhidrita, calcita, dolomita ferrosa, albita, halita, analcima y baritina-celestina.

Por el contrario, en los depósitos fluviales el feldespato-K y la dolomita fueron los principales minerales cementantes. También encontró este autor que en depósitos de estuario se formaban cementos de clorita y vermiculita, mientras que los cementos silíceo e ilítico se desarrollaban por igual en todos los ambientes.

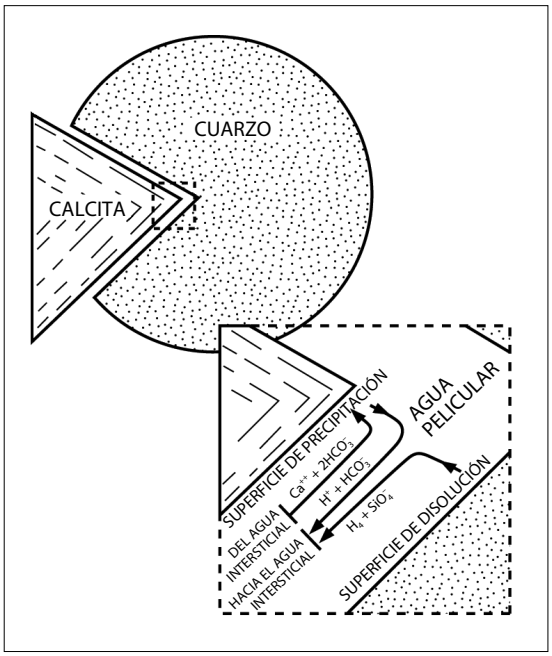


Figura 20.10. Transporte químico en delgadas películas en un frente de reemplazamiento de cuarzo por calcita. El recuadro muestra detalles del proceso. Modificado de Pettijohn *et al.,* 1972.

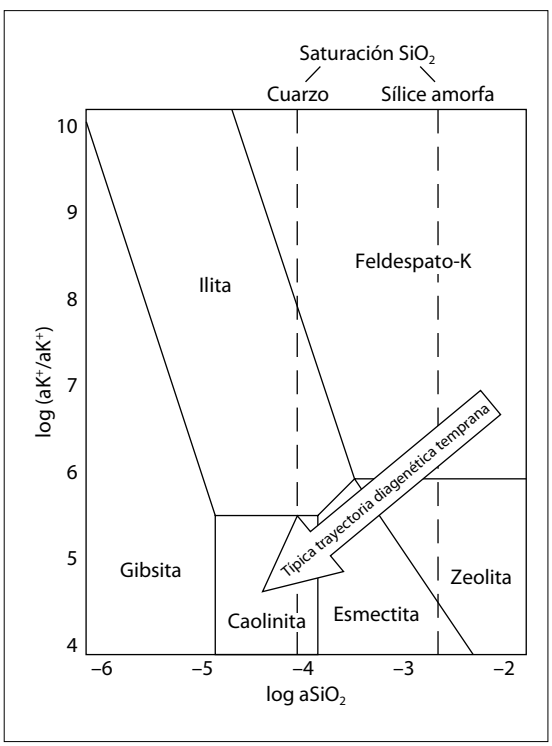


Figura 20.11. Diagrama de fases para el sistema log(aK^+/aH^+) frente al log $aSiO_2$ mostrando el cambio de la geoquímica del agua puede conducir a reacciones diagenéticas. Este ejemplo, puede aplicarse no sólo a la eodiagenésis, sino también a la telodiagénesis. Modificado de Worden y Burley, 2003.

Posteriormente Füchtbauer (1974) generalizó sus observaciones a areniscas de ambientes fluvial, marino y evaporítico de distintas formaciones y edades, concluyendo que tanto la caolinita como la sudoita (clorita dioctaédrica) y el feldespato-K pueden considerarse como cementos característicos de areniscas de agua dulce. Por otro lado, la clorita más temprana, la analcima y la albita son cementos típicos de ambientes marinos y evaporíticos.

Otros autores clásicos que ayudaron en gran manera a establecer las líneas de investigación en el campo de la diagénesis de areniscas, fueron Pettijohn *et al.* (1972). Estos autores señalan, en primer lugar, que la evidencia más clara de que una arena ha sufrido diagénesis es la textural, particularmente la presencia de reemplazamientos pseudomórficos. Para ellos, una guía útil del origen diagenético de un mineral es la pureza de su composición. En segundo lugar, resaltan la importancia del conocimiento de la físico-química implicada en los procesos diagenéticos, pasando revista a la química de la disolución y precipitación, que ellos consideran debe hacerse evaluando los cambios de energías libres o funciones de Gibbs a presión y temperatura constantes. Un ejemplo muy conocido es el que se muestra en la figura 20.10, del reemplazamiento de un grano de cuarzo por calcita. Analizan también la recristalización como una tendencia de los minerales hacia un mínimo de las energías libres de Gibbs en un sistema químico determinado. Entre los ejemplos propuestos analizan el que se da frecuentemente en areniscas con cementación silícea:

$$SiO_2 \text{ (vidrio)} \rightarrow SiO_2 \text{ (cuarzo)}$$

$$\Delta G\int_{(\text{cuarzo})}^{0} - \Delta G\int_{(\text{vidrio})}^{0} = \Delta G_R^0$$

$$(-192{,}4) - (-190{,}9) = -1{,}5 \text{ kilocalorías}$$

Esto se verifica a 25° y 1 atmósfera de presión.

Pettijohn *et al.* (1987-1972) consideran a la disolución incongruente o alteración como uno de los procesos diagenéticos más comunes, ya que incluyen en él a la caolinitización de los granos del feldespato, tan frecuente en la diagénesis.

Las constantes de equilibrio de las ecuaciones que transforman feldespato-K-mica (moscovita-ilita) en caolinita y gibbsita siempre involucran la relación aK^+/aH^+. Por ello se pueden construir diagramas de estabilidad como los propuestos por Garrels y Christ (1965) o por Aagaard (1979). Estos diagramas son comunes en todos los trabajos en los que se quiere relacionar la mineralogía diagenética encontrada con la composición de las aguas intersticiales (Merino, 1975; Mankiewicz y Steidtmann, 1979; Bjørlykke, 1983 y 1984; Nesbitt, 1980 y 1985; Worden y Burley, 2003; figura 20.11).

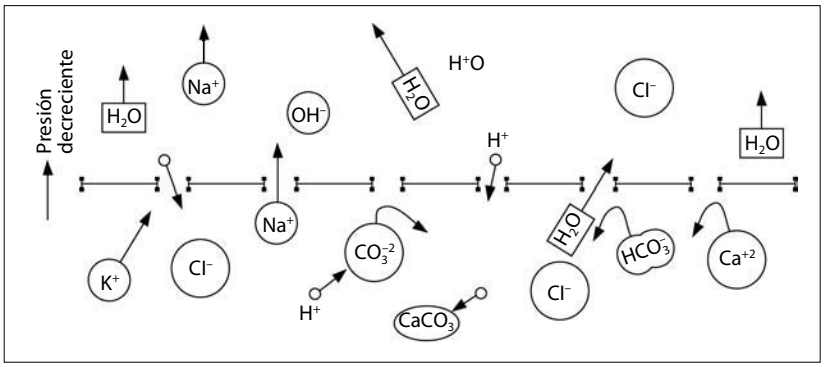


Figura 20.12. Esquema mostrando el movimiento diferencial de algunos iones disueltos en las aguas subterráneas, según Blatt *et al.,* 1972, modificado de White, 1965.

Entre los trabajos clásicos son también de gran importancia los trabajos de Bredehoeft *et al.* (1963), quienes recurren a la tamización salina *(salt sieving)* para justificar la alta salinidad de algunas aguas de formación. Este mecanismo se basa en el hecho de que ilitas y esmectitas tienen una estructura con deficiencias internas de carga, siendo éstas igualadas por la adsorción de cationes cambiables. White (1965) esquematiza esta idea con un modelo (figura 20.12), en el que se pueden observar los comportamientos de los diferentes iones a través de la membrana semipermeable que forman los niveles arcillosos. Hoy día se tiene la certeza de que la cementación de calcita en areniscas, bajo niveles de arcilla, se debe a tamización salina, y que el incremento de la salinidad de las aguas que proceden de la compactación de las arcillas también se puede justificar por el mismo mecanismo. La utilización de isótopos estables O^{18}/O^{16} revelan que las aguas diagenéticas se han convertido en salmueras por tamización salina, no siendo la evaporación singenética responsable de su alta concentración.

Runnells (1969) considera los cambios en la composición de las aguas subterráneas debidos a mezclas con otras aguas que circulaban por zonas adyacentes y que se han puesto en contacto como resultado de procesos tectónicos, cambios en los gradientes hidráulicos o disolución de cementos preexistentes, con lo que, al mezclarse, pueden quedar sobresaturadas o subsaturadas en determinados iones. Con ello pueden provocar cementación, en el primer caso, y disolución, en el segundo (figura 20.13). Como ejemplo, Shawe (1966) concluyó que la distribución de U, Va y Se en los yacimientos tipo *roll* del Colorado Plateau se produciría por la precipitación de estas mineralizaciones en la interfase entre dos aguas subterráneas de distinta composición.

El conocimiento de las interacciones entre las soluciones acuosas y los minerales en la diagénesis ha progresado considerablemente gracias a la introducción de los conceptos termodinámicos (Wollast, 1977; Aagaard y Helgeson, 1982). En esta línea están las teorías desarrolladas por Berner (1964, 1971, 1974, 1975, 1980). Su modelo supone que cualquier propiedad de un sedimento o roca sedimentaria puede expresarse como una función de posición espacial y temporal. De este modo define la ecuación diagenética, aplicando ecuaciones termodinámicas. Son factores a tener en cuenta: El transporte físico por advección y difusión de las especies disueltas, y los procesos químicos o biológicos de producción y removilización de aquéllas en las aguas intersticiales. El autor plantea una serie de ecuaciones que aplica a los procesos diagenéticos más importantes: compactación, cementación, difusión, segregación mineral y aquellos fenómenos resultantes de la existencia del equilibrio de Donnan. Berner en su trabajo de 1980, dedicado sólo a la diagénesis temprana (hasta unos cientos de metros de enterramiento), trata en detalle de la deshidratación por compactación de las lutitas, de la destrucción de la laminación por bioturbación de los organismos bentónicos, de la difusión de sales disueltas en sedimentos lacustres, de la descomposición bacteriana de la materia orgánica, de la removilización del $CaCO_3$ en sedimentos marinos profundos y de la formación de concreciones. Los ejemplos propuestos por Berner los divide en tres categorías: sedimentos marinos de márgenes continentales, sedimentos pelágicos y sedimentos no marinos.

Berner (1981) propone una nueva clasificación geoquímica de los ambientes diagenéticos, relacionando la mineralogía autigénica con los procesos vitales que se producen en los sedi-

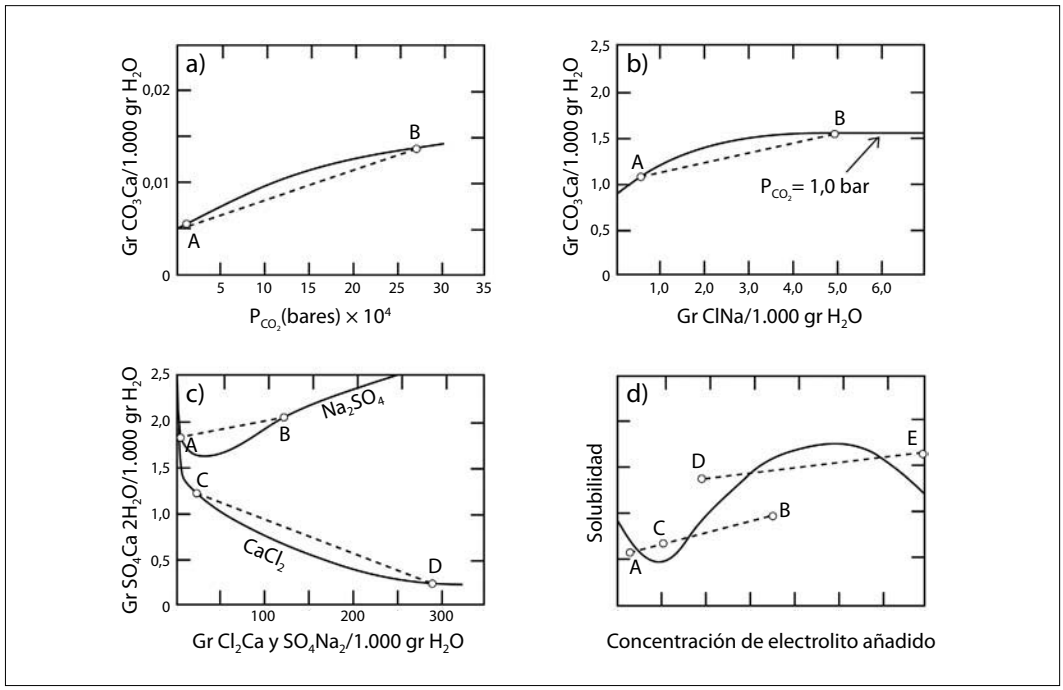


Figura 20.13. a) Curva de solubilidad de la calcita en función de pCO_2, mostrando subsaturación entre dos puntos (A y B) causada por mezcla de aguas saturadas en calcita. El punto A es la presión parcial atmosférica del CO_2. b) Solubilidad de la calcita en función de la concentración de NaCl, con subsaturación entre los puntos A y B. c) Solubilidad del yeso en función de las concentraciones de Cl_2Ca y SO_4Na_2. Las curvas son cóncavas hacia arriba por el efecto de ión común, con sobresaturación entre los puntos A y B por mezcla de dos aguas saturadas. d) Curva de solubilidad hipotética mostrando cómo la mezcla de dos aguas subsaturadas (puntos A y B) puede dar como resultado un agua sobresaturada (punto C), y cómo la mezcla de dos aguas sobresaturadas (puntos D y E) puede originar subsaturación. Modificado de Runnells, 1969.

mentos. Se basa en el estudio de sedimentos modernos y en la presencia o ausencia de oxígeno y de sulfuros disueltos, siendo independiente del pH y de la salinidad de las aguas (tabla 20.2).

Ambientes	Fases características
I. Óxido ($CO_2 \geq 10^{-6}$)	Hematites, goethita, minerales tipo MnO_2; no materia orgánica.
II. Anóxido ($CO_2 < 10^{-6}$)	Pirita, marcasita, rodocrosita, alabandita, materia orgánica.
A. Sulfuroso ($CSH_2 \geq 10^{-6}$)	
B. No sulfuroso ($CSH_2 < 10^{-6}$)	
1. Post-óxico	Glauconita y otros silicatos de Fe^{+2}-Fe^{3+}, también (siderita, vivianita, rodocrosita) minerales no sulforosos; menos materia orgánica.
2. Metánico	Siderita, vivianita, rodocrosita, sulfuros formados más tempranamente; materia orgánica.

Tabla 20.2. Clasificación geoquímica de los ambientes sedimentarios. Modificado de Berner, 1981.

Interacción sedimento-agua intersticial

La evolución geoquímica de las aguas intersticiales en los sedimentos detríticos, formados por series alternantes de lutitas y areniscas, está relacionada con la generación de cementos y/o porosidades, así como con la migración primaria de los hidrocarburos. Los trabajos realizados por Magara (1976) indican que la expulsión del agua, debida a la compactación de las lutitas, es el factor más importante que causa la migración de los HC desde la roca madre

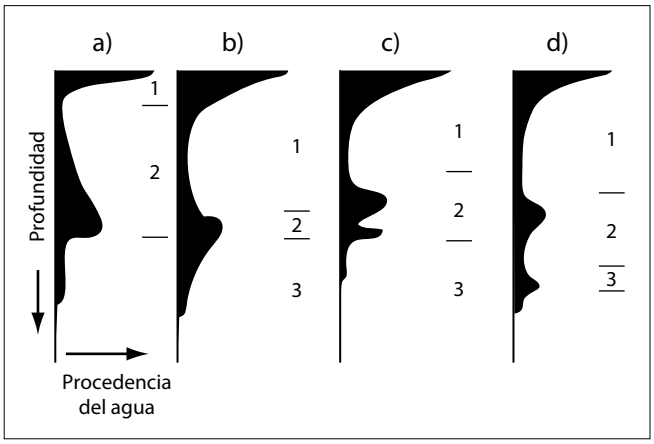


Figura 20.14. Modelos esquemáticos del agua expelida en la compactación de las lutitas, tal y como fue postulado por a) Powers (1967). b) Burst (1969). c) Perry y Hower (1972) con alto gradiente geotérmico, y d) con bajo gradiente geotérmico. Zona 1: etapa de compactación mecánica; zonas 2 y 3: deshidratación de la red de la esmectita (¿proceso progresivo?). Modificado de Leeder, 1982.

hasta la roca almacén. La trayectoria y volúmenes de agua son muy importantes para comprender el proceso de la migración de estos HC (figura 20.14). En general, el agua expelida en depósitos alternantes de arenas y lutitas se mueve lateralmente siguiendo los depósitos más permeables, mientras que en series continuas de lutitas lo hace verticalmente. También, la cantidad de agua expulsada de un volumen determinado de lutitas se incrementa normalmente con la profundidad de enterramiento, lo que suele corresponderse con el aumento de la compactación, alcanzando un máximo a profundidades intermedias y disminuyendo posteriormente hacia la base (figura 20.14).

Otros autores (Bjørlykke, 1984; Wood y Hewett, 1984) ponen de manifiesto que el flujo de las aguas no sólo está condicionado por la compactación de las lutitas sino que, además, existen factores que son también importantes en la circulación de fluidos y que están relacionados con la porosidad y permeabilidad de los sedimentos. La velocidad de flujo y el flujo total del agua intersticial en las cuencas sedimentarias, y su capacidad de transportar materiales en solución, es un parámetro muy importante, pero difícil de cuantificar. Para Bjørlykke *et al.* (1989), el agua intersticial se mueve por causas diferentes: 1) reducción de la porosidad con la profundidad, debido a la compactación mecánica y química; 2) gradientes de densidad, por diferencias en la salinidad o temperatura (p. ej., convección térmica); 3) entradas de aguas subterráneas por debajo del nivel del mar, conduciendo a las aguas meteóricas dentro de la cuenca; 4) reacciones minerales de hidratación-deshidratación, y 5) desplazamiento del agua intersticial por fases de HC.

Tipos de aguas que actúan en cuencas deposicionales subsidentes

Uno de los conceptos más útiles, introducido en el contexto de la diagénesis en los últimos años, ha sido el de regímenes hidrológicos, propuesto por Galloway (1984). Este autor estableció un análisis crítico de los procesos diagenéticos dentro de un contexto hidrológico real, dando un paso muy importante en el conocimiento y predicción de la historia diagenética de las areniscas en los almacenes de petróleo. Define tres regímenes hidrológicos diferentes en las cuencas sedimentarias e identifica las reacciones diagenéticas asociadas a los mismos, basándose en los datos petrográficos de la cuenca del golfo de México (tabla 20.3). Los tipos de flujos de aguas intersticiales basados en los modelos de Bjørlykke (1983), Galloway (1984), Bethke (1985) y Einsele (1992) están resumidos en la figura 20.15:

1. De *agua meteóricas*. Al ser estas aguas ácidas, provocan el lixiviado de carbonatos y feldespatos. El flujo total depende de: *a*) potencial del agua subterránea; *b*) geometría y permeabilidad de las arenas; *c*) tiempo (velocidad de sedimentación). El flujo de aguas intersticiales meteóricas está estrechamente ligado a la paleogeografía y emersión tectónica de la cuenca, así como, obviamente, a la continuidad y geometría de los cuerpos de areniscas.
2. De *aguas de compactación*. Flujo ascendente del agua intersticial (connata) debido a compactación y expulsión del agua de las lutitas. El flujo promedio está limitado por el contenido de agua total en la cuenca y depende de muchos factores (gradientes de presión, permeabilidad, diferencias de temperatura). En zonas con aguas hidroterma-

Régimen	Hidrología	Diagénesis
Meteórico (3 km de profundidad)	• Infiltración de aguas superficiales. • Velocidad de flujo, varios m/año-ilimitado suministro de agua. • Moviéndose desde áreas de recarga a descarga. • Baja salinidad.	• «Coatings» arcillosos. • Lixiviado de granos detríticos. • Cementos de calcita, feldespatos, zeolitas y calcedonia.
De compactación (superficie a < 4 km)	• Expulsión de agua deposicional atrapada. • Agua de mar evolucionada y reducida. • Movimiento ascendente, hacia la superficie. • Velocidad de flujo, pocos cm a mm/años^{-1}. • Posibles presiones anómalas. • Suministro limitado. • Amplio rango de salinidades.	• Lixiviado de granos detríticos y cementos tempranos. • Remplazamiento de granos y cementos. • Cementos de clorita, caolinita, calcita, cuarzo y feldespatos. • Albitización de la plagioclasa.
Termobárico (> 2,5-3 km)	• Aguas de deshidratación ricas en gas. • Geopresuradas. • Velocidades de flujo < mm/año^{-1}. • Suministro limitado. • Posibles flujos convectivos. • Amplio rango de salinidades.	• Conversión de esmectita en ilita. • Cementos de carbonatos ferrosos, caolinita y clorita. • Albitización completa de todos los feldespatos.

Tabla 20.3. Regímenes hidrológicos y características diagenéticas en sistemas clásticos. Según Harrison y Tempel, 1993. Modificado de Galloway, 1984.

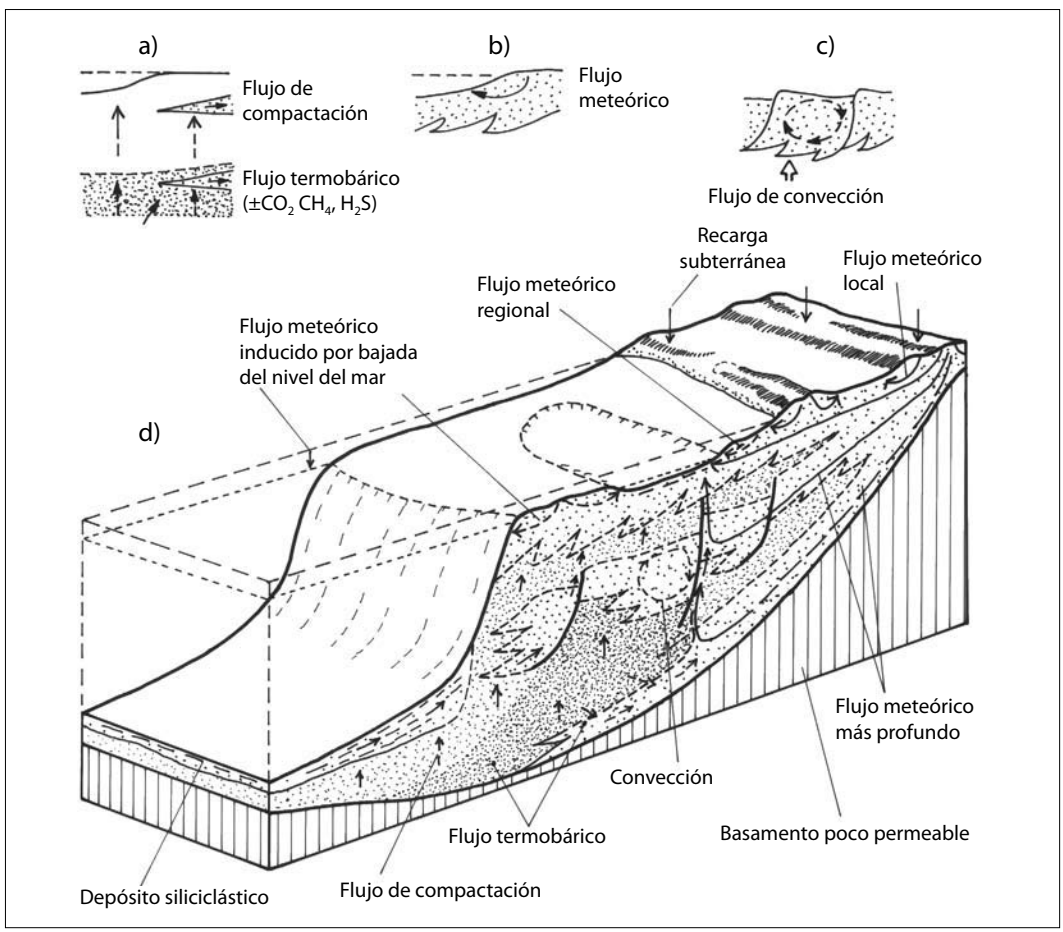


Figura 20.15. a), b) y c) Principales tipos de flujos que actúan en las cuencas sedimentarias; d) modelo simplificado de facies parcialmente deltaicas y de borde de plataforma en margen continental pasivo, mostrando varios regímenes hidrogeológicos de flujo contemporáneos. La bajada del nivel del mar puede ampliar la influencia de la circulación de aguas meteóricas. Basado en Bjørlykke (1983), Galloway (1984) y Bethke (1985) y modificado de Einsele (1992).

les, éstas pueden sumarse a los flujos de compactación ascendente. En regiones de baja permeabilidad, el agua tenderá a ascender por fallas y diaclasas. La composición química de estas aguas es muy variada y compleja, siendo su intervención fundamental en bastantes procesos diagenéticos. La presencia de lutitas intercaladas es de vital importancia ya que su agua de compactación puede alterar las propiedades de las areniscas como roca almacén (transformación de esmectitas o caolinita a ilita, liberando iones H^+, que acidifican las aguas subterráneas y provocan precipitación de cemento silíceo). Asimismo, la descarboxilación de la materia orgánica en estas lutitas produce aguas cargadas de CO_2 que pueden disolver cementos carbonáticos y/o feldespatos en las areniscas (Schmidt y McDonald, 1979).

3. De *aguas termobáricas*. Aguas procedentes de las zonas más profundas de la cuenca, donde la T y la P son más elevadas. Los fluidos se mueven en respuesta a gradientes de presión, generados por cambios de fase, tales como la generación de HC o la liberación del agua de enlace de algunos minerales, o por el peso de la carga litostática suprayacente, donde se generan zonas sobrepresionadas.

Procesos diagenéticos en areniscas que afectan a sus propiedades como roca almacén

Para Hayes (1979) existen cuatro problemas fundamentales, aún en vías de resolución, acerca de la diagénesis de areniscas:

1. La porosidad y permeabilidad intergranular primaria de una arena es reducida en gran parte en las primeras etapas de la diagénesis de enterramiento. Los mecanismos que lo provocan son principalmente: compactación, cementación, reemplazamiento y recristalización.
2. En un estado de diagénesis más avanzada se puede producir porosidad secundaria, por disolución de minerales detríticos y/o autigénicos, con lo que la porosidad puede renovarse en profundidad (figura 20.16). Como actualmente parece reconocerse, la porosidad de muchas rocas almacén de hidrocarburos es principalmente secundaria.
3. La diagénesis química de las areniscas es un proceso cinético donde los minerales se disuelven, transfieren y precipitan a partir de soluciones acuosas que se mueven a través de las areniscas. La fuente principal del agua sería la deshidratación de las lutitas intercaladas con las areniscas (figura 20.17). La reconstrucción de la evolución química de las aguas en movimiento, de su flujo y dirección a través de la cuenca, así como el conocer los momentos de su migración, son las claves para predecir la distribución en profundidad de la porosidad en las areniscas. La construcción de modelos matemáticos de las reacciones minerales, mediante simulación por ordenador, pueden ayudar a predecir la presencia o no de porosidad.
4. La evolución a seguir por la diagénesis de areniscas en una cuenca sedimentaria estará controlada por factores tales como procedencia de los componentes, ambiente deposicional y asentamiento tectónico. Estos factores están estrechamente relacionados con la composición y textura de las areniscas, que es lo que en último término gobierna las reacciones minerales y la velocidad de flujo de los fluidos.

A continuación pasaremos revista a aquellos procesos diagenéticos que, por controlar directa o indirectamente la capacidad reservorio de las areniscas, sirven para construir modelos diagenéticos (Hancock, 1978a-b y Nagtegaal, 1980). Estos son una combinación de secuencias de procesos con los que se pueden predecir la magnitud y velocidad de cambio de la calidad

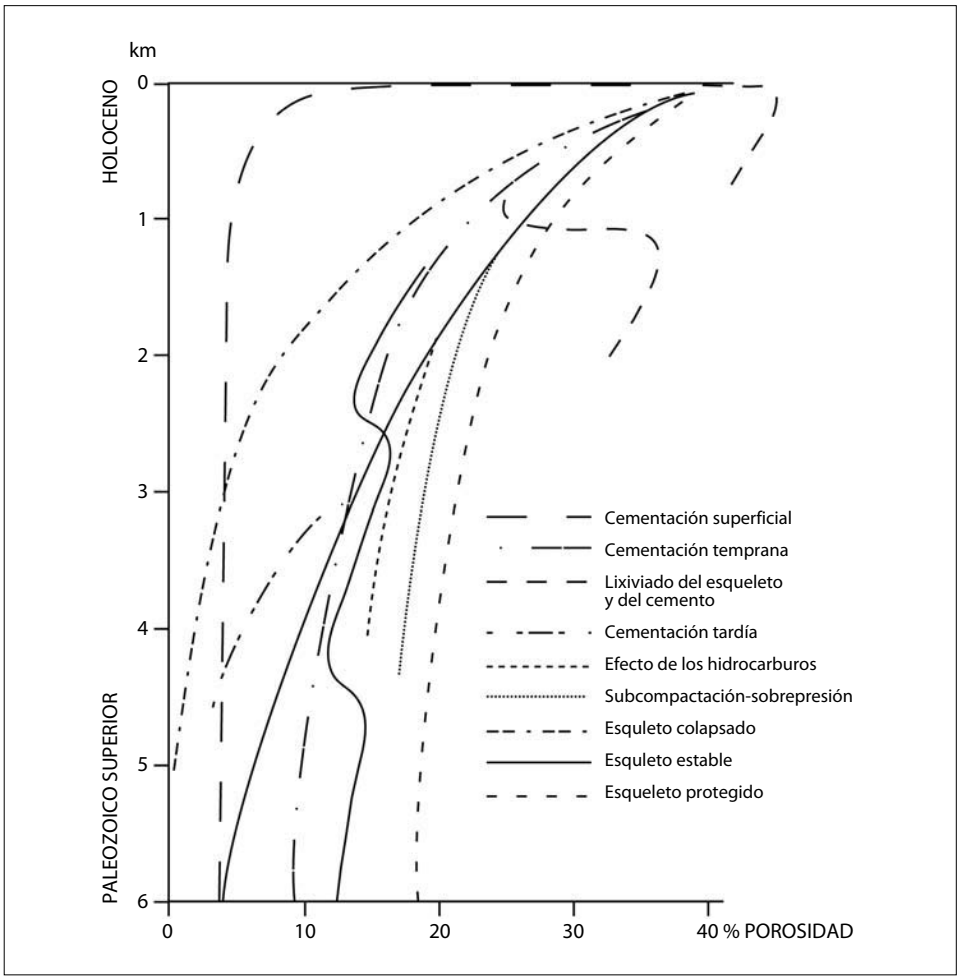


Figura 20.16. Ejemplos representativos de curvas de porosidad-profundidad/edad, para los modelos diagenéticos enumerados, basados en una serie de casos actuales. Los valores son aproximados, suponiéndose una porosidad inicial en la superficie de 40% para todos los casos. Modificado de Nagtegaal, 1980.

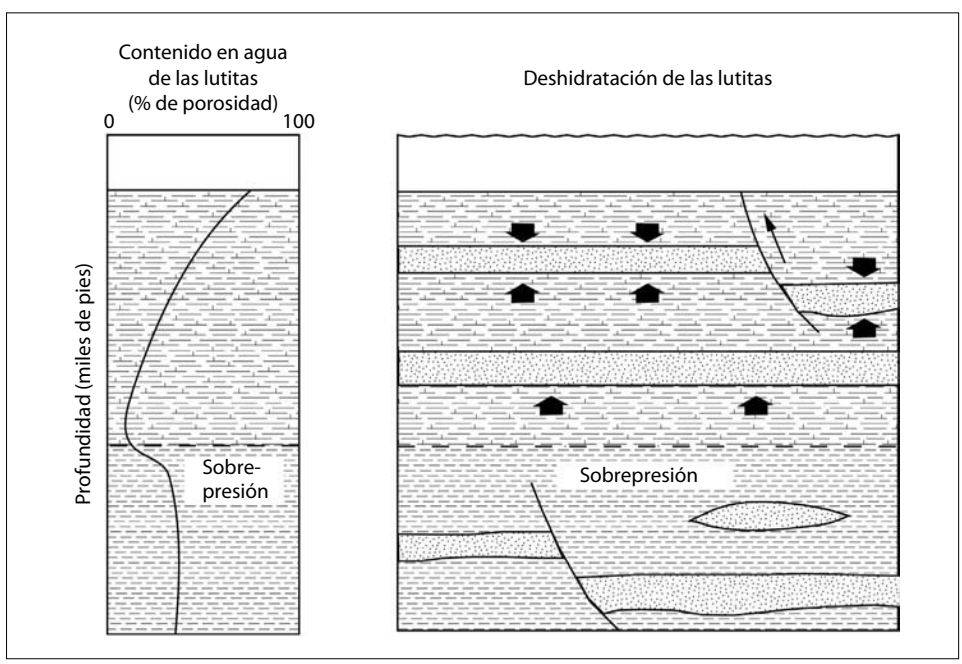


Figura 20.17. Esquemas con la evolución del contenido en agua de las lutitas hacia la zona de lutitas sobrepresionadas, en relación con la profundidad y el flujo de las aguas expelidas durante la compactación. Modificado de Hayes, 1979.

de la roca como reservorio, en función de la profundidad de enterramiento, temperatura o edad de las rocas afectadas. Estos modelos no son tan sencillos como los sedimentológicos, ya que la influencia de la diagénesis es al menos tan grande como la de los procesos sedimentarios. Se puede decir que hasta que los modelos diagenéticos no sean bien conocidos, la aplicación de la Sedimentología a la exploración de hidrocarburos tendrá muchas limitaciones.

Procesos diagenéticos como *compactación, cementación, alteración* o *transformación mineral* suelen actuar en combinación, bien simultáneamente o en secuencia. Normalmente un proceso domina sobre los otros, con lo cual es muy difícil establecer un único modelo (Nagtegaal, 1980; figura 20.16).

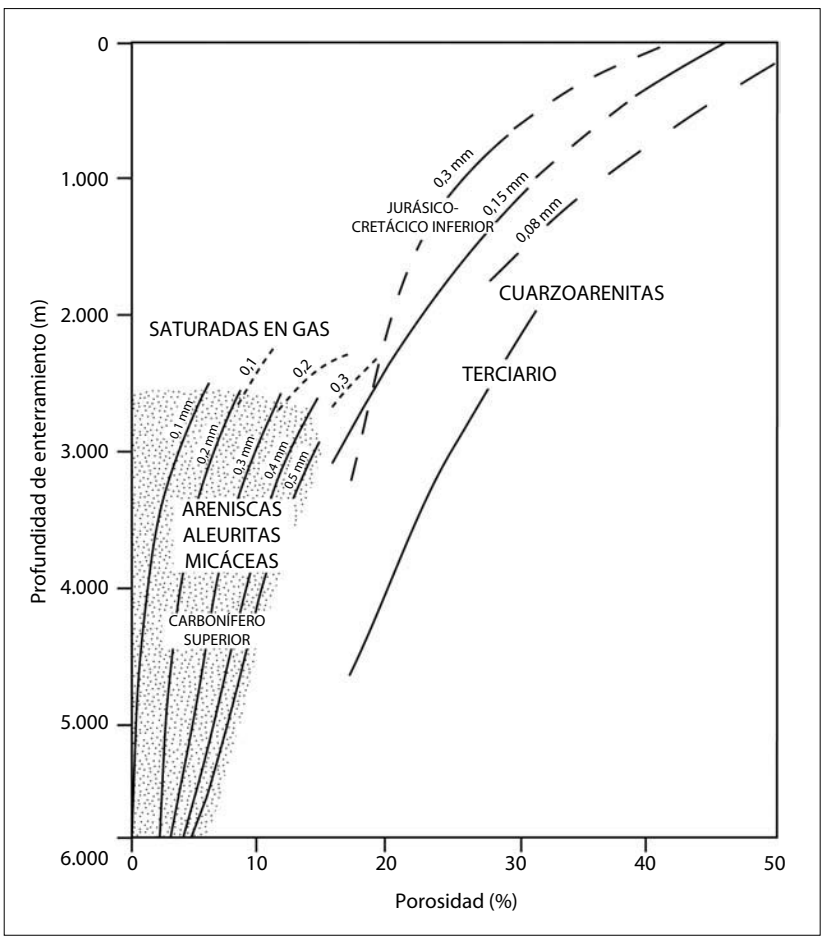


Figura 20.18. Evolución de la porosidad en areniscas de diferentes tamaños con el incremento de profundidad. Modificado de Füchtbauer, 1974.

Compactación mecánica

En el caso de arenas con arcillas intercaladas, la compactación mecánica es el proceso más importante que puede causar la orientación paralela de los minerales de arcilla y la expulsión del agua de éstas. La baja permeabilidad de estos sedimentos, incluso con anterioridad a su compactación, causa que la diagénesis de enterramiento se lleve a cabo en condiciones isoquímicas, excepto en lo que se refiere a la lenta expulsión del agua y a veces de los hidrocarburos y el CO_2.

La porosidad inicial de las arenas varía entre 30 y 50%, la cual va disminuyendo de volumen durante los primeros estados de compactación (figura 20.18). Para algunos autores, la reducción de porosidad sin reacciones químicas (incluyendo la disolución por presión) se debe de considerar como *compactación mecánica.* Ésta se restringiría a etapas de enterramiento poco profundo. A profundidades mayores los procesos químicos se incrementan en importancia y tendríamos entonces la *compactación química.*

Para Berner (1971), la pérdida de agua de un sedimento, debido a la compresión originada por la deposición de los sedimentos suprayacentes, es la compactación. Asimismo, sería el proceso por el cual el volumen de sedimentos es reducido cuando los granos que lo forman son comprimidos unos contra otros. El peso de los sedimentos suprayacentes causa la reorganización del empaquetado de los granos y la expulsión del fluido intergranular. La medida más útil del agua contenida en el sedimento es la porosidad, que se puede definir como:

$$\Phi = \text{V. agua}/(\text{V. agua} + \text{V. sólido})$$

La compactación de los sedimentos en las cuencas deposicionales está influenciada por factores tales como: 1) composición de los sedimentos; 2) presión vertical efectiva (profundi-

dad de enterramiento); 3) tiempo; 4) temperatura; 5) composición química de los fluidos intersticiales, y 6) factores texturales, principalmente la selección (Beard y Weyl, 1973; Mitra y Beard, 1980; figura 20.19a y b). Sclater y Christie (1980) y Baldwin y Butler (1985) han realizado curvas estándar de compactación para sedimentos arcillosos y arenosos utilizando ecuaciones exponenciales donde se consideran factores tales como la porosidad inicial, la profundidad y diferentes gradientes de presión.

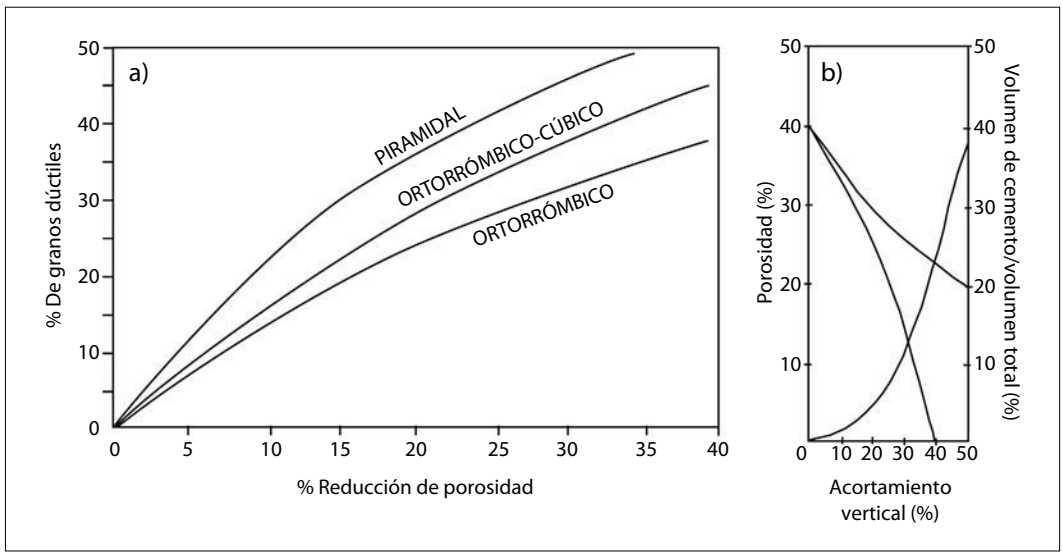


Figura 20.19. a) Relación entre el contenido en granos dúctiles con distinto empaquetado y reducción de la porosidad causada por compactación. Modificado de Rittenhouse, 1971. b) Pérdida de la porosidad por acortamiento vertical durante la compactación química según los trabajos experimentales de Mitra y Bear (1980).

Respecto a las arenas, Meade (1966) concluye que las mejor seleccionadas tienen mayor porosidad y que a su vez las angulosas tienen mayor porosidad inicial, siendo más comprensibles que las redondeadas del mismo tamaño. Las mezclas con micas incrementan la porosidad, compresibilidad y elasticidad de las arenas.

Wolf y Chilingar (en Chilingar y Wolf, 1976), relacionan los factores y procesos que controlan la compactación de arenisas epiclásticas y volcanoclásticas, señalando para las primeras un grupo de factores heredados, donde engloban propiedades individuales de los granos y de los fluidos. En un segundo grupo de factores, también heredados, consideran las propiedades de fábrica (por ejemplo, relación de granos/matriz/cemento). En un tercer grupo incluyen lo que llaman factores dinámicos, como, por ejemplo, velocidad de movimiento de los fluidos, presión de los mismos, velocidad de sedimentación, etc. Finalmente señalan un cuarto grupo de factores inhibidores de la compactación. En él incluyen cambios diagenéticos en general, como: neomorfismo y cementación. Para las rocas volcanoclásticas dan otros factores específicos, tales como el calor retenido en el depósito, distancia del área fuente, etc.

Existen numerosos trabajos de laboratorio sobre la compactación de arenas de cuarzo. Ahora bien, son menos conocidos los resultados de la compactación sobre fragmentos de roca dúctiles (cantos blandos, esquistos, pizarras). Rittenhouse (1971) efectúa unos cálculos teóricos sobre la reducción de la porosidad y espesores de arenas y areniscas a consecuencia de la compactación causada por rotación, fractura o deformación plástica de los granos, por solución en los puntos de contacto entre los granos, o por combinación de todas estas causas (figura 20.19b).

Autores como Wolf y Chilingar (1976) prestan atención a la magnitud y dirección de la presión en las secuencias sedimentarias de gran espesor. El conocimiento de las presiones,

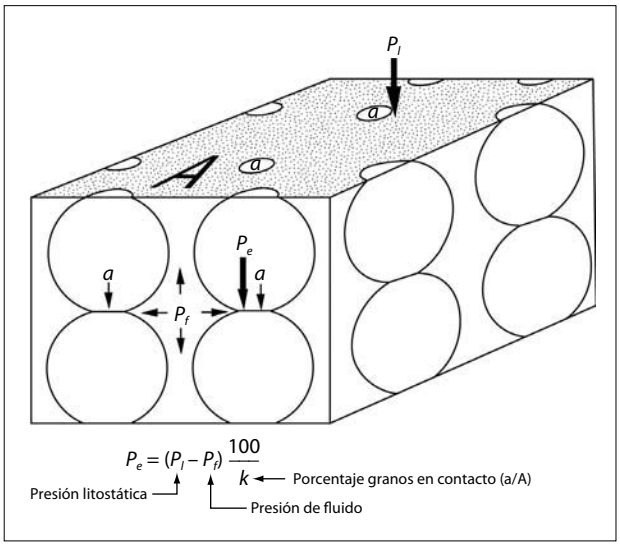


Figura 20.20. Esquema del empaquetado de los granos que muestra como la presión efectiva (P_e) en el punto de contacto de los granos es gobernada por los niveles de presión litostática (P_l), la presión del fluido (P_f) y por el porcentaje de contactos entre granos. Modificado de Bjørlykke, 1983.

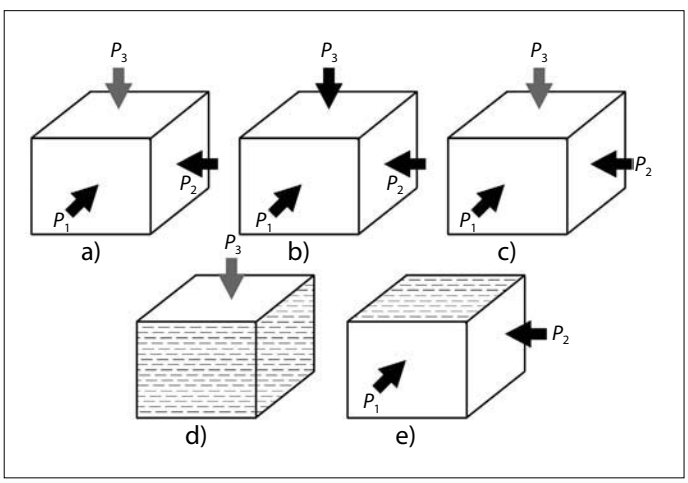


Figura 20.21. Clasificación de la carga de compactación. a) Carga poliaxial ($P_1 \neq P_2 \neq P_3$). b) Carga hidrostática ($P_1 = P_2 = P_3$). c) Carga triaxial ($P_1 = P_2 \neq P_3$). d) Carga uniaxial (los cuatro lados paralelos a la presión P_3 permanecen estacionarios). e) Carga biaxial ($P_1 = P_2$ y los lados paralelos a estas dos presiones permanecen estacionarios). Modificado Sawabini *et al.,* 1974.

tanto verticales como laterales, es muy importante, ya que nos ayudarán a entender la migración y expulsión de los fluidos de los poros durante la subsidencia de la cuenca. A este respecto estos autores definen la *compactación gravitacional* como la expulsión de los fluidos de los poros y el decrecimiento del volumen poroso en una columna estratigráfica como resultado de la presión debidos a la carga suprayacente.

Según Bjørlykke (1983) la capa de un cuerpo arenoso se puede dividir entre el sólido del sedimento y el fluido intersticial, de forma que la presión total, en cualquier punto, sea la suma de dos componentes: la presión del fluido de los poros P_f, y la presión intergranular P_e,

$$P_l = P_f + P_e, \qquad \text{y} \qquad P_e = P_l - P_f \qquad \text{(figura 20.20)}$$

Normalmente, el peso suprayacente crea la mayor presión, la cual actúa en la dirección vertical (figura 20.21). Las direcciones de presión menores e intermedias son supuestamente perpendiculares a los ejes de mayor presión. La acumulación de nuevos sedimentos sobre los antiguos causará un incremento gradual en la presión mayor sobre la columna.

En las regiones donde las fuerzas tectónicas afectan a las rocas sedimentarias por plegamientos y/o fallas, la presión principal puede actuar en dirección horizontal y tener una magnitud dos o tres veces mayor que la presión de sobrecarga.

Por último, hay que tener en cuenta, que los fluidos intersticiales al moverse a través de secuencias muy potentes de lutitas, como resultado de la compactación, se incrementan progresivamente en salinidad, aunque hay que considerar también que las aguas que circulan desde un nivel de areniscas a otro, pueden ser menos salinas por filtración a través de la membrana de arcillas *(salt sieving).* Por todo ello, el efecto de la compactación sobre la química de los fluidos encerrados en los sedimentos de una cuenca sedimentaria es muy complejo.

Se han realizado intentos para determinar el impacto relativo de la compactación y de la cementación en la diagénesis de areniscas (Houseknecht, 1987; McBride *et al.,* 1991), pero la importancia global de la pérdida de porosidad por compactación ha sido generalmente subestimada. Actualmente se ha demostrado (Lundegard, 1992; Marfil *et al.,* 1995) que la compactación (mecánica y química) es el mecanismo dominante de la pérdida de porosidad en areniscas.

Lundegard (1992) propone un método de representación gráfica de las pérdidas de volumen del depósito detrítico por procesos de compactación y cementación, siempre relacionadas con la porosidad original (figura 20.22a). Para ello, se consideran los parámetros siguientes:

P_i = Porcentaje de porosidad inicial (calculada a partir de Beard y Weyl, 1973).
P_0 = Porcentaje de porosidad primaria remanente (calculada petrográficamente).
C = Porcentaje de cemento (calculado petrográficamente).

La suma de P_0 y C es igual al *minus-cement porosity* (P_{mc}), *precement porosity* o volumen intergranular de la roca. Estos parámetros pueden ser representados gráficamente, analizándose la importancia de la compactación o de la cementación en la pérdida de porosidad primaria durante la diagénesis. También es posible calcular numéricamente estos valores:

- Pérdida de porosidad por compactación (*COPL*):

$$COPL = \frac{(100 - P_i)P_{mc}}{(100 - P_{mc})}$$

- Pérdida de porosidad por cementación (*CEPL*):

$$CEPL = (P_i - COPL)\frac{c}{P_{mc}}$$

Además, Lundegard (1992) relaciona estos dos valores introduciendo el índice de compactación (*ICOMPACT*):

$$ICOMPACT = \frac{COPL}{(COPL + CEPL)}$$

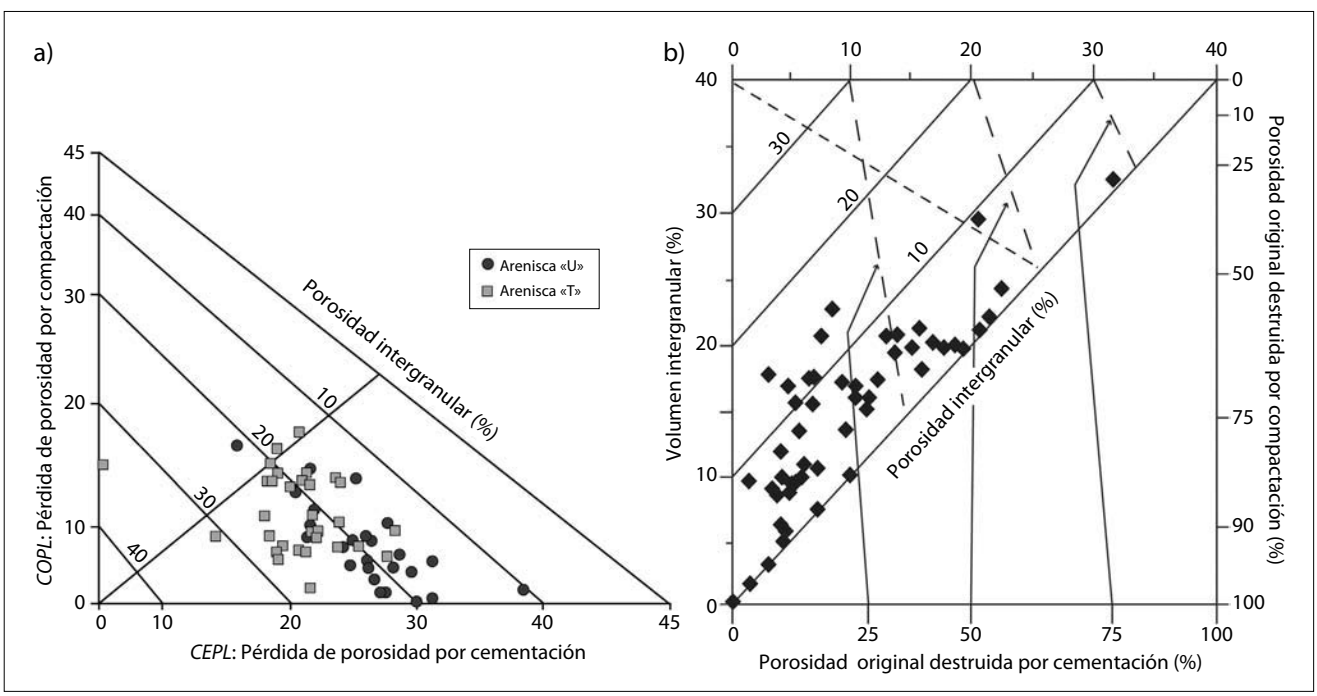


Figura 20.22. a) Relación entre la pérdida de porosidad por compactación (COPL) y la pérdida de porosidad por cementación (CEPL; según Lundegard, 1992) en las areniscas «U» y «T» reservorios del Cretácico de la cuenca Oriente, Ecuador (Estupiñán, 2005). Este gráfico asume una porosidad inicial de 45%. Se puede observar como la pérdida original de la porosidad es debida principalmente a la cementación y sólo algunas muestras se encuentran en el área de la pérdida de porosidad por compactación. Además, las areniscas presentan una porosidad intergranular relativamente alta, entre el 10 y 30%. b) El diagrama de Houseknecht (1987) modificado por Ehrenberg (1989) es otro de los más utilizados para evaluar la pérdida de porosidad. Este gráfico asume una porosidad inicial de 40%. Las areniscas Paleocenas de la cuenca de Shetland-Faroe, Norte de Escocia, también habrían reducido su porosidad debido principalmente a la cementación (Mansurbeg *et al.,* 2008).

Estos índices reflejan la importancia relativa de la compactación y cementación y la interrelación entre porosidad, abundancia de cemento y volumen intergranular. El índice de compactación será igual a uno cuando toda la pérdida de la porosidad sea por compactación, e igual a cero cuando toda la pérdida sea por cementación. Este índice no refleja la magnitud de la pérdida de porosidad, por lo que muestras con diferentes porosidades pueden tener los mismos índices de compactación. Asimismo, este autor aconseja utilizar el citado índice con precaución ya que la porosidad inicial de las arenas nunca se puede conocer exactamente, dando lugar, en caso de considerar valores pequeños, a errores por subestimación de la pérdida de porosidad por compactación. El dato más importante corroborado por Lundegard (1992) es la relación existente entre los índices de compactación y la composición de las areniscas, mostrando claramente que el contenido en fragmentos líticos influencia la susceptibilidad a la compactación de las mismas.

Otro de los diagramas más utilizados para representar la pérdida de porosidad en areniscas, debida a la compactación y cementación, es el de Houseknecht (1987), modificado por Ehrenberg (1989) (figura 20.22b). Este diagrama es equivalente al de Lundegard (1992), ya que también considera la pérdida de volumen del depósito detrítico, aunque la porosidad original estimada es del 40%. Posteriormente Paxton *et al.* (2002) demuestran experimentalmente que el volumen intergranular disminuye rápidamente desde 40 a 42% en la superficie hasta 28% a una profundidad de 1.500 m, y continúa disminuyendo más lentamente hasta estabilizarse a 2.500 m, con un valor de 26%, que corresponde al máximo potencial de porosidad, en ausencia de cemento o matriz.

Un factor importante a tener en cuenta en la evolución de la porosidad en las cuencas es la sobrepresión. Este proceso implica que el agua intersticial no es expelida de un determinado volumen de roca, a una velocidad suficiente, para que el agua intersticial permanezca bajo la presión hidrostática. Esto depende del flujo de los fluidos, debido a la reducción de la porosidad, expansión térmica de los fluidos o transiciones de fases minerales. El volumen de roca sobrepresionado deberá estar cerrado por capas de baja permeabilidad o fallas, a través de las cuales los fluidos se moverán lentamente, incluso con altos gradientes de presión. La sobrepresión reduce la presión o fuerza efectiva que actúa entre los granos de la roca y causa reducción de la compactación. Las secuencias sobrepresionadas se caracterizan por curvas profundidad/porosidad anómalas (figuras 20.23 y 20.24). Durante el desarrollo de la sobrepresión, la velocidad de los flujos de compactación es menor que en zonas donde el agua puede escapar libremente. Si la sobrepresión disminuye gradualmente (condiciones de mejor drenaje), por reducción de la velocidad de subsidencia, el exceso de agua intersticial escapará y el flujo total será el mismo que habría de no existir la sobrepresión.

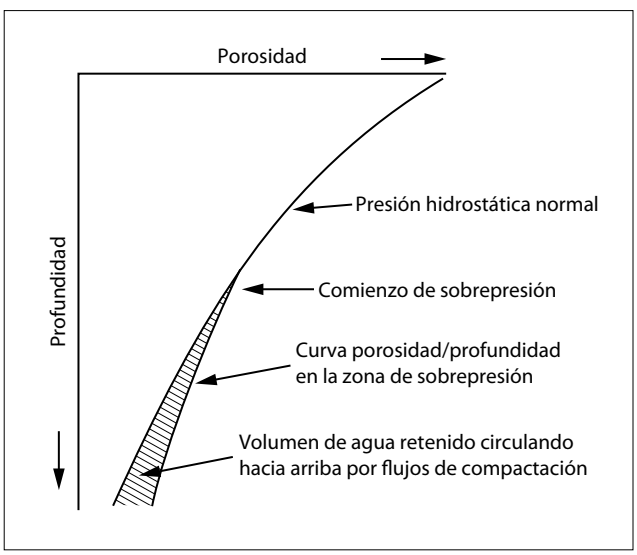


Figura 20.23. Curva de pérdida de porosidad frente a la profundidad de enterramiento donde se observa que los sedimentos sobrepresionados tienen normalmente porosidad más alta que los sometidos únicamente a la presión hidrostática. Esto es más evidente para lutitas y areniscas ricas en arcilla, donde la compactación mecánica es el efecto dominante, lo cual significa que la curva porosidad/profundidad cambia y que los flujos ascendentes de las aguas intersticiales están relativamente restringidos a la situación donde la presión es hidrostática. La compactación química también puede ser incrementada por el aumento neto de la presión, pero en este caso la temperatura es también muy importante y la relación entre sobrepresión y porosidad es más compleja. Modificado de Bjørlykke, 1994.

Los principales factores que contribuyen al desarrollo de la sobrepresión son: la alta velocidad de sedimentación y la presencia de sedimentos arcillosos con baja permeabilidad. La expansión térmica del agua ha sido también invocada como un factor que contribuye a la formación de las sobrepresiones.

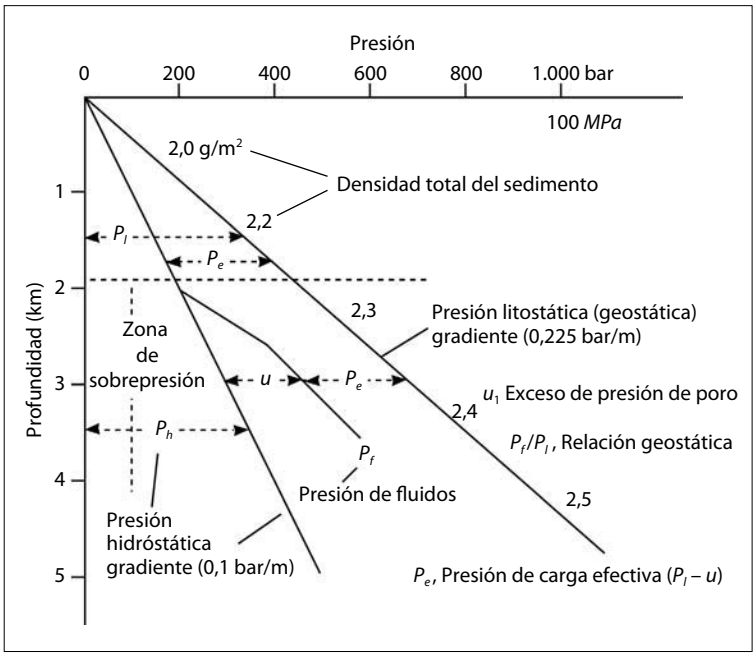


Figura 20.24. Relaciones entre presión hidrostática, presión litostática (o geostática), exceso de presión de poro y profundidad de enterramiento. Se puede observar el aumento del exceso de presión de poro en la zona de sobrepresión y la reducción de presión efectiva asociada. Modificado de Gretener, 1979 y Einsele, 1992.

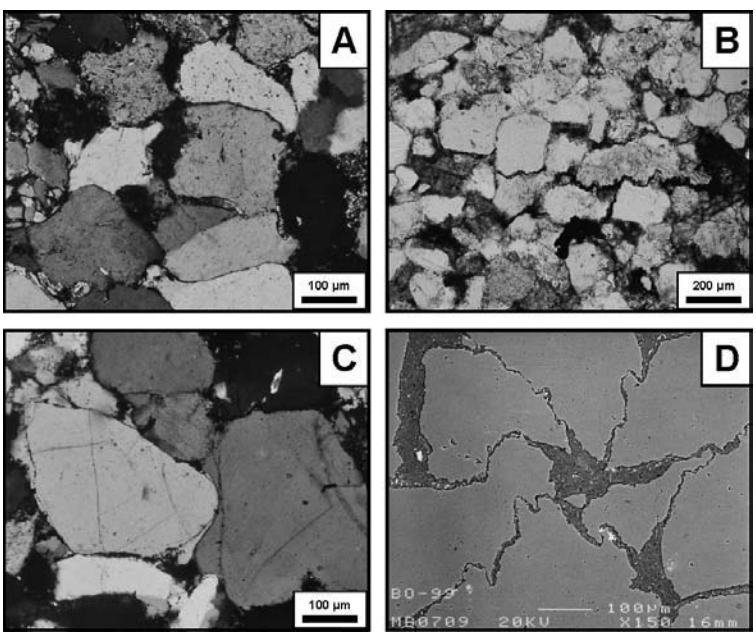


Figura 20.25. Aspectos de la compactación química en areniscas: A) Contactos concanvo-convexos en las areniscas del Buntsandstein de la cordillera Ibérica (luz transmitida, nicoles cruzados). B) Contactos estilolíticos en las areniscas siliciclásticas de las turbiditas del Grupo Hecho en el Pirineo (luz transmitida, nicoles paralelos). C) Compactación química afectando a los cementos de cuarzo en las areniscas del Pérmico de la cordillera Ibérica. D) Imagen en modo de electrones retrodispersados de matriz arcillosa infiltrada produciendo intensa corrosión sobre los granos detríticos de cuarzo (Fm. Khatatba, Western Desert de Egipto).

Compactación química

La compactación química o disolución por presión es el resultado de la disolución de los granos de cuarzo (fundamentalmente) en sus puntos de contacto, asociado, generalmente, con su reprecipitación sobre las superficies libres de los granos adyacentes. La compactación química, al igual que la mecánica, está inducida por la carga litostática y produce en los granos de cuarzo tipos de contacto largos, cóncavo-convexos y suturados. La presencia de micas, minerales de arcilla tipo ilita, y/o la materia orgánica, favorecen el proceso debido al agua que aportan, necesaria para la difusión de la sílice fuera de la zona de contacto (Weyl, 1959).

La existencia de los procesos de disolución por presión es confirmada por consideraciones físicas y químicas. Los principales puntos de controversia están en los factores que influencian y promueven este proceso, así como en el mecanismo por el cual ocurre. Cuando un sedimento es enterrado la presión de los sedimentos suprayacentes, y su consecuente compactación, facilita la migración de la solución de los poros, necesaria para la disolución por presión. Al aumentar la solubilidad, con el aumento de presión, se establecerá un gradiente decreciente de la concentración entre la zona del contacto del grano y el poro adyacente con menor presión; como consecuencia de ello comienza la difusión desde el contacto del grano hacia el poro (Berner, 1971). La velocidad de difusión está controlada por el tamaño del grano, la presión normal efectiva entre los granos, la constante de difusión en la película de agua, el espesor de la película, la concentración de arcilla y el coeficiente de presión de la solución (Blatt *et al.,* 1972).

Füchtbauer (1974) encontró que las areniscas arcillosas y micáceas del Buntsandstein y del Carbonífero superior de Alemania tenían más fenómenos de disolución por presión que las areniscas «limpias». Este hecho también ha sido observado en el Buntsandstein y Saxoniense de la cordillera Ibérica (Marfil y Buendía, 1980) donde, además, los contactos suturados típicos de disolución por presión están mejor desarrollados en los niveles de arcosas ricos en materia orgánica. En este caso los granos de cuarzo apa-

recen fuertemente elongados paralelamente a la estratificación, indicando la existencia de una fuerte disolución (figura 20.25).

Se han dado dos posibles explicaciones para el incremento de la disolución por presión en presencia de arcillas:

1. Liberación del K^+ de las arcillas (ilita) y reemplazamiento por H^+. Como resultado se elevaría la alcalinidad en las soluciones intersticiales, incrementándose la solubilidad de la sílice (Thomson, 1959).
2. La difusión de la sílice disuelta es favorecida por las películas de arcilla (Weyl, 1959). Este autor consideró que estas película a su vez podría contener miles de moléculas de agua que favorecerían la velocidad de difusión de la sílice (figura 20.26a). Evidencias teóricas y experimentales han dado la razón a la teoría de Weyl. En los experimentos simulados de procesos de disolución por presión en arenas de cuarzo se ha mostrado: *a*) que el agua es un requisito previo; *b*) los efectos de la disolución por presión se incrementan con la temperatura; *c*) la disolución por presión no es afectada por la composición del agua intersticial, y *d*) puede causar sobresaturación en espacios porosos libres como para poder precipitar de nuevo. A pesar de todo, aún existe la incertidumbre de cuál es la exacta ruta de escape para los iones disueltos. Durney (1978) realiza una revisión de las teorías e hipótesis que se han utilizado para explicar el fenómeno de presión-disolución-redeposición, encontrando que se pueden predecir variaciones continuas de la solubilidad alrededor de los granos sometidos a diferentes grados de presión.

La ecuación empleada para la disolución-precipitación sería:

$$R\,T_i = \frac{dc}{c}\,V_s\,dp$$

Donde:

R = cte. de los gases = 0,082 moles/e.
T = temperatura absoluta.
i = factor de disolución.
V_s = volumen molecular del sólido.
P = presión.

Esta ecuación depende sólo del volumen específico del sólido, con lo cual la magnitud del efecto es mucho mayor que aplicando los otros dos principios de Thomson y de Riecke.

Robin (1978) realizó una revisión excelente sobre las teorías que pueden explicar este proceso diagenético. Dicho autor propuso que, debido a que la presión litostática es mayor que la presión hidrostática, existe un gradiente de presión desde el punto de contacto hacia el poro, creándose un gradiente de potencial químico que permite la migración y precipitación de la sílice en las zonas libres de los poros (figura 20.26b). La conclusión más importante que se extrae de este trabajo es que la fuerza a lo largo del contacto de los granos es una función de la profundidad de enterramiento, tamaño y forma de los granos y del empaquetado de la arenisca.

Los trabajos posteriores de Tada y Siever (1986) y Tada *et al.* (1987), describen un mecanismo alternativo para la disolución por presión, donde la velocidad de difusión puede no ser el principal control del proceso. El mecanismo combina la deformación plástica y la disolución por presión sobre caras libres de los granos, siendo éste el proceso dominante en los experimentos realizados sobre cristales de halita. Estos autores llegan a la conclusión de que la velocidad

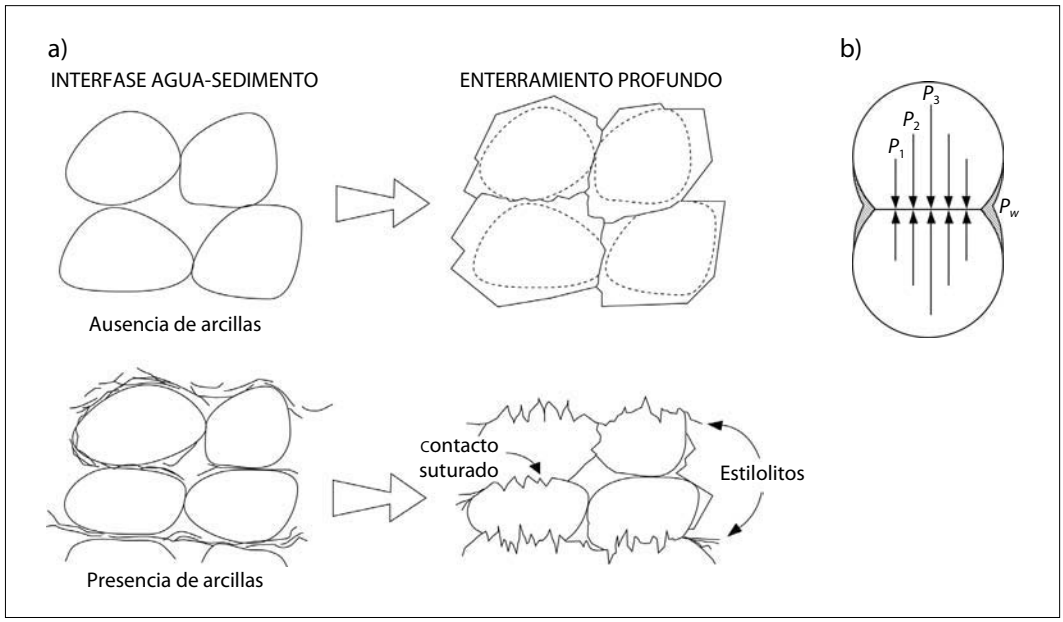


Figura 20.26. a) Importancia del contenido en arcillas y/o micas sobre la disolución por presión en granos de cuarzo. Cuando la arenisca es enterrada sin matriz arcillosa muestra desarrollo de sobrecrecimientos de cuarzo con ausencia de contactos suturados entre los granos. En contraste, las areniscas con un alto porcentaje en minerales de arcilla, muestran contactos suturados muy intensos y escasos sobrecrecimientos. Modificado de Wilson y Stanton, 1994. b) Interfase idealizada entre dos granos de cuarzo esféricos mostrando la distribución de la disolución por presión, tal como fue interpretada por Robin (1978). En el esquema, las presiones P_1 a P_3 en el contacto de los granos no son iguales, ni son iguales a la presión de los fluidos P_W. Las zonas de crecimiento secundario de cuarzo son las dibujadas en los espacios laterales rayados. Modificado de McLIreath y Morrow, 1990.

de difusión puede ser 2 o, incluso, 5 veces mayor para la suma de la deformación plástica y la disolución por presión, sobre caras libres, que para la difusión en una película de agua, como proponían anteriores investigadores.

Aunque el impacto de la composición detrítica sobre la estabilidad mecánica y química y, por tanto, sobre la diagénesis de enterramiento de las areniscas siliciclásticas es bien conocido (Bloch, 1994), la comparación entre la evolución diagenética y la capacidad como rocas reservorio de las arenitas híbridas y de las areniscas siliciclásticas asociadas en cuencas tipo *foreland,* han sido escasamente estudiadas. Asimismo, solo raramente se han integrado dichos estudios con las facies deposicionales y la evolución tectónica de la cuenca (p. ej., Spadafora *et al.,* 1998; Caja *et al.,* 2009).

Cementación

Junto con la compactación, es el proceso más importante que transforma un sedimento en roca sedimentaria (litificación). La consistencia de la roca se debe, en parte, al intercrecimiento de los cristales del cemento y también a las fuerzas atractivas entre las superficies de los mismos.

La precipitación de minerales a partir de soluciones intersticiales en areniscas fue reconocida por Sorby en 1880, llegando incluso a identificar crecimientos secundarios de cuarzo. Actualmente se conocen más de veinte especies de cementos, muchos de ellos arcillas o zeolitas que se han reconocido gracias al MEB (figuras 20.27 y 20.28).

Existen dos mecanismos generales para transferir por el sedimento grandes cantidades de sustancia mineral disuelta: *a*) mediante el movimiento de toda la masa del fluido a través de los

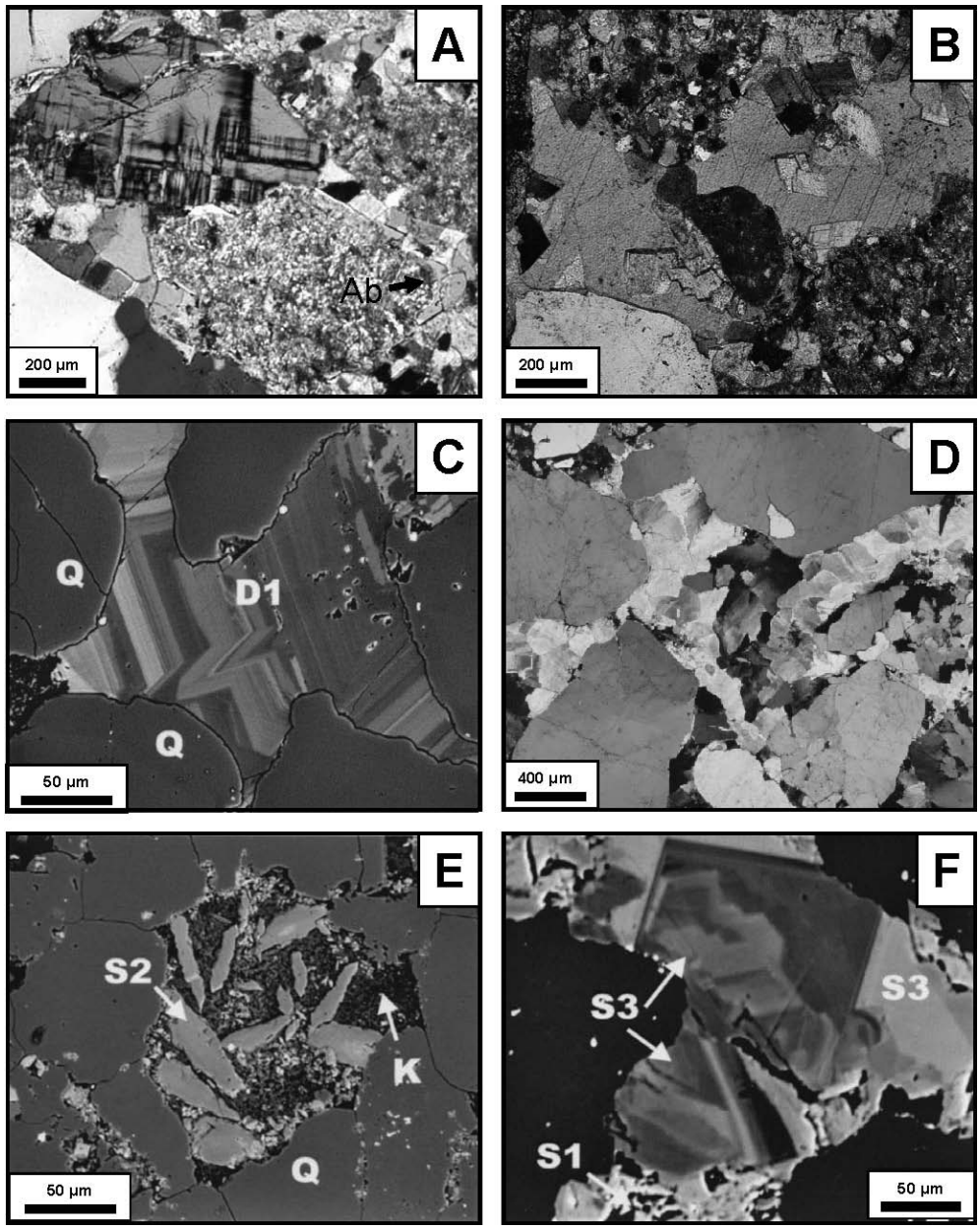


Figura 20.27. A) Sobrecrecimento de albita alrededor de una plagioclasa ilitizada en una arenisca turbidítica del Grupo Hecho, Pirineo (luz transmitida, nícoles cruzados). B) Dolomitas rómbicas parcialmente reemplazadas por calcita poiquilotópica en una arenisca turbidítica del Grupo Hecho, Pirineo (luz transmitida, nícoles cruzados). C) Imagen de electrones retrodispersados mostrando un zonado composicional en Fe y Mg en un cemento dolomítico eodiagentico de las areniscas de los almacenes cretácicos del Western Desert (Egipto). D) Extinción ondulante característica del cemento de dolomita *saddle* en las areniscas cretácicas de la cuenca del Maestrazgo (luz transmitida, nícoles cruzados). E) Concreción arcillosa reemplazada por sideritas lenticulares (S2) rodeadas por granos de cuarzo fuertemente compactados en las areniscas de los almacenes cretácicos de Western Desert (Egipto). F) Siderita con zonación compleja rica en Mg (S3) reemplazando a sideritas lenticulares ricas en Fe (S1).

poros, bajo los gradientes de presión, y *b*) como resultado de la existencia de gradientes de difusión, con lo cual partículas cargadas de tamaño iónico se mueven sin que necesariamente lo haga el agua.

Helfferich y Kachalsky (1970) presentaron un modelo matemático para explicar los procesos de precipitación mineral en los sistemas geológicos, suministrando una estructura general para los procesos puramente difusivos. Wood y Surdam (1979) analizan y desarrollan la expresión analítica propuesta por los autores anteriores y que puede ser adaptada a una gran variedad de condiciones geológicas. Wood y Surdam concluyen que el único mecanismo factible para la precipitación de mineral a partir de un fluido, bajo condiciones isoquímicas e isobáricas, es la colisión de dos, o más masas de flujos a contra corriente (movimiento de dos o más ondas de diferente composición, una hacia la otra, siendo debido este movimiento a difusión o flujo del fluido, o la combinación de ambos). Estos modelos matemáticos pueden

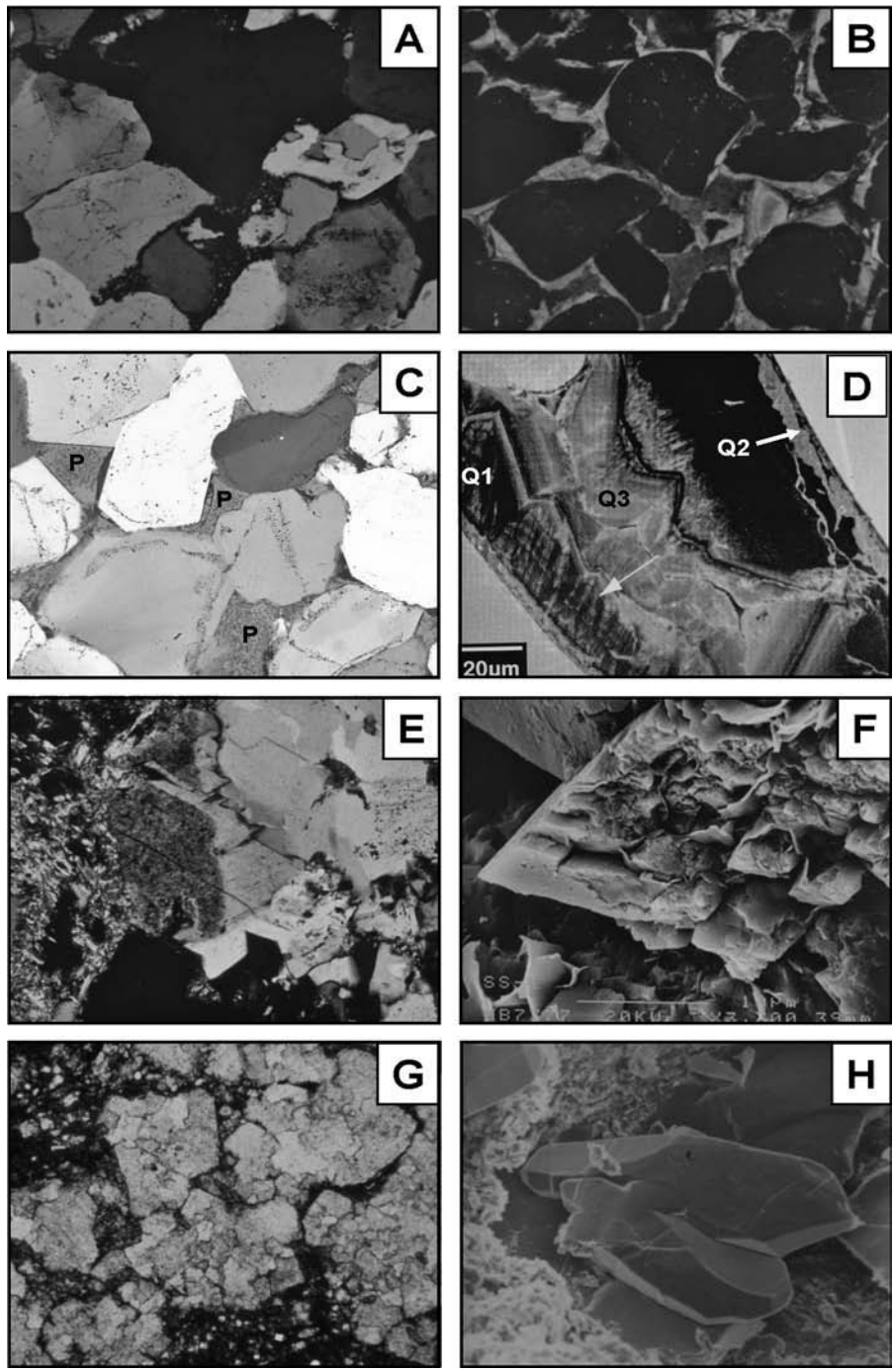


Figura 20.28. A) Cemento de cuarzo (nícoles cruzados) e imagen de cátodoluminiscencia. B) Donde se muestra la abundancia de sobrecrecimientos de cuarzo y la ausencia de contactos de disolución por presión. C) Cementos de cuarzo delimitados por inclusiones fluidas y porosidad primaria remanente (P) en las areniscas almacén del Cretácico de Egipto (nícoles cruzados). D) Imagen de cátodoluminiscencia adaptada a un microscopio electrónico de uno de los cementos anteriores mostrando las diferentes fases de precipitación (Rossi *et al.,* 2002). E) y F) Cemento de feldespato-K en arcosas del Buntsandstein de la cordillera Ibérica (luz transmitida, nícoles cruzados; imagen de microscopía electrónica de barrido, respectivamente). G) Cemento de analcima reemplazado por dolomita en las areniscas volcanoclásticas del Pérmico de la cordillera Ibérica. H) Imagen de microscopio electrónico de cristales de clinoptilolita reemplazando vidrios volcánicos en las areniscas anteriores.

aplicarse tanto a cementaciones como a la alteración vidrios y feldespatos a carbonatos, arcillas y zeolitas, tan comunes en rocas volcanoclásticas.

Pettijohn *et al.* (1972) hacen la generalización de que carbonatos y sílice son los cementos dominantes en areniscas. Probablemente este punto de vista va dirigido sobre todo a areniscas cratónicas, ricas en cuarzo del Paleozoico. Sin embargo, cuantos más estudios se van publicando sobre areniscas pobres en cuarzo, tales como arcosas y litoarenitas, volumétricamente dominantes en los bordes clásticos de los márgenes continentales, la importancia de las arcillas autigénicas y del cemento zeolítico va siendo mayor (figura 20.28g y h).

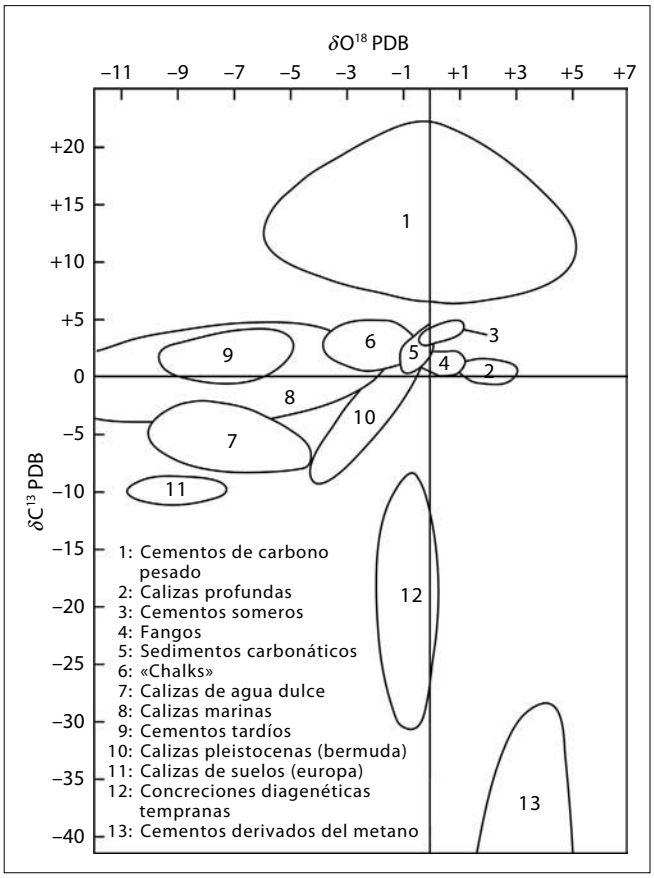


Figura 20.29. Distribución de la relación de isótopos C^{13} y O^{18} en sedimentos, rocas y cementos carbonatados. Modificado de Hudson, 1977.

a) Cementos carbonáticos

El *cemento carbonático* es muy común en los ambientes diagenéticos de las cuencas sedimentarias, provocando su precipitación barreras de baja permeabilidad para el flujo de los fluidos. Su importancia en los almacenes de petróleo ha conducido a analizar los factores que controlan su distribución, origen, momento de precipitación y de su posible disolución (Bjørlykke *et al.,* 1989).

Actualmente, gracias a la geoquímica de isótopos y a la catodoluminiscencia, se conoce bastante sobre la génesis de cementos carbonáticos en areniscas, así como de su etapa diagenética de formación y de la fuente de los carbonatos (Land y Dutton, 1978; Irwin *et al.,* 1977; Hudson, 1977; Land, 1984; Morad, 1998; Montañez *et al.,* 1997; figura 20.29).

Las fuentes del carbonato pueden ser biogénicas, cementos marinos muy tempranos, silicatos (plagioclasas y zeolitas) o derivarse del carbono orgánico (fases de descarboxilación termocatalítica de la materia orgánica). Las areniscas volcanoclásticas, o las rocas ígneas básicas, representan una fuente importante para el Ca^{2+}.

Los procesos de precipitación y disolución de carbonatos están controlados primeramente por las concentraciones relativas de CO_2 y de iones H^+ en las aguas intersticiales. La ecuación simplificada que muestra esta relación sería:

$$CO_2 + H_2O = H_2CO_3 = H^+ + HCO_3^-$$

$$Ca^{2+} + HCO_3^- = CaCO_3 + H^+$$

Como el agua de mar está saturada con respecto al carbonato cálcico (aragonito o calcita), los cementos tempranos de calcita son frecuentes en areniscas depositadas en ambientes marinos abiertos (Bjørlykke, 1988 y Brenner, 1989). Su origen puede deducirse de los isótopos del oxígeno, carbono o estroncio (Morad *et al.,* 1995). Las reacciones de precipitación y disolución de carbonatos continúan siendo importantes en el régimen de compactación, donde la materia orgánica es la mayor fuente para el H^+ y CO_2 en muchos depósitos detríticos. Los ácidos derivados de la maduración del kerógeno son muy importantes en reacciones que involucran a granos y cementos silíceos y carbonáticos (Bjørlykke, 1988; Crossey *et al.,* 1986; Surdam *et al.,* 1984, 1989). Estos últimos autores sugieren que los cementos carbonáticos se generan en condiciones de baja temperatura, mediante la destrucción por bacterias de los ácidos carboxílicos de cadenas cortas. Estas reacciones tienen lugar bajo concentraciones pobres de SO_4^{2-}, lo cual aumenta la P_{CO2} y el pH como *buffer*. En condiciones similares, pero a alta temperatura, pueden producir estos cementos, a través de la degradación termal de los ácidos carboxílicos de cadena corta.

Morad (1998), relacionando los distintos ambientes deposicionales con los minerales carbonáticos precipitados y sus datos isotópicos, realiza una clasificación geoquímica de los cementos y distingue entre carbonatos óxicos, subóxicos, de ambientes de sulfato reducción bacteriana, metanogénesis microbiana y relacionados con la descarboxilación térmica de la materia orgánica (figura 20.30).

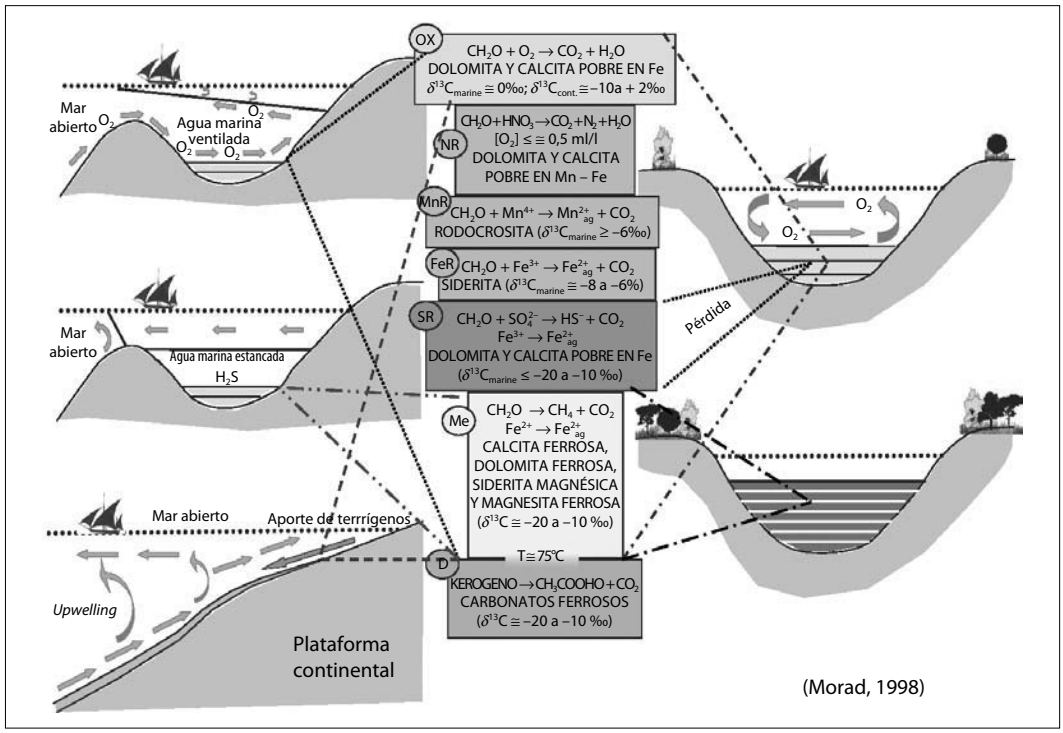


Figura 20.30. Zonas geoquímicas para las interacciones orgánicas-inorgánicas que se producen durante el enterramiento progresivo en sedimentos siliciclásticos marinos y continentales en varios ambientes deposicionales. Modificado de Morad, 1998.

La *dolomita* es un cemento que precipita en cantidades relativamente pequeñas en ambientes marinos, principalmente en la zona de reducción de sulfatos. Puede presentar una textura de sobrecrecimiento en granos detríticos de dolomita o también como reemplazamiento de precursores calcíticos y aragoníticos (Morad, 1998). La precipitación de *dolomita «saddle»* (figura 20.27d), tanto en rocas carbonáticas como en areniscas, está frecuentemente asociada a almacenes de petróleo, paleoacuíferos y mineralizaciones de sulfuros de tipo *Mississippi-Valley* (MVT). Estos ambientes requieren fuertes condiciones reductoras, que se dan en ambientes diagenéticos profundos, llegándose a considerar este tipo de dolomita como un geotermómetro semicuantitativo fiable (Spötl y Pitman, 1998). La dolomita *saddle* se caracteriza por presentar una textura de grandes cristales idiomorfos, con caras curvas y una extinción ondulante. El término dolomita *saddle* (Radke y Mathis, 1980) es el más aceptado, aunque inicialmente fue llamada «dolomía barroca» (Folk y Assereto, 1974; Bates y Jackson, 1987). Otros términos que también han sido utilizados en la literatura son *white-sparry dolomite* (Beales, 1971), «cemento dolomítico ferroso» (Leach *et al.,* 1991), «dolomita ganga» (Ebers y Kopp, 1979) o «dolomita hidrotermal» (Goldberg y Bogoch, 1978). Por estas razones, frecuentemente se le atribuye un origen hidrotermal, aunque Machel y Lonnee (2002) consideran que una fase es «hidrotermal» siempre que se pueda demostrar que fue formada a una temperatura mayor que la de la roca donde precipitó (> 5-10 °C), sin que implique esto una fuente determinada del fluido.

La *siderita* puede formarse en ambientes deposicionales y diagenéticos muy variados, incluyendo desde aguas marinas, salobres y meteóricas (Rezaee y Schulz-Rojahn, 1998). La precipitación de siderita está controlada, además de por la variabilidad de las facies sedimentarias en los ambientes marinos y fluvio-deltaicos de las areniscas, por las condiciones geoquímicas de la eodiagénesis, que oscilan entre subóxicas y fuertemente reductoras. Normalmente, la precipitación de siderita suele producirse en varias etapas. La siderita más temprana se ca-

racteriza por presentar una textura esferulítica, fibroso radial y de cristales aciculares, ser rica en Fe y Mn, con un bajo contenido en Ca y Mg, y suele estar relacionada con un ambiente de sedimentación continental y con presencia de materia orgánica terrestre (Mozley, 1989; Morad *et al.,* 1996). Posteriormente, la siderita que precipita durante las primeras etapas de la mesodiagénesis tiene valores intermedios en Mg y relativamente altos de Mn y está relacionada con los fluidos de compactación, así como con aportes de aguas meteóricas de la etapa telodiagenética. Estas dos generaciones de siderita previa, pueden llegar a ser reemplazadas en profundidad por una siderita caracterizada por un zonado muy complejo que reflejaría las progresivas disoluciones y los cambios en la composición de los fluidos, con un enriquecimiento progresivo en Mg (figura 20.27e y f).

Los cementos carbonáticos en areniscas también pueden aparecer rellenando fracturas. La mayor parte de la deformación tectónica, tanto dúctil como frágil, tiene lugar en condiciones de temperaturas elevadas, durante la diagénesis tardía y normalmente, estos cementos son de dolomita *saddle*. El uso de microscopía con fluorescencia en ocasiones puede revelar la presencia de bitumen en las fracturas y en los cementos que la están rellenando (Milliken, 2003).

***b*) Cemento de cuarzo**

Durante muchos años se ha pensado que la principal fuente de sílice para los cementos eran los fenómenos de disolución por presión, que tenían lugar durante la diagénesis de enterramiento. Después del éxito de los estudios realizados con catodoluminiscencia (Sibley y Blatt, 1976; Ramseyer *et al.,* 1989) y otros trabajos experimentales (Renton *et al.,* 1969; Sprunt y Nur, 1976, 1977a y b), se tienen dudas sobre la importancia de este proceso, sobre todo en areniscas que han sufrido enterramientos someros. Pittman (1979), haciéndose eco de esta duda, pasa revista a una serie de posibilidades para la generación de este cemento:

1. Disolución de ortopizarras silíceas subyacentes.
2. Hidratación de vidrios volcánicos.
3. Disolución incongruente de los feldespatos.
4. Reemplazamiento de silicatos por carbonatos.
5. Disolución de radiolarios, diatomeas y esponjas.
6. Disolución de cuarzo eólico en arenas desérticas.
7. Precipitación a partir de aguas subterráneas percolantes.
8. Precipitación directa del agua del mar.
9. Diagénesis de los minerales de arcilla, por ejemplo: transformaciones de esmectitas a ilita.

En opinión de Pittman, para areniscas asociadas a cuencas cratónicas, parece ser que las fuentes más lógicas serían: la disolución por presión, diagénesis de los minerales de la arcilla, reemplazos de silicato por carbonato y/o alteración de los feldespatos. Por otra parte, para areniscas de zonas de arcos islas (litoarenitas), aunque el cemento silíceo no es tan común, la fuente de la sílice debería ser: la diagénesis de los minerales de arcilla, la alteración de vidrios volcánicos, el reemplazamiento de silicatos, la disolución de organismos silíceos y/o disolución de ortopizarras silíceas.

En resumen, Pittman (1979), al igual que Blatt (1979), sugieren que la disolución por presión es una fuente de sílice importante pero no la fundamental para la cementación como se puede observar en los ejemplos de la figura 20.28a, b, c y d. De todas formas, se deben de llevar a cabo más estudios de catodoluminiscencia sobre areniscas de grano fino, porque las observaciones petrográficas y los datos experimentales demuestran que la disolución por presión aumenta con el decrecimiento del tamaño del grano.

c) El cemento de feldespato-K y de zeolitas en arcosas y areniscas volcanoclásticas

El cemento de feldespato-K precipita en areniscas depositadas en ambientes marinos a transicionales, como sucede en las areniscas arcósicas de facies Buntsandstein de la cordillera Ibérica (Marfil *et al.,* 1996; Morad *et al.,* 2003). Puede presentar una textura de sobrecrecimiento alrededor del grano detrítico de feldespato-K (figura 20.28e y f). Mediante el microscopio de luz trasmitida este cemento se caracteriza por no presentar maclado, tener un aspecto anubarrado debido a la presencia de vacuolas y pequeñas inclusiones, y, frecuentemente, presenta extinción en parches o tabular. Otros criterios que permiten reconocer los sobrecrecimientos de feldespato-K son: la alta pureza en su composición química analizada mediante microsonda electrónica, la ausencia de catodoluminiscencia, ya que los feldespatos-K detríticos suelen presentar colores de luminiscencia azul brillante (Kastner y Siever, 1979), elevados valores isotópicos en ^{18}O, y la tinción diferencial del feldespato detrítico frente al autigénico.

Muchos de los minerales de las facies zeolíticas que eran indicativos de altas presiones y temperaturas, como la laumontita, cuyas temperaturas de formación podían ser de alrededor de 300 °C, se pueden encontrar también como cemento y/o reemplazamiento en areniscas cuyas temperaturas diagenéticas no han pasado de 50 °C. Parece ser que esto es debido a que muchos otros factores, además de *P* y *T*, controlan su mineralogía. Entre estos factores se han citado: composición original de las rocas, velocidad de reacción y cinética de la nucleación, permeabilidad, actividad del Ca, Na, K y SiO_2 en los fluidos de los poros, PCO_2, pH, salinidad, etc. (Boles y Coombs, 1977; Surdam y Boles, 1979).

Las areniscas volcanoclásticas son particularmente susceptibles a la neoformación de zeolitas (figura 20.28g y h), si bien algunas de ellas se puede formar también en arcosas marinas en ausencia total de detritos volcánicos. De acuerdo con Steward y McCulloh (1977), los reservorios arcósicos de petróleo son particularmente susceptibles de cementarse o reemplazarse sus minerales detríticos por laumontita. Las condiciones óptimas para su formación, según estos autores, serían: unos 120 °C y 300 bares, en presencia de aguas con 17.000 a 20.000 ppm de NaCl y un pH próximo a 7.

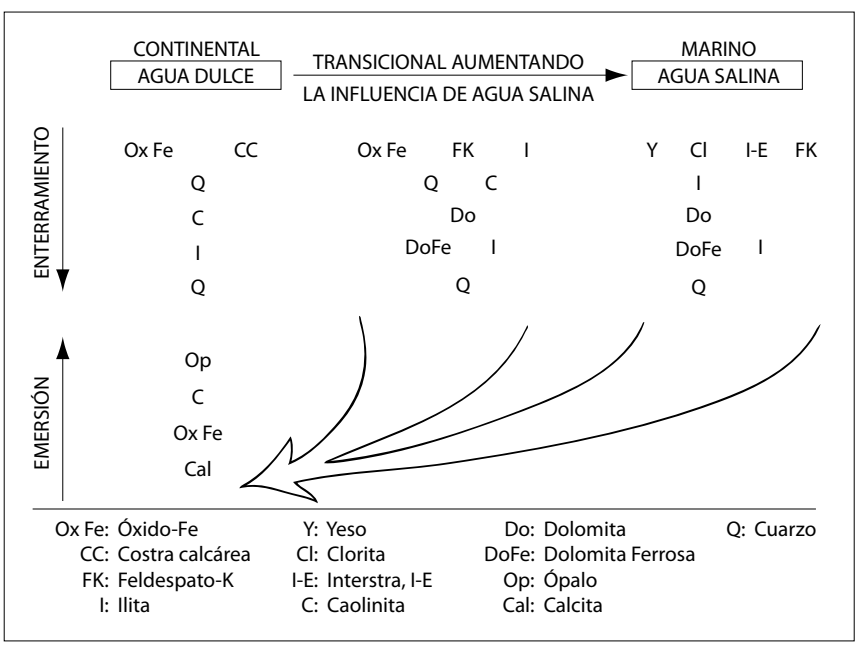


Figura 20.31. Secuencia de cementos en relación con las distintas facies deposicionales en las areniscas de las facies Buntsandstein de la cordillera Ibérica. Modificado de De la Peña *et al.,* 1983.

Las zeolitas también pueden formarse en etapas muy tempranas de la diagénesis como resultado de la transformación de vidrios volcánicos y feldespatos. Al ser éstas unas reacciones de hidratación, las zeolitas cementantes y reemplazantes ocuparán más volumen que los reactantes, y contribuirán a la destrucción de la porosidad inicial de las areniscas volcanoclásticas (Marfil *et al.,* 1987-1988).

Finalmente, un ejemplo de secuencia de cementos, en relación con la naturaleza de las aguas intersticiales (continentales o marinas) y la profundidad de enterramiento, es el descrito por De la Peña *et al.* (1983) para las areniscas del Buntsandstein de la cordillera Ibérica (figura 20.31) o la secuencia de procesos diagenéticos durante el enterramiento, así como, con

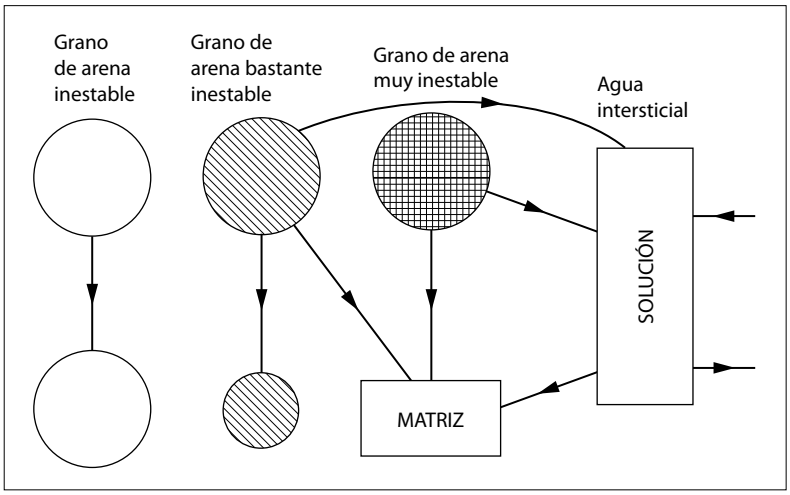


Figura 20.32. Diagrama mostrando el supuesto origen diagenético de la matriz de las grauvacas. Modificado de Cummins, 1962.

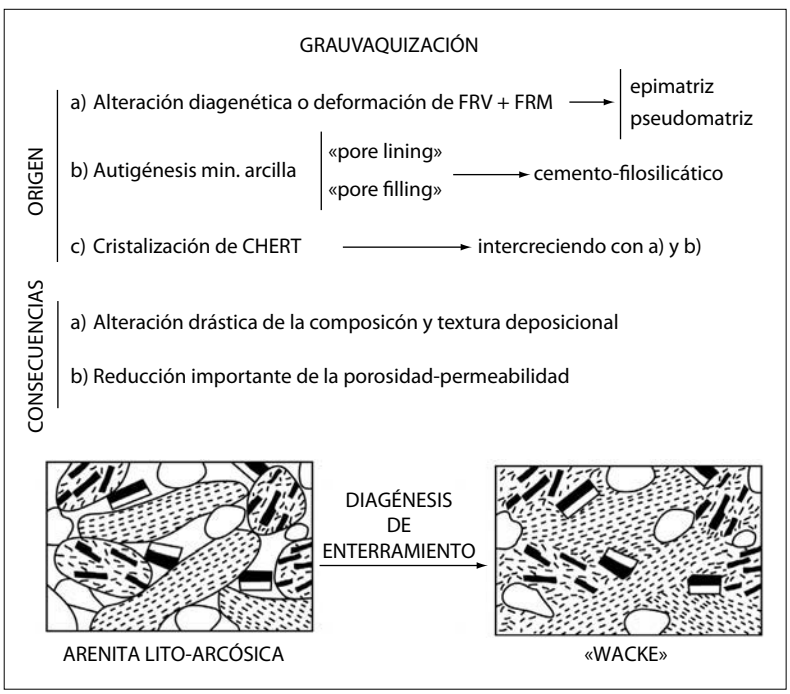


Figura 20.33. Diagrama mostrando los procesos que conducen a la grauvaquización de las areniscas volcanoclásticas y sus consecuencias aplicado a las areniscas volcanoclásticas del Pérmico de la cordillera Ibérica. Modificado de Soriano *et al.,* 1981.

la etapa de emersión, para las areniscas almacén del Campo de Salam, del Western Desert en Egipto (figura 20.3a y b).

d) Grauvaquización y origen del cemento filosilicático

El grupo de areniscas peor conocido hasta la actualidad, debido a su complejidad, es el de las grauvacas. Probablemente por el empeño de algunos autores en utilizar a la matriz arcillosa como único criterio de clasificación. Por ello, durante años han existido muchas confusiones debido a las dificultades que entrañaba el interpretar su origen, textura, mineralogía y otras características petrográficas. Ya Cummins (1962) revolucionó las ideas existentes sobre el origen de las grauvacas, demostrando que gran parte de su matriz era un producto de alteración diagenética de los fragmentos de roca lábiles (figura 20.32). Muchos autores posteriormente han comprobado esta teoría (Kuenen, 1966; Hawkins y Whetten, 1969; Brencheley, 1969; Lovell, 1972; Reimer, 1972; Galloway, 1974; Marfil y De la Peña, 1980; figura 20.33). Dickinson (1970) ha contribuido enormemente a resolver e interpretar el origen de las grauvacas, identificando la procedencia de su matriz. Wilson y Pittman (1977) dividen los minerales arcillosos presentes en las areniscas en alogénicos o heredados y autigénicos o neoformados, discutiendo los criterios más idóneos para diferenciarlos; basándose en su composición, morfología, textura y distribución. Asimismo, reconocen la existencia de gran cantidad de matriz infiltrada.

Con parte de las ideas de estos autores, Arribas (1986) realiza un esquema de los diferentes tipos de matrices y/o cementos filosilicáticos, intentando dar una visualización al origen y evolución de estos componentes intersticiales (figura 20.34).

Los *clay rim* arcillosos son productos diagenéticos tempranos, extremadamente importantes para predecir la evolución de los procesos diagenéticos más tardíos (figura 20.35a, b y c). Cuantitativamente son poco representativos, pero cualitativamente tienen la capacidad de influir sobre la evolución de la porosidad en los almacenes, reduciendo, por ejemplo los *clay rim* de clorita (figura 20.35C), la posibilidad de formación de cementaciones silíceas tardías y los procesos de disolución por presión, generalmente asociados. El material precursor de los *clay rim* de clorita son esmectitas y/o óxidos de Fe. Los *coatings* arcillosos y/o ferruginosos son el

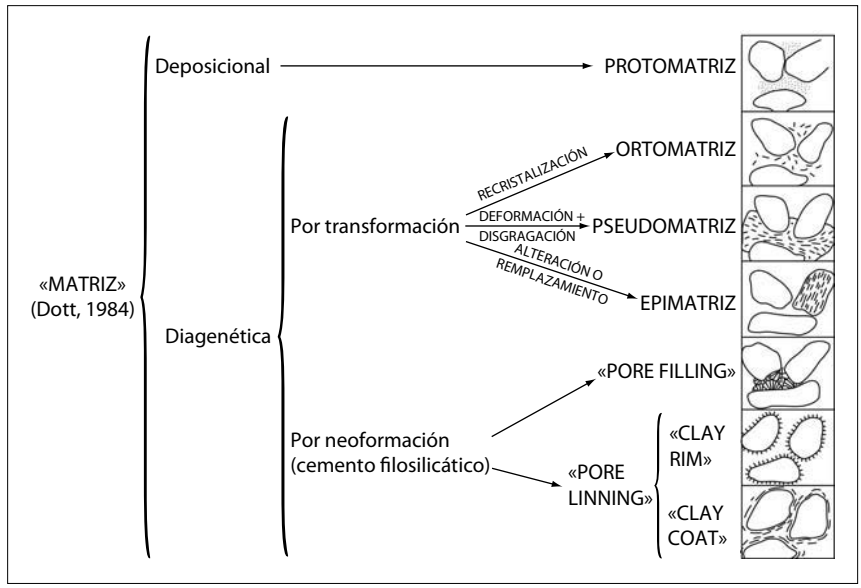


Figura 20.34. Tipos de matrices y/o cementos filosilicáticos en función de su origen y evolución (Arribas, 1986).

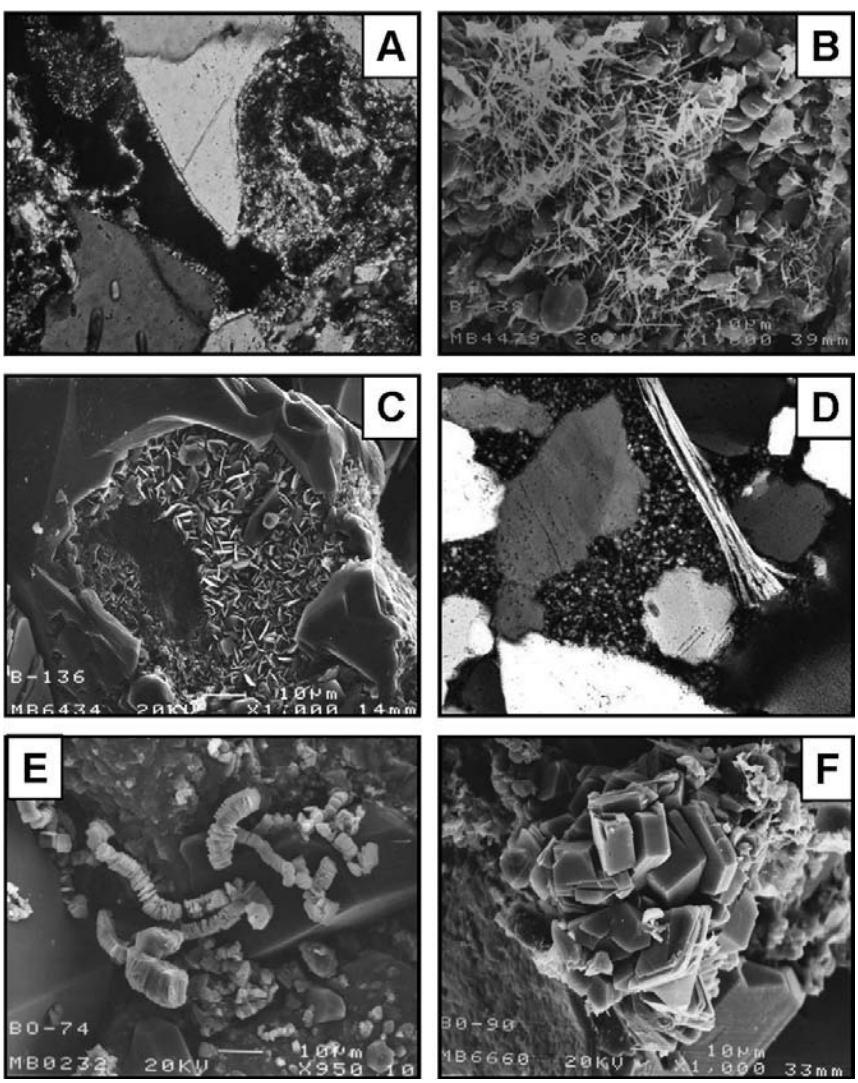


Figura 20.35. A) *Clay rim* de ilita en las areniscas del Pérmico de la cordillera Ibérica (luz transmitida, nícoles cruzados). B) Detalle al microscopio electrónico de barrido de las fibras de ilita que reemplazan y cementan a las arcosas del Buntsandstein de la cordillera Ibérica. C) Imagen del *clay rim* de clorita precediendo al cemento sintaxial de cuarzo en las areniscas anteriores (microscopía electrónica de barrido). D) *Pore-filling* de caolín e incipiente reemplazamiento de la moscovita (luz transmitida, nícoles cruzados). E) Imagen de microscopio electrónico de barrido de vermículos de caolinita parcialmente reemplazados por *dickita* precipitados sincrónicamente con el cemento de cuarzo. F) Detalle de cemento de cristales con morfologías *blocky* de *dickita* (microscopía electrónica de barrido). B), C), D), y F) Minerales de arcilla que cementan las areniscas almacén del Cretácico del *Western Desert* de Egipto.

resultado de la infiltración de arcilla o de reacciones químicas (p. ej., hidratación de minerales máficos o vidrios volcánicos).

En los regímenes de flujos de compactación y termobáricos se pueden generar cementos silíceos y carbonáticos como consecuencia de la diagénesis de arcillas (Galloway, 1984; Moncure *et al.,* 1984; Bjørlykke, 1988; Molenaar, 1989 y Surdam *et al.,* 1989). La esmectita, debido a su carácter expansible, al someterse a altas temperaturas durante el enterramiento, se transforma en ilita y caolinita. Esta conversión libera hierro de las posiciones octaédricas (Boles y Franks, 1979) y, en consecuencia, produce una transferencia de electrones. La oxidación de la materia orgánica en las ortopizarras suministra un donante de electrones adecuado (Crossey *et al.,* 1986). Estos autores observaron que existe una coincidencia entre el ordenamiento del interestratificado I-E y el máximo de abundancia de ácidos orgánicos, a aproximadamente 28% de expansibilidad. Por tanto, los ácidos orgánicos y los compuestos de hierro, liberados durante el enterramiento de un depósito detrítico, pueden producir alteraciones diagenéticas importantes, tales como la disolución de granos o la precipitación de cementos ricos en hierro (ankerita, clorita, etc.).

La alteración de feldespatos a caolín en areniscas puede producirse en una gran variedad de condiciones: durante la exposición subaérea, a profundidades menores de 1 km, por influjo de aguas meteóricas, y a mayores profundidades (2-4 km), por interacción con aguas ácidas relacionadas con la maduración de la materia orgánica (Curtis, 1983; Surdam *et al.,* 1989).

El *pore-filling* de caolinita-dickita es a veces posterior o sincrónico con el cemento de cuarzo (figura 20.35e y f), en ocasiones se reemplaza por ilita, clorita y se impregna de bitumen. Sus cristales adquieren morofología *blocky* y se transforman en *dickita*. Este cemento precipita durante la mesodiagénesis madura relacionado, probablemente, con los ácidos orgánicos o el CO_2 de la roca madre intercalada (Hayes y Boles, 1992; Lanson *et al.,* 1996; Marfil *et al.,* 2003). Según las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas de los cementos de cuarzo en los almacenes del Western Desert en Egipto (Marfil *et al.,* 2000), para 3.000 m de profundidad, las temperaturas de precipitación de dickita estarían entre 125-130 °C, puesto que la dickita es posterior o coetánea con el cuarzo. De estos datos se deduce que la dickita en estos almacenes se formaría a temperaturas superiores a las de los límites encontrados en los del mar del Norte (80-130 °C; Ehrenberg *et al.,* 1993; McAulay *et al.,* 1993, 1994). Para los autores anteriores y para Morad *et al*. (1994), la transformación de caolinita en dickita es un mecanismo disolución-reprecipitación. Por su parte, Lanson *et al*. (1996) sugieren que puede ser un proceso en dos etapas, consistente en una transformación en estado sólido sin cambio morfológico, seguido de una reacción de disolución-precipitación, con reemplazamiento de caolinita vermicular por cristales de dickita. La distribución de los polimorfos en profundidad y el incremento en el espesor de los cristales de caolín en los *pore-filling* (figura 20.35f) muestra que la transformación de caolinita a dickita tiene lugar durante un período de tiempo prolongado, similar al de la conversión de esmectita a ilita (Perry y Hower, 1970). Para Ehrenberg *et al.* (1993) y Morad *et al*. (1994), la cinética de la transformación caolinita-dickita depende de la naturaleza y textura del material inicial, siendo los agregados de vermículos microporosos, en los feldespatos caolinitizados, más favorables para la dickitización que las micas caolinitizadas, con una microfábrica mucho más densa. Por lo tanto, existe una tendencia en el incremento del tamaño de los cristales y de la abundancia de dickita con la profundidad en las areniscas. Sin embargo, el caolín no muestra ningún cambio progresivo en su morfología en las lutitas, ni en areniscas con baja permeabilidad ricas en cemento o matriz, lo que sugiere que la transformación caolinita-dickita ocurre en sistemas diagenéticos abiertos (Marfil *et al.,* 2003).

Una gran cantidad y variedad de ejemplos de la importancia del origen, diagénesis y propiedades petrofísicas de los minerales de arcilla como cemento de areniscas puede encontrarse

en Houseknecht y Pittman (1992) y Worden y Morad (2003). Como resumen, en la tabla 20.4 figuran algunos de los cementos y reacciones más comunes que tienen lugar en la diagénesis de enterramiento, con sus rangos de temperatura.

Profundidad (km)	ΔT (°C)	Porosidad (%)	Zonas diagenéticas (minerales neoformados)
0,0005			1. Oxidación. 2. Reducción de sulfatos: Pirita, calcita, dolomita (carbonatos bajos en Fe y enriquecidos en C^{12}). ¿Caolinita? ¿Fosfatos?
0,01	0,2	80	3. Fermentación: Carbonatos ricos en Fe, calcita, dolomita, ankerita, siderita enriquecidos en C^{13}.
1	28	31	4. Descarboxilación: Siderita.
2,5	69	21	5. Formación de hidrocarburos: a) Petróleo-húmedo. b) Metano-seco. Montmorillonita a ilita: a) Desordenada. b) Ordenada.
7	192	9	6. Metamorfismo: a) 200 °C clorita. c) 300 °C mica, feldespato, ¿epidota?

Tabla 20.4. Zonas diagenéticas para sedimentos arcillosos marinos en relación con la profundidad de enterramiento. Modificado de Curtis, 1977.

Reemplazamientos

Este proceso se produce cuando un mineral nuevo reemplaza (lo que supone un cambio de mineralogía) a otro preexistente *in situ*. Los reemplazamientos pueden ser:

- Neomórficos: donde el nuevo grano es la misma fase que el grano preexistente, o es un polimorfo de él (p. ej., en la albitización un grano se reemplaza por una plagioclasa con mayor contenido en Na).
- Pseudomórficos: donde el grano preexistente se reemplaza con un nuevo mineral, pero la forma del cristal relicto es conservada (figura 20.28g).
- Alomórficos: una fase preexistente es reemplazada con una fase nueva con una nueva forma cristalina.

Aunque existe una gran variedad de fases reemplazantes, la dolomita, el ópalo, el cuarzo y la ilita son las más importantes.

En ocasiones, se pueden llegar a conservar las texturas deposicionales y las microestructuras de los granos o cementos transformados. Los procesos de reemplazamiento más frecuentes en la diagénesis de las rocas clásticas son, por un lado, los que afectan a mineralogías carbonáticas como dolomitización o dedolomitización y, por otro lado, los que implican a composiciones no carbonáticas como silicificación, albitización, glauconitización, ferruginización, fosfatización o yesificación.

Durante la diagénesis tardía, a temperaturas relativamente elevadas, las fases autigénicas que precipitan inducen la disolución de las fases adyacentes anteriores. En estos casos, el re-

emplazamiento se dice que es agresivo y típicamente presenta caras cristalinas euhedrales adyacentes al cristal disuelto (Milliken, 2003).

El *reemplazamiento de cuarzo por calcita* es una reacción comúnmente observada en la diagénesis de areniscas. En algunos casos, la disolución del cuarzo y la precipitación de calcita son dos eventos separados, reflejando dos regímenes temporales de fluidos. En otras ocasiones, es un proceso casi simultáneo que evita el colapso del cuarzo remanente. Weyl (1959) describió que muchas de las reacciones de disolución-precipitación tenían lugar dentro de una delgada lámina de agua de menos de 1 μm de espesor, permitiendo la difusión del H_4SiO_4 fuera de la superficie de disolución y la entrada de los iones Ca^{2+} y HCO_3^-, necesarios para la precipitación de calcita, desde el agua intersticial de la roca.

Pettijohn *et al.* (1987) desarrollan las ideas de Weyl, sugiriendo que para que la disolución tenga lugar la concentración de H_4SiO_4 deberá ser más alta en la película de agua que en el agua del sistema poroso abierto, con lo que el H_4SiO_4 se difundirá hacia este sistema poroso. Por otro lado, la concentración de Ca^{2+} y HCO_3^- deberá ser más alta en los fluidos del sistema poroso, permitiendo que estos iones se difundan a la película de agua.

El producto de las actividades de los dos iones dará una K_{eq} mayor de $10^{-8,35}$, ya que la calcita precipita de acuerdo con la ecuación:

$$Ca^{+2} + 2HCO_3^- = CO_3Ca + H^+ + HCO_3^-$$

Asimismo, los iones H^+ también se difundirán fuera de la película, hacia el sistema poroso abierto. El problema que se plantea con este mecanismo es que se tiene que transportar un gran volumen de material en un tiempo geológico relativamente limitado. Por ello, sin conocer las posibles velocidades de difusión, no se debería predecir la extensión del reemplazamiento de cuarzo por calcita u otro proceso similar de reemplazamiento.

La *albitización* diagenética de feldespatos en arcosas continentales y marinas es un proceso reconocido en un gran número de cuencas sedimentarias (Kastner y Siever, 1979; Morad *et al.,* 1990, 2000). El proceso de albitización está controlado por la temperatura, la química del agua de formación y por las reacciones cinéticas del sistema diagenético (Boles, 1982; Aagaard *et al.,* 1990; Morad *et al.,* 1990, 2000). La albitización de los feldespatos potásicos está controlada por la relación a^+_{Na}/a^+_k y por el pH de las aguas de formación. La actividad de K^+ está fuertemente relacionada con la ilitización de la caolinita (Morad, 1986; Morad *et al.,* 1990):

$$\underset{\text{feldespato-K}}{2KAl_3Si_3O_8} + \underset{\text{caolinita}}{2{,}5Al_2Si_2O_5(OH)_4} + Na^+ =$$

$$\underset{\text{albita}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{ilita}}{2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{cuarzo}}{2SiO_2} + 2{,}5H_2O + H^+$$

o mediante la siguiente ecuación, si la sílice se conserva entre los feldespatos y los minerales de la arcilla (Egeberg y Aagaard, 1989):

$$\underset{\text{feldespato-K}}{KAl_3Si_3O_8} + \underset{\text{caolinita}}{1{,}5Al_2Si_2O_5(OH)_4} + Na^+ =$$

$$\underset{\text{albita}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{ilita}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 1{,}5H_2O + H^+$$

De esta forma, la disponibilidad de «sumideros» para los iones liberados de la reacción de albitización, tales como el K^+ en la ilita, es esencial para que la reacción pueda darse de una

forma continua (Morad *et al.,* 2000). La temperatura a la que se produce la albitización del feldespato potásico coincide con la temperatura a la que se da la ilitización de la caolinita y la esmectita (70-80 °C) en las areniscas y en las arcillas intercaladas (Aagaard *et al.,* 1990; Morad *et al.,* 1990, 2000).

Asimismo, es necesaria una fuente del Na^+ y la incorporación de los iones liberados en los minerales diagenéticos asociados, tales como K^+ en la ilita, para que se produzca la albitización de un volumen considerable de feldespatos detríticos. Este hecho es particularmente importante en el caso de la albitización de feldespatos potásicos ya que en la albitización de plagioclasa se libera Ca^{2+} que puede precipitar de forma relativamente fácil como carbonatos para los valores de PCO_2 existentes en la mayoría de las cuencas (Boles, 1982; Morad *et al.,* 1990). Además, la mayor sensibilidad de la plagioclasa para albitizarse se debe a que tiene una estabilidad termodinámica menor que, por ejemplo, la microclina (Aagaard *et al.,* 1990; Morad *et al.,* 1990).

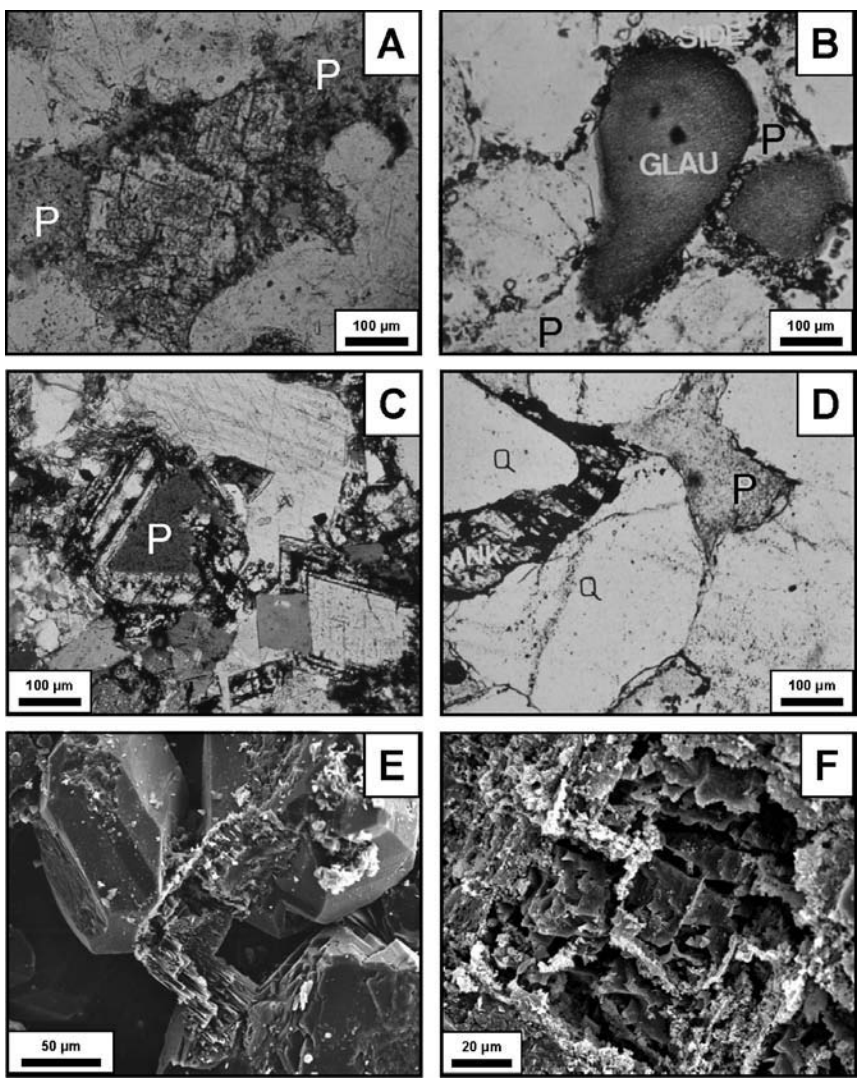


Figura 20.36. A) Porosidad secundaria originada por disolución de dolomita que reemplaza granos del esqueleto (nícoles paralelos). B) Porosidad primaria remanente y secundaria intergranular originada por la disolución de cemento de siderita que rodea un grano intracuencal de glauconita (nícoles paralelos). C) Porosidad secundaria móldica de cristales de dolomita-ankerita. Areniscas turbidíticas del Grupo Hecho, Pirineo. D) Cuarzoarenita con porosidad secundaria por disolución parcial de cemento-reemplazamiento de ankerita. E) y F) Detalles al microscopio electrónico de barrido de la porosidad secundaria por disolución parcial de feldespatos. D), E) y F) Son ejemplos de la porosidad en las areniscas almacén del Cretácico del *Western Desert* de Egipto.

Las principales evidencias que permiten atribuir un origen diagenético a la albitización según Kastner y Siever (1979) son: i) la ausencia de sericita y epidota, que aparecen típicamente en feldespatos albitizados de origen hidrotermal; ii) la presencia de sobrecrecimientos alrededor de los feldespatos (figura 20.27a); iii) la presencia de numerosos cristales de albita euhedrales, alineados paralelamente que pueden llevar asociada una gran microporosidad intercristalina; iv) la delicada textura del esqueleto de un feldespato potásico o plagioclasa albitizada que no podría haber sobrevivido a los procesos de erosión y transporte desde un área fuente; v) la composición química pura en Na (Ab > 99,9%), y vi) ausencia de catodoluminescencia.

Disolución: porosidad secundaria

La porosidad secundaria se puede definir como la que se genera durante la diagénesis, fundamentalmente durante la mesodiagénesis y la telodiagénesis. La formación de porosidad secundaria en areniscas por disolución, tanto de los minerales o fragmentos de roca del esqueleto como de su cemento (figura 20.36), fue señalada por investigadores rusos hacia los años sesenta. Pero no es hasta los trabajos de Schmidt y McDonald (1979), Hayes

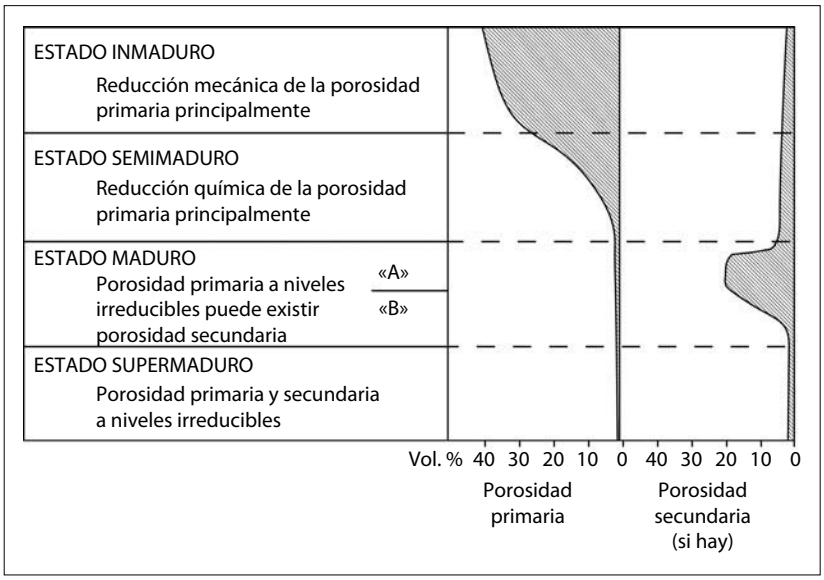


Figura 20.37. Etapas de mesodiagénesis y evolución de la porosidad en areniscas. Modificado de Schmidt y McDonald, 1979.

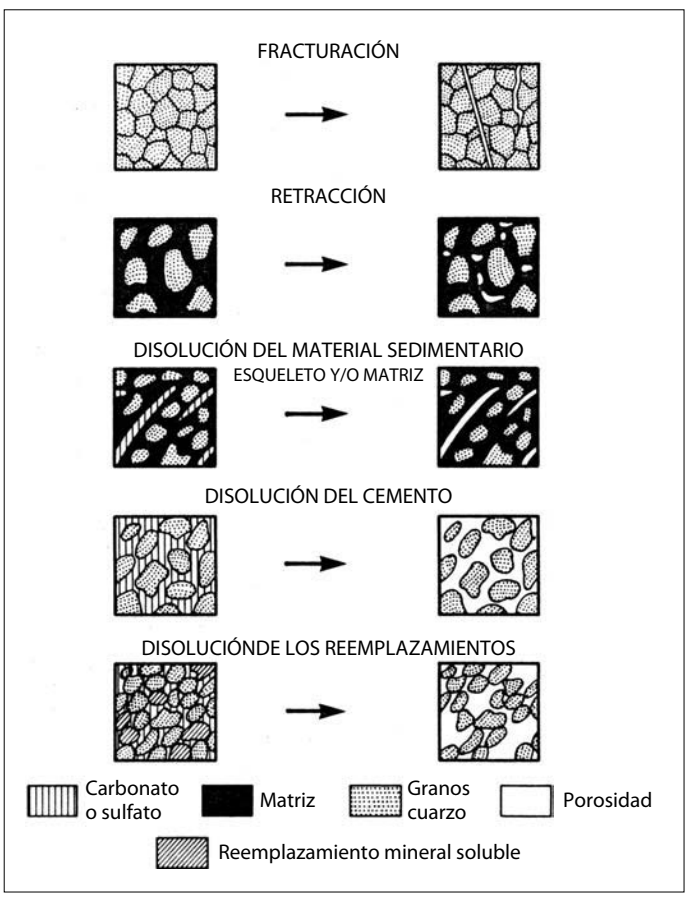


Figura 20.38. Tipos genéticos de porosidad secundaria en areniscas. Modificado de Schmidt y McDonald, 1979.

(1979), Pittman (1979) y Bjørlykke (1980, 1983, 1984), cuando se establecen unos modelos de desarrollo de la porosidad secundaria durante la diagénesis.

Schmidt y McDonald (1979) han establecido una clasificación atendiendo fundamentalmente a génesis y caracteres texturales de los poros (figuras 20.37 y 20.38), así como criterios texturales para diferenciar porosidad secundaria de primaria.

En estudios paralelos e independientes todos los autores citados llegan a la conclusión de que parte de la porosidad presente en los reservorios de hidrocarburos de todo el mundo es de origen secundario, resultando fundamentalmente de la disolución de carbonatos y/o sulfatos que podían haber estado como granos o como cementos. A menudo esta porosidad puede mimetizar la porosidad primaria intergranular. El lavado de los carbonatos puede ser causado por procesos diagenéticos químicos y físico-químicos, aunque parece estar relacionado principalmente con la descarboxilación de la materia orgánica en los estratos de lutitas-ortopizarras adyacentes, durante el curso de la maduración orgánica. Este proceso genera CO_2 que en presencia de agua produce CO_3H_2. Las aguas acidificadas al ponerse en contacto con las areniscas reaccionan con los constituyentes carbonatados, disolviéndolos (figura 20.39).

El problema que se plantea a esta teoría (Curtis, 1978), es que también se requiere la presencia de CO_2 en las aguas diagenéticas, derivadas de la misma fuente, para producir cemento carbonático. «¿Cuál de las dos interpretaciones es la correcta? Pues, como es usual en Geología, ambas pueden ser ciertas, en cada caso». Los trabajos de Bjørlykke (1980 y 1984) y Lundegard y Land (1986), tras realizar cálculos aplicados a las cuencas del mar del Norte y de la costa del Golfo, llegan a la conclusión de que el volumen de CO_3H_2 generado es insuficiente para crear la porosidad secundaria existente en dichas cuencas. En este sentido, Bjørlykke *et al.* (1989) en los reservorios del Jurásico del mar del Norte, llegan a la conclusión de que la porosidad que existe actualmente se formó a profundidad moderada, estando relacionada con flujos de aguas meteóricas.

La relación entre el momento de la primera migración de los hidrocarburos y la formación de la po-

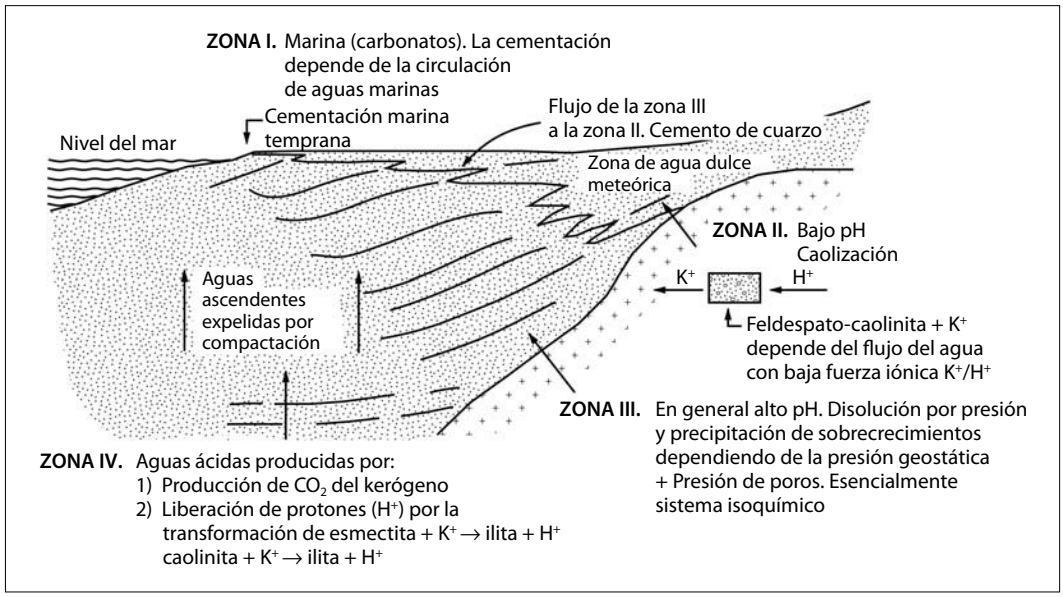


Figura 20.39. Modelo simplificado de circulación del agua intersticial, disolución y precipitación de cemento en una cuenca sedimentaria. Modificado de Bjørlykke, 1980.

rosidad secundaria es ahora tenida muy en cuenta para la exploración de hidrocarburos, ya que aquélla se efectúa inmediatamente después que la porosidad secundaria fue producida (figura 20.40). No obstante algunos autores como Bjørlykke (1980), han puesto objeciones al hecho de que el CO_2, desprendido en la maduración del kerógeno sea suficiente para causar un lavado de carbonatos a gran escala. Asimismo, este autor opina que la porosidad secundaria se forma en la mayoría de las cuencas, principalmente por el flujo de aguas meteóricas subsaturadas. Bjørlykke (1984) realiza una síntesis de los principales requerimientos para la formación de porosidad secundaria en areniscas, citando, entre otros, los siguientes: 1) El flujo de aguas meteóricas, particularmente en areniscas deltaicas y fluviales, en la diagénesis temprana. 2) En la diagénesis tardía o de enterramiento, la porosidad secundaria no llega a ser importante, ya que la descrita en la bibliografía como resultado del lavado de los carbonatos

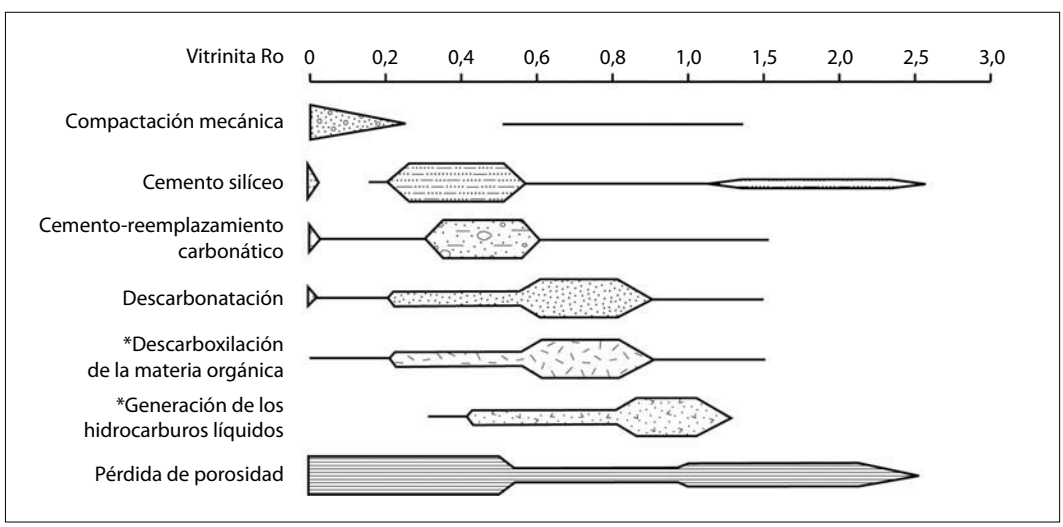


Figura 20.40. Diagénesis de enterramiento de cuarzo-arenitas en relación con la descarboxilación de la materia orgánica y la generación de hidrocarburos en las lutitas intercaladas. Modificado de Schmidt y McDonald, 1979.

y/o feldespatos por acidificación, debido al CO_2 liberado en la maduración de la materia orgánica en las lutitas intercaladas, puede ser interpretada como un producto de lixiviación por aguas meteóricas. 3) En muchas cuencas, el CO_2 liberado por el kerógeno es insuficiente para explicar la porosidad secundaria, teniendo que pensarse en otro, mecanismos, tales como las reacciones que ocurren entre los minerales de arcilla. Entre ellas, la transformación de caolinita en ilita que libera protones, rebaja el pH y disuelve el Fto-K, para suministrar el K^+ necesario en la reacción indicada por Hower *et al.* (1976) (figura 20.41):

$$\underset{\text{Caolinita}}{3\ Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 2K^+ = \underset{\text{ilita}}{2K\ Al_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 2H^+ + H2$$

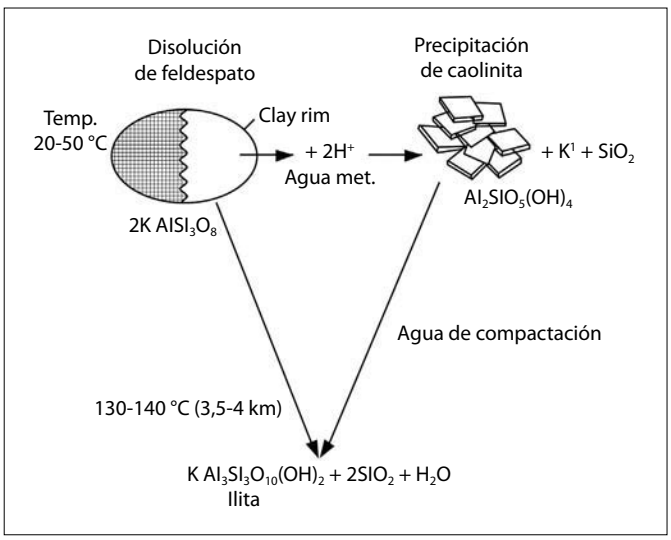


Figura 20.41. Esquema de la disolución del feldespato-K y de la precipitación de la caolinita a baja temperatura con un flujo de agua intersticial. A profundidades de 3,5 a 4 km y a partir de feldespato-K residual y caolinita, se formará ilita. Modificado de Bjørlykke, 1994.

4) Las corrientes de convección ofrecen un modelo muy atractivo para suministrar el volumen necesario de agua para el transporte de sólidos en profundidad (figura 20.15). El problema aún no resuelto es si tales corrientes son muy significativas para la transferencia de masa a grandes distancias. 5) Debido a que el lixiviado en areniscas requiere una permeabilidad inicial, aquellas areniscas con alta porosidad primaria presentarán el potencial más alto para ser lixiviadas, con lo que la porosidad obtenida de este modo puede redistribuir y agrandar la porosidad primaria. De todas formas este autor reconoce que aún se sabe relativamente poco sobre la formación de porosidad secundaria y que es todavía pronto para realizar un modelo que pueda ser usado para la exploración y producción geológica.

Surdam *et al.* (1984), han demostrado que los ácidos orgánicos, tales como los ácidos carboxílicos, son responsables del lavado de los feldespatos y de los carbonatos en areniscas, así como del acomplejamiento del Al y de la sílice en disolución en el agua intersticial. Sus experimentos demuestran que es posible incrementar bastante la movilidad del Al y transportarlo como un complejo orgánico, en soluciones de ácidos carboxílicos. Estas soluciones tienen la capacidad de destruir los granos y los cementos carbonáticos, poniendo de manifiesto la importancia de la interacción de reacciones orgánicas e inorgánicas durante la diagénesis.

La maduración de la materia orgánica en las rocas madre de HC y las reacciones diagenéticas inorgánicas en los almacenes de areniscas, son una consecuencia natural, cuando las rocas siliciclásticas sufren enterramiento. Actualmente, se puede predecir la distribución de la porosidad y permeabilidad así como su aumento en almacenes potenciales. Un gran número de observaciones (Surdam *et al.,* 1989a y b) sugieren que los solventes orgánicos, necesarios para producir las solubilidades de aluminosilicatos y carbonatos en areniscas, pueden generarse bien por *cracking* termal o por *cracking* oxidante de los grupos carbonílicos o phenólicos del kerógeno, en las rocas madre adyacentes.

Estos autores realizan unos modelos de integración de las reacciones orgánicas e inorgánicas, construyendo series de tendencias de potencial de reacción con el incremento de la temperatura, para sistemas que incluyen aluminosilicatos, carbonatos, especies orgánicas de quelatos (carboxílicos y fenólicos), y CO_2. La divisoria más importante en estos diagramas de flujo se basa en la temperatura, la naturaleza del *buffer* de pH (especies carbonatadas, aniones orgánicos ácidos) y la relación entre aniones orgánicos ácidos y la PCO_2 (figura 20.42).

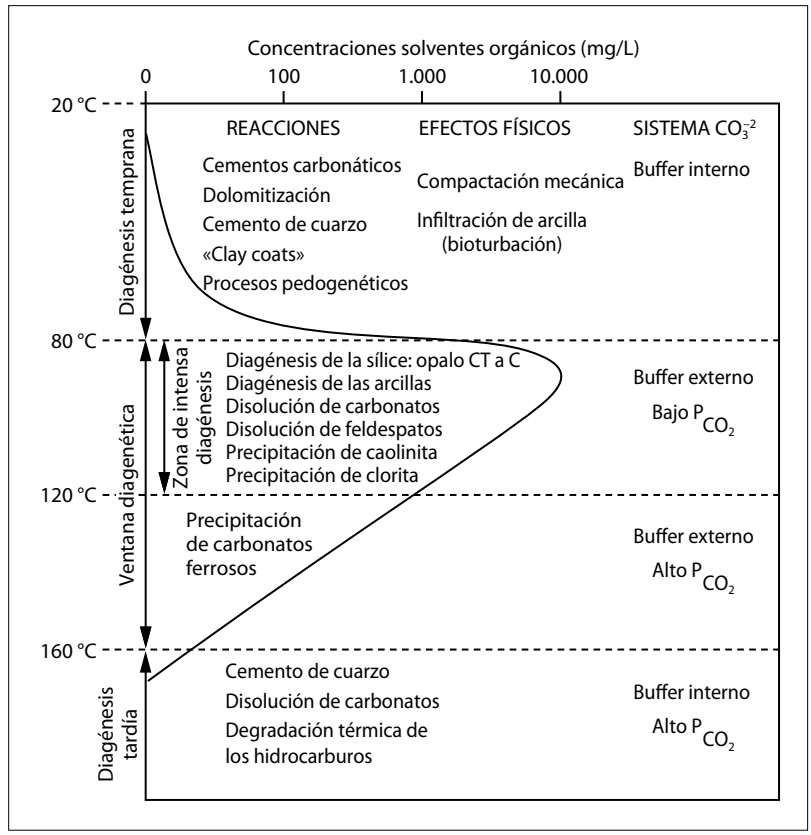


Figura 20.42. Principales reacciones diagenéticas orgánicas-inorgánicas en función de la temperatura, la naturaleza del *buffer* de pH (especies carbonatadas, aniones orgánicos ácidos) y la relación entre aniones orgánicos ácidos y la PCO_2. Modificada de Surdam *et al.,* 1984.

DIAGÉNESIS DE LUTITAS

Trabajos básicos

En este apartado se incluyen los procesos diagenéticos de sedimentos arcillosos que afectan fundamentalmente a los cambios mineralógicos con el enterramiento. Este aspecto ha supuesto un gran adelanto en el conocimiento de las últimas etapas de la diagénesis y del tránsito al metamorfismo, debido a la gran reactividad de estos minerales a medida que se incrementa la presión y temperatura. En un trabajo de síntesis Müller (1967) intenta correlacionar los cambios mineralógicos de los sedimentos arcillosos en función de la profundidad, duración del enterramiento, presión y temperatura. A pesar de haber sido revisado por numerosos autores posteriormente, no cabe duda que representa un gran avance en el conocimiento de la evolución de los minerales arcillosos hacia el metamorfismo.

Dunoyer de Segonzac (1969), en una línea similar, pero haciendo más hincapié en los cambios de las propiedades cristaloquímicas de los minerales de arcilla, realiza una zonación en la diagénesis en función de las transformaciones sufridas por estos minerales con la profundidad de enterramiento. La zonación propuesta es:

a) *Diagénesis temprana.* Tiene lugar en un ambiente muy complejo, donde se pueden encontrar todos los tipos de minerales de arcilla incluidos los heredados. En este ambiente juegan un papel muy importante la *agradación* y la *neoformación.* El límite superior de este estadio no representa una discontinuidad en la evolución de los minerales de arcilla, ya que la agradación comienza en los ambientes de sedimentación y continúa en la diagénesis. El límite inferior tampoco puede ser bien definido, a pe-

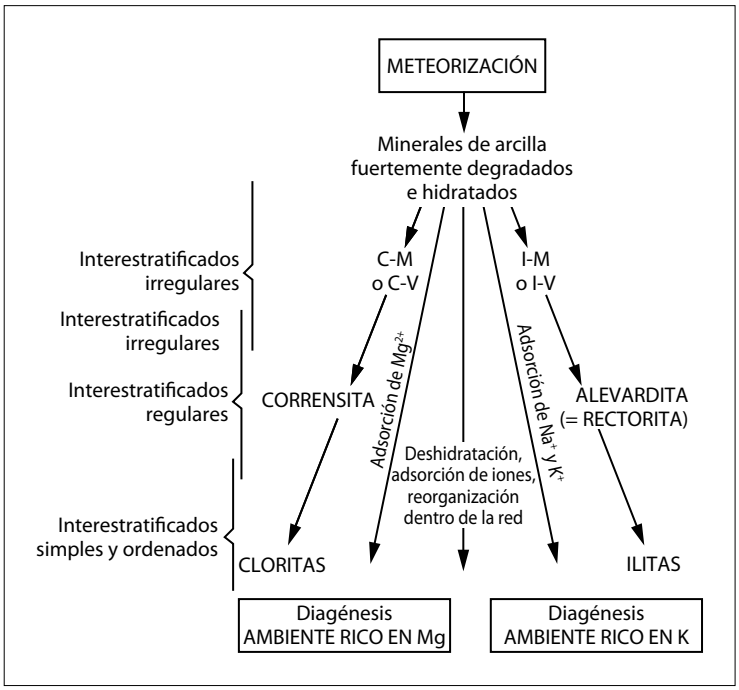


Figura 20.43. Transformación de los minerales de arcilla degradados tipo 2:1 durante la diagénesis. Modificado de Dunoyer de Segonzac, 1969.

sar de establecerse para él la pérdida del 50% del agua atrapada, ya que quedaría aún suficiente agua para provocar muchas reacciones.

b) *Diagénesis media.* Estadio en el que el sedimento, aunque está compactado es aún poroso y pueden circular por él aguas de distintos orígenes (connotas, oceánicas, meteóricas, juveniles, etc.). En ambientes ácidos y silíceos dominan los procesos de *neoformación* de caolinita-dickita. En ambientes alcalinos, ricos en K y Mg, se *neoforman* ilita y clorita, con pasos intermedios a través de interestratificados (figura 20.43). Todas estas transformaciones son reversibles, dependiendo de la diferente geoquímica de los fluidos intersticiales.

c) *Diagénesis tardía o profunda.* Se caracteriza por una intensa compactación y expulsión de agua, incremento de *T* y *P*, solubilización y recristalización de cuarzo y feldespatos. El ambiente se hace confinado, sin entrada ni salida de iones. Las transformaciones de los minerales de arcilla son siempre *agradaciones* a clorita e ilita como términos finales. La montmorillonita suele estar ausente y la caolinita ser inestable o, en ambientes ácidos, pasar a dickita. Todas estas transformaciones son irreversibles.

El grado de diagénesis puede ser cuantificado a partir de tres características de la ilita: transformación polimórfica 1 Md → 2 M; incremento de su cristalinidad y correlación cristalinidad-composición química. El límite inferior sería la anquizona o zona de anquimetamorfismo (figura 20.44).

Durante la etapa de los años setenta se realizaron modelos diagenéticos correlacionando las principales transformaciones de minerales de arcilla con las que sufre la materia orgánica, todo ello en función de la profundidad de enterramiento (Curtis, 1977) (tabla 20.3). Este autor, en su zona 1, da como reacción principal de los minerales de arcilla la toma de ión K^{+} del agua del mar por ilitas degradadas y la reestructuración de su composición estequiométrica. La zona 2 sería fundamentalmente la de la reducción bacteriana de los sulfatos, no sufriendo las arcillas ninguna transformación importante. En la zona 3 se producen las transformaciones de los vidrios volcánicos a esmectitas. La zona 4 sería la de la descarboxilación de la materia orgánica y la expulsión de la mayoría del agua intersticial de los sedimentos arcillosos. La zona 5, a pesar de ser aún bastante desconocida, es donde parecen tener lugar la mayoría de las reacciones de los minerales de arcilla, entre las que se encuentran el paso de interestratificados I-E -ilita, con una pérdida de agua en las posiciones interlaminares, donde podrían disolverse los hidrocarburos y transportes en su primera migración. Por último, la zona 6, o de recristalización, se caracteriza por el paso a ilita → sericita → moscovita y caolinita → dickita → nacrita; o bien se combinan; la caolinita con Mg^{++} o Fe^{++} para formar clorita.

La diagénesis de sedimentos arcillosos continentales es mucho menos conocida y aunque en sentido amplio se podrían aplicar las mismas zonaciones de Curtis, esto no es correcto ya que las aguas intersticiales suelen ser aquí pobres en SO_4^{-2} quedando la zona 2 bastante dismi-

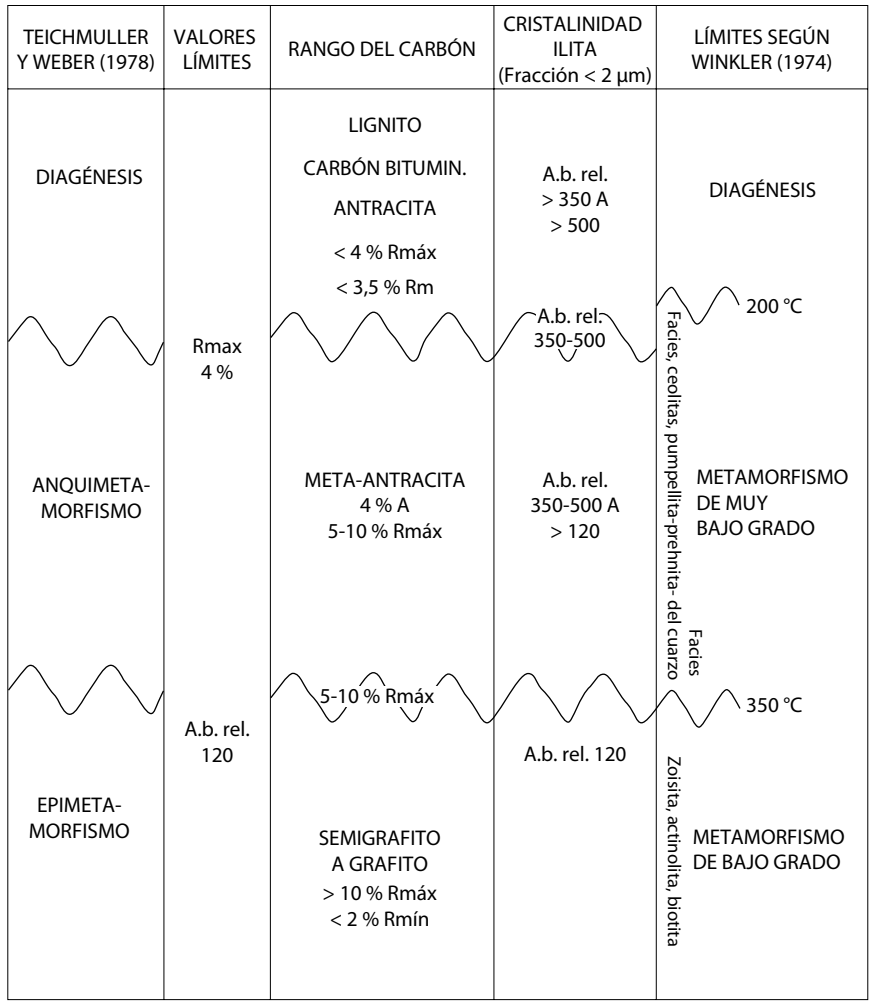


Figura 20.44. Límites de la diagénesis y el metamorfismo basados en la reflectividad de la vitrinita y en la cristalinidad de la ilita.

nuida en reacciones diagenéticas. Por ello los procesos de fermentación se realizan generalmente a profundidades más someras.

También en medio continental es importante y muy conocido (Carbonífero europeo, Pérmico de España, etc.) el proceso por el cual aguas intersticiales muy ácidas en zonas de turberas, o ricas en materia orgánica en general, alteran rápidamente las cenizas volcánicas a «tonstein» ricos en caolinita, en una etapa muy temprana de la diagénesis (Bouroz, 1972, y Marfil y De la Peña, 1987). Del mismo modo, aguas alcalinas pueden provocar la neoformación de esmectitas en esta misma etapa diagenética.

De gran utilidad han sido también los trabajos de Perry y Hower (1970), Hower *et al.* (1976), Heling (1978), Hoffman y Hower (1979), Velde (1985) y Nadeau *et al.* (1985), al estudiar los cambios de los minerales de arcilla con la profundidad. La reacción más significativa de las propuestas por los citados autores sería:

$$\text{Esmectita} + Al^{+3} + K^{+} \rightarrow \text{Ilita} + Si{+}4$$

Esta conversión de esmectita a ilita durante la diagénesis ha sido verificada por estudios experimentales, perdiendo la esmectita su agua interlaminar a unos 100-130 °C, y siendo la relación K^{+}/H^{+} la del agua de mar normal. En esta primera etapa la esmectita pasaría a interestratificados I-E (figura 20.45).

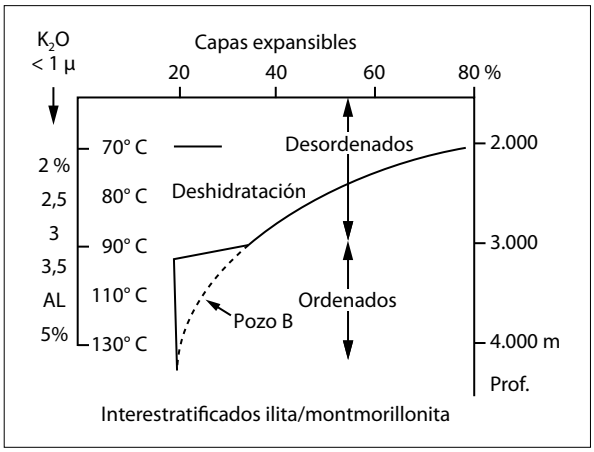


Figura 20.45. Variaciones en la composición de los interestratificados ilita-montmorillonita reflejadas por el porcentaje de capas expansibles, el grado de ordenación y el contenido en K_2O en la fracción < 1 m, con el incremento de la profundidad en el pozo E; Terciario de la costa del Golfo. Modificado de Perry y Hower, 1970.

Transferencia de masas en lutitas y ortopizarras

A profundidades someras, antes de una fuerte compactación, las lutitas y pizarras sedimentarias son mucho más permeables que a 2-3 km de enterramiento. Las aguas meteóricas que fluyen a las cuencas seguirán los acuíferos delimitados por areniscas y calizas pero los flujos a través de formaciones de lutitas-ortopizarras son, a veces, necesarios para que el agua siga su trayectoria hacia la superficie. Algunos depósitos de limos y arcillas depositados recientemente, que no han sufrido compactación, pueden tener permeabilidades que exceden 1 mD, mientras que, por ejemplo, las ortopizarras de la costa del Golfo sólo tienen 10^{-10} mD (Rieke y Chilingar, 1974).

La reducción de la permeabilidad en lutitas es debida tanto a compactación como a cementación. El contenido en fósiles calcáreos que pueden disolverse y formar cementos carbonáticos posteriormente y la cantidad de sílice amorfa (diatomeas, radiolarios, vidrio volcánico, etc.) son factores importantes que determinan la cantidad de cemento de cuarzo. Estos cementos rebajan la permeabilidad y son capaces de mantener sobrepresiones en algunos tramos durante largos períodos de tiempo.

El movimiento del agua intersticial, que resulta de la compactación de las lutitas, no causará altos flujos como para cambiar la composición global de las mismas, al menos no después de 1 a 2 km de enterramiento. Localmente, en ocasiones, en el contacto entre lutitas, areniscas y a lo largo de fallas, pueden generarse flujos más altos. Sin embargo, es difícil probar qué cambios en la composición de las ortopizarras en profundidad son debidos a reacciones diagenéticas y a flujos de agua intersticial.

Por último, diremos que se han ensayado en la actualidad para determinar el grado diagenético en sedimentos arenosos-arcillosos, la correlación entre la cristalinidad de la ilita, el rango de los carbones y la aparición de zeolitas (Ghent, 1979) (figura 20.46) con establecimiento de zonaciones, obteniéndose relativamente buenos resultados.

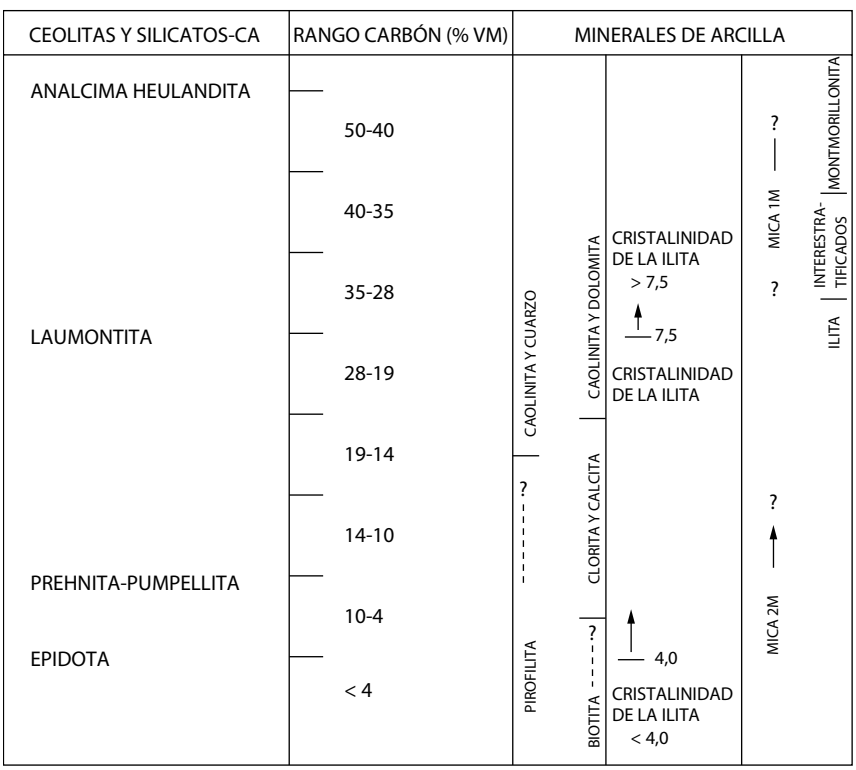


Figura 20.46. Correlación entre zeolitas, minerales silicatado-cálcicos, rango de los carbones y minerales de arcilla, y otros filosilicatos. Según Ghent, 1979; modificado de Zen y Thompson, 1974.

Relaciones con la materia orgánica

La composición mineral de las lutitas como roca madre de hidrocarburos ha jugado un papel significante papel en determinar la calidad y cantidad de petróleo formado por la evolución termal de la materia orgánica. Este hecho ha sido documentado en muchos trabajos (Espitalié *et al.,* 1980; Eglinton *et al.,* 1985; Huizinga *et al.,* 1987; entre otros). Recientemente las características petrofísicas (microfábrica de las arcillas, microporosidad y permeabilidad) así como las reacciones diagenéticas entre los componentes orgánicos e inorgánicos, compactación mecánica y química, y la formación de minerales autigénicos han sido considerados como un factor importante en la determinación del control de la generación de hidrocarburos y su migración desde las rocas madre (Tannenbaum *et al.,* 1986; Parnell *et al.,* 1984; Dorronsoro *et al.,* 1994; figura 20.47).

Las rocas madre de hidrocarburos del límite Cretácico-Terciario de la cuenca de Vizcaya proporcionan la oportunidad de verificar si el cambio de textura en las lutitas y margas ocurre

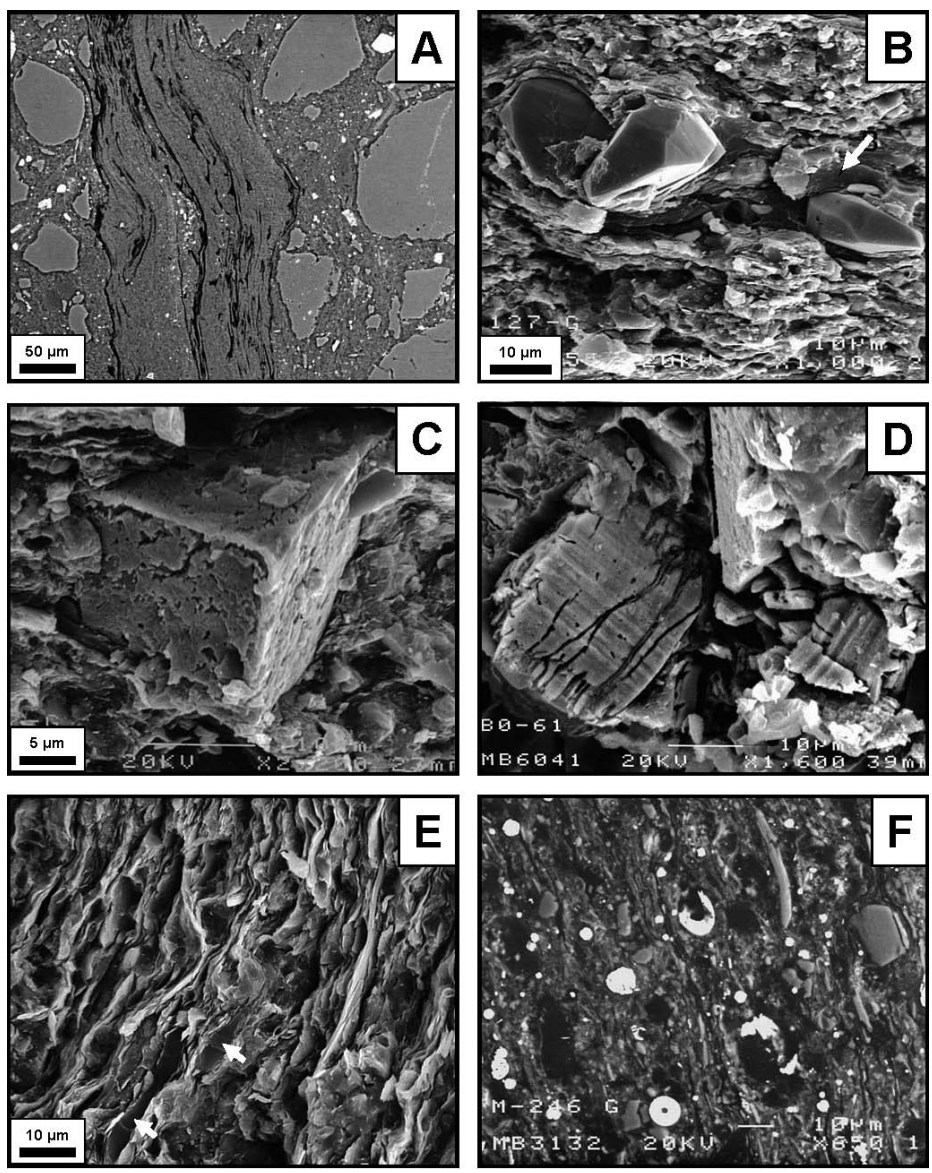


Figura 20.47. Imágenes de electrones retrodispersados: A) De la roca madre (Fm. Khatatba, Cretácico del *Western Desert,* Egipto) mostrando bandas de filamentos algales y granos de cuarzo fuertemente corroidos flotando en una matriz de caolinita detrítica, materia orgánica y alguna pirita. B) Imagen de microscopio electrónico de barrido ilustrando la neoformación de cuarzos autigénicos rodeados de bitumen (flecha) en las pizarras bituminosas del Cretácico-Paleógeno de la cuenca de Vizcaya. C) Imagen de microscopio electrónico de barrido mostrando un rombo de ankerita recubierto por un *coating* de bitumen (Cretácico-Paleógeno de la cuenca de Vizcaya). D) Imagen de microscopio electrónico de barrido mostrando materia orgánica terrestre en fase de expulsión de hidrocarburos (Cretácico del *Western Desert,* Egipto). E) Imagen de microscopio electrónico de barrido mostrando microfábrica con orientación subhorizontal. Intercalados aparecen algunos horizontes de bitumen sólido (ver flechas). F) Imagen de electrones retrodispersados de una marga bituminosa mostrando partículas orgánicas compuestas de filamentos algales con una orientación preferente definida. Otros cuerpos algales alongados y restos fosilíferos piritizados son también visibles.

como resultado de las transformaciones de la materia orgánica (migración de fluidos incluido), o por el contrario, están relacionadas con la evolución diagenética de los componentes mineralógicos (Dorronsoro *et al.,* 1994). Además, estas rocas permiten la investigación de la posible relación entre la ordenación microestructural de las partículas y el tipo y origen de la porosidad. Dos asociaciones y tipos de fábrica fueron encontradas en las rocas madre: a) pizarras bituminosas con laminación bien desarrollada y alta orientación preferente (figura 20.47E), y b) margas-calizas bituminosas con tipos de fábrica variable debido a la diferente composición de la materia orgánica y al diferente al contenido en carbonatos. La materia orgánica de tipo algal y la liberación de gases (SH_2, CO_2 y CH_4) durante la sulfatoreducción y la fermentación de la materia orgánica marina (tabla 20.4) determina una morfología esferoidal dominante y el tamaño de los poros en ambos tipos de petrofacies orgánicas. En las margas se ha observado una correlación inversa entre la porosidad total y el contenido en carbono orgánico. En las pizarras bituminosas esta correlación es menos evidente.

DIAGÉNESIS Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Morad *et al*. (2000), Ketzer *et al*. (2003) y Worden y Morad (2003), consideran que el estudio de los procesos diagenéticos dentro del marco de la estratigrafía secuencial es una herramienta fundamental para mejorar la predicción espacial y temporal de los almacenes detríticos. Los principales factores que controlan los eventos de transgresión y regresión son los cambios del nivel del mar y la tasa de sedimentación. Estos eventos pueden ser predichos dentro de un contexto de estratigrafía secuencial. Este hecho es importante ya que estos eventos controlan la posición y la dinámica de las zonas con agua meteórica, mezcla de marina y meteórica y agua marina. Durante las etapas de regresión se produce una caída del nivel del mar y las zonas de aguas meteóricas y mezcla meteórica-marina se desplazan hacia la cuenca. Esto conlleva la exposición subaérea de grandes áreas en la plataforma y el aumento del área de recarga de agua meteórica. Los procesos que tienen lugar en estas condiciones son la disolución de los silicatos del esqueleto, de los cementos tempranos marinos y de los cementos de la zona de mezcla de aguas. También tiene lugar la precipitación de caolinita y de cementos carbonáticos meteóricos (figura 20.48). Los cementos carbonáticos precipitados durante la regresión suelen mostrar una disminución en Sr, Na, Mg, y $\delta^{18}O$. En las etapas de transgresión tiene lugar un incremento en el espacio de acomodación, lo que conlleva la inundación de las zonas subaéreas expuestas y la migración hacia tierra de las zonas de mezcla de aguas meteóricas-marinas y marinas. En consecuencia, se reduce el área de recarga de agua meteórica y los procesos que ocurren incluyen la precipitación de concreciones carbonatadas a profundidades someras en el fondo marino. La cementación puede llegar a producirse como horizontes cementados por coalescencia de concreciones si las tasas de sedimentación son muy bajas, como es el caso de los límites de parasecuencias, las superficies de máxima inundación y las secciones condensadas (figura 20.48). Además, la cementación carbonatada puede ser importante, especialmente en sedimentos enriquecidos en granos carbonáticos detríticos. Por otra parte, pueden precipitar minerales autigénicos como la glauconita y los fosfatos si las tasas de sedimentación son bajas.

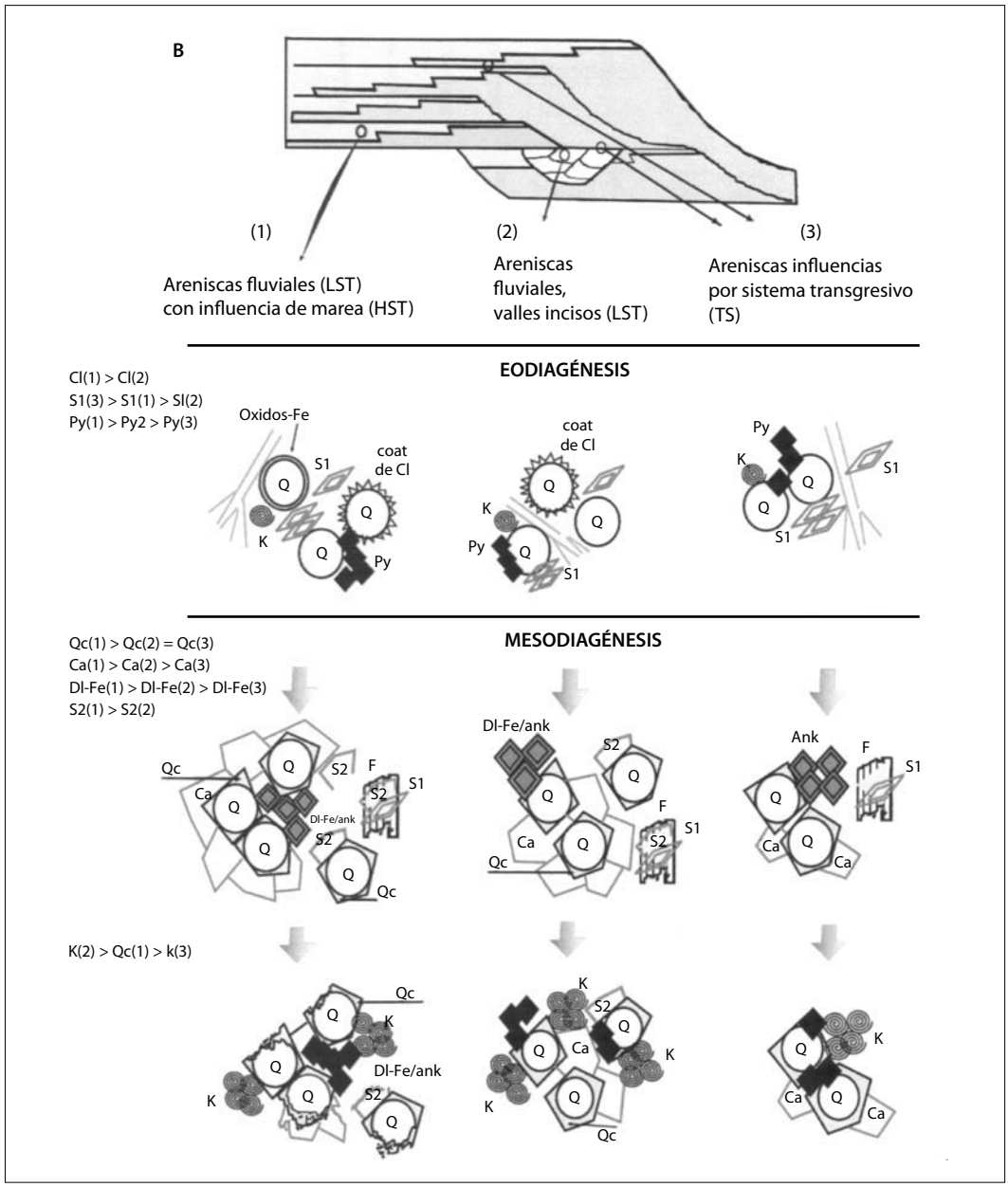


Figura 20.48. Diagrama esquemático que muestra la distribución y evolución de los diferentes procesos diagenéticos en las areniscas almacén «U» y «T» del Cretácico inferior de la cuenca de Oriente en Ecuador, en relación con la estratigrafía secuencial y la profundidad de enterramiento. Estupiñán, 2005; modificado de Ketzer *et al.,* 2003.

BIBLIOGRAFÍA

Aagaard. P. (1979): *Thermodynamic and Kinematic analysis of silicate by hidratation at low temperatures and pressures*. PhD Thesis. University of California. Berkeley.

Aagaard, P. y Helgeson. H. C. (1982): Thermodynamic and Kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions. 1. Theoretical considerations. *Am. Jour. of Sci.,* 282, 237-285.

Aagaard, P.; Egeberg, P. K., Saigal, G. C.; Morad, S. y Bjørlykke, K. (1990): Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway. II. Formation-water chemistry and kinetic considerations. *Jour. of Sed. Petrol.,* 60, 575-581.

Almon, W. R. y Davies, D. K. (1979): Clay technology and well stimulation. *Trans. Gulf-Cst Ass. Geol. Socs.,* 28, 1-6.

Arribas, J. (1986): *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica* (provincias de Soria y Zaragoza). Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 2 tomos.

Baldwin, B. y Butler, C. O. (1985): Compaction curves. *AAPG, Bull.,* 69, 622-626.

Bartenstein, H. y Teichmüller, R. (1974): Inkohlunguntersuchungen, ein schlüssel zur Prospeklierung von Palaozoischen Kohlenwasertstoff-LagersIalen? *Forlschr. Geologie Rheinland. U. Westfalen,* 24, 129-160.

Bates, R. L. y Jackson, J. A. (1987): *Glossary of Geology*. American Geological Institute.

Beales, F. W. (1971): Cementation by white sparry dolomite. En O. P. Bricker (ed.), *Carbonate Cements*. John Hopkins University Press, Baltimore, Mary-land, 339-346.

Beard, D. C. y Weyl, P. K. (1973): Influence of texture on porosity and permeability of inconsolidated sand. *AAPG, Bull,* 57, 349-369.

Berner, R. A. (1964): An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments. *Geo. et Cosmoch. Acta,* 28, 1497-1503.

— (1971): *Principles of chemical Sedimentology*. McGraw-Hill.

— (1974): Kinetic models for the early diagenesis of nitrogen, sulfur, phosphorous and silicon in anoxic marine sediments. En E. D. Goldberg (ed.), *The Sea*. vol. 5. Wiley, New York, 427-450.

— (1975): Diagenetic models of dissolved species in the interstitial waters of compacting sediments. *Am. Jour. of Sci.,* 275, 88-96.

— (1980): *Early diagenesis. A theorical approach*. Princeton University Press.

— (1981): A new geochemical classification of sedimentary environments. *Jour. of Sed. Petrol.,* 51, 359-365.

Besley, B. M. y Turner, P. (1983): Origin of red beds in a moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous U.K.). En R. C. Wilson (ed.), *Residual Deposits: Surface related weathering processes and materials. Geol. Soc. London, Spec. Public.,* 11, 131-147.

Bethke, C. M. (1985): A numerical model of compaction-driven ground-water flow and heat transfer and its application to paleohydrology of intercratonic sedimentary basins. *Jour. of Geoph. Res.,* 90, 6817-6828.

Bjørlykke, K. (1980): Clastic diagenesis and basin evolution. *Rev. Inst. Inv. Geol. Diputación Barcelona,* 34, 21-24.

— (1983): Diagenetic reactions in sandstones. En A. Parker y B. W. Sellwood (eds.), *Sediment Diagenesis*. NATO, ASI Series, 115, D. Reidel Publishing Company, 169-213.

— (1984): Formation of secondary porosity: How important is it? Clastic Diagenesis. *AAPG, Memoir,* 37, 277-286.

— (1988): Sandstone diagenesis in relation to preservation, destruction and creation of porosity. En G. V. Chilingarian y K. Wolf (eds.), *Diagenesis I, Developments in Sedimentology,* 41, Elsevier, 555-588.

— (1994): Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. En J. Parnell (ed.), *Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins, Geological Society Special Publication,* 78, 127-140.

— (1999): An overview of factors controlling rates of compaction, fluid generation and flow in sedimentary basins. En B. Jamtveitt y P. Meakin (eds.), *Growth, dissolution and pattern formation in geosystems,* Kluwer Academic Publishers, 381-404.

Bjørlykke, K.; Ramm, M. y Saigal, G. (1989): Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geol. Runds.,* 78, 243-268.

Blatt, H. (1979): Diagenetic processes in sandstones. *SEPM, Special Pub.,* 26, 141-157.

Blatt, H.; Middleton, G. y Murray, R. (1972): *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs.

Boles, J. R. (1982): Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *Am. Jour. of Sci.,* 282, 165-180.

Boles, J. R. y Coombs, D. S. (1977): Mineral reactions in zeolilic Triassic tuff, Hokomi Hill, New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 86, 163-173.

Boles, J. R. y Franks, S. G. (1979): Clay diagenesis in Wilcox sandstones of SW. Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Jour. of Sed. Petrol.,* 49, 55-70.

Bostick, N. H. y Damberger, H. H. (1971): The carbon ratio rule and petroleum potential in NPC region 9. lllinois. *Geol. Survey. Illinois Petroleum,* 95, 142-151.

Bouroz, A. (1972): Utilisation des marqueurs d'origine volcanique en stratigraphie. Exemples d'application dans les gisements houillers. *Mem. B.R.G.M. Fr.,* 77, 473-493.

Bloch, S. (1994): Effect of detrital mineral composition on reservoir quality. En M. D. Wilson (ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. SEPM, Short Course Notes,* 30, 161-182.

Bredehoeft, J. D.; Blyth, C. R.; White, W. A. y Maxey, C. B. (1963): A possible mechanism for the concentration of brines in subsurface formations. *AAPG, Bull.,* 47, 257-269.

Brencheley, P. J. (1969): Origin of matrix in ordovician greywackes, Berwyn hills, North Wales. *Jour. of Sed. Petrol.,* 39, 1297-1301.

Brenner, R. L. (1989): Stratigraphy, petrology and paleogeography of the upper part of the Cherokee Group (Middle Pennsylvanian), Eastern Kansas-Northeastern Oklahoma. *Kansas Geological Survey, Geological Series,* 3.

Brenner, R. L.; Ludvigson, G. A.; Seal, R. y Dogan, U. (1991): Diagenetic modeling of siliciclastic systems: status report. En Sedimentary modeling, computers simulations and methods for improved parameter definition. *Kansas Geol. Survey Bull.,* 233, 123-137.

Burley, S. D.; Kantorowicz, J. D. y Waugh, B. (1985): Clastic Diagenesis. En P. J. Brenchley y B. P. J. William (eds.), *Sedimentology: Recent Developments and applied aspects*. The Geol. Soc. Blackwell Scientific Publ., London, 189-226.

Burst, J. F. (1969): Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *AAPG, Bull.,* 53, 73-93.

Bustillo, M.; Calvo, J. P. y Fueyo, L. (2001): Conglomerantes: cementos. En Rocas y Minerales (ed.), *Rocas Industriales. Tipología, aplicaciones en la construcción y empresas del sector,* Madrid, 189-228.

Caja, M. A.; Marfil, R.; Garcia, D.; Remacha, E.; Mansuberg, H.; Morad, S. y Amorosi, A. (2009): Provenance evolution of carbonate-rich turbiditic arenites from the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain): implications for active tectonic settings. *Basin Research,* 22, 157-180.

Chillingar, G. V. y Wolf, K. H. (1975-1976): Compaction of coarse grained sediments. *Developments in Sedimentology,* 18 A y B. Elsevier.

Choquette, P. W. y Pray, L. C. (1970): Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG, Bull.,* 54, 207-250.

Crossey, L. J.; Surdam, R. C. y Lahann, R. (1986): Application of organic/inorganic diagenesis to porosity prediction. En D. L. Gautier (ed.), *Roles of organic matter in Sediment Diagenesis, SEPM, Special Publication,* 38, 147-155.

Cummins, W. A. (1962): The graywacke problem. *Liverpool Manchester Geol. Jour.,* 3, 51-71.

Curtis, C. D. (1977): Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. *Phil. Trans. R. Soc. London* (A), 286, 353-372.

— (1978): Possible links between sandstone diagenesis and depth related geochemical reactions occurring in enclosing mudstones. *Jour. of the Geol. Soc. of London,* 135, 107-117.

— (1983): Geochemical studies on the development and destruction of secondary porosity. *Geological Society of London, Special Publication,* 12, 113-125.

De la Peña, J. A.; Arribas, J. y Cruz, B. de la Marfil, R. (1983): *Diagenetic model of Permo-Triassic continental and transitional sandstones (Red beds) in the Iberian Range, Spain*. 4.ª I.A.S. Regional Meeting. Split, Yugoslavia, 137-139.

Dickinson, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. of Sed. Petrol.,* 40, 695-707.

Dorronsoro, C.; Marfil, R. y Permanyer, A. (1994): Influence of organic and inorganic diagenesis on the petrophysical properties of source rocks. Example: the oil shales and marlstones of the Basque Basin (Northern Spain). *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA,* 18, 189-205.

Dunoyer de Segonzac, G. (1969): Les mineraux argileux dans la Diagenèse. Passage au melamorphisme (Thesis Univ. Strasbourg). *Mém. Serv. Carte. Géol. Alsce Laorraine,* 29.

Durney, D. W. (1978): Early theories and hypotheses on pressure-solution-redeposition. *Geol.,* 6, 369-372.

Ebers, M. L. y Kopp, O. C. (1979): Cathodoluminescent microstratigraphy in gangue dolomite, the Mascot-Jefferson City district, Tennessee. *Econ. Geol.,* 74, 908-918.

Egeberg, P. K. y Aagaard, P. (1989): Origin and evolution of formation waters from oil fields on the Norwegian shelf. *Appl. Geochem.,* 4, 131-142.

Eglinton, T. J.; Rowland, S. J.; Curtis, C. D. y Douglas, A. G. (1985): Kerogen-mineral reactions at raised temperatures in the presence of water. *Org. Geochem.,* 10, 1041-1052.

Ehrenberg, S. N. (1989): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. Discussion: Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California. *AAPG, Bull.,* 73, 1274-1276.

Ehrenberg, S. N.; Aagaard, P.; Wilson, M. J.; Fraser, A. R. y Duthie, D. M. L. (1993): Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Min.,* 28, 325-352.

Einsele, G. (1992): *Sedimentary Basins, evolution, facies and sediment budget*. Springer Verlag.

Espitalié, J.; Madec, M. y Tissot, B. (1980): Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration. *AAPG, Bull.,* 64, 59-66.

Estupiñán, J. (2005): *Control diagenético sobre la calidad de los reservorios de las areniscas «U» y «T» de la Fm Napo del Cretácico de la Cuenca Oriente, Ecuador: modelización térmica y su relación con la generación de hidrocarburos*. Tesis doctoral Universidad Complutense de Madrid.

Fairbridge, R. W. (1967): Phases of Diagenesis and authigenesis. *Developments in Sedimentology,* 8. Elsevier, 10-20.

Folk, R. L. y Assereto, R. (1974): Giant aragonite rays and baroque white dolomite in tepee-fillings, Triassic of Lombardy. Annual Meeting of the American Association of Petroleum Geologists, San Antonio, *Program with abstracts,* 1, 34-35.

Füchtbauer, H. (1967): Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *7th World Petroleum Congress Proceedings,* 2, 353-369.

— (1974): *Sediments and Sedimentary Rocks* I. John Wiley and Son, Inc., New York.

Galloway, W. E. (1974): Deposition and alteration of sandstone in northeast Pacific arc related basins. Implication for graywacke genesis. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 85, 379-390.

— (1984): Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis. En D. A. McDonald y R. C. Surdam (eds.), *Clastic Diagenesis, AAPG, Memoir,* 3-13.

Garrels, R. M. y Christ, C. L. (1965): *Solutions, minerals and equilibria*. Harper and Row. New York.

Ghent, E. D. (1979): Problems in zeolite facies geothermometry, geobarometry and fluid compositions. En Aspect of Diagenesis. *SEPM, Special Pub.,* 26, 81-87.

Girard, J. P.; Aronson, J. L. y Savin, S. M. (1988): Separation, K/Ar dating and example from the Lower Cretaceous arkoses on de Angola margin. *Geo. et Cosmoch. Acta,* 52, 2207-2214.

Goldberg, M. y Bogoch, R. (1978): Dolomitization and hydrothermal mineralization in the Brur Calcarenite (Jurassic), southern coastal plain. Israel. *Israel Jour. of Earth Sci.,* 27, 36-41.

Goldstein, R. H. (2001): Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos,* 55, 159-193.

Gretener, P. E. (1977): Pore pressures: fundamentals, general ramification and implications for structural geology. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course*. *Note Ser.* 4, Tulsa, Okla.

Guidish, T. M.; Kendall, C.; Lerche, I.; Toth, D. J. y Yarzab, R. F. (1985): Basin evaluation using burial history calculations, an overview. *AAPG, Bull.,* 69, 92-105.

Hails, J. R. (1976): Compaction and diagenesis of very coarse grained sediments. *Developments in Sedimentology,* 18 B, 445-457.

Hancock, N. J. (1978a): Diagenetic modelling in the Middle Jurassic Brent sand of the northern North Sea. European offshore Petroleum *Conf. and Exhibition. Eur.,* 92, 275-279.

— (1978b): Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern West Germany. *Jl. Geol. Soc. Lond.,* 135, 35-40.

Harrison, W. J. y Tempel, R. N. (1993): Diagenetic pathways in sedimentary basins. En A. D. Horbury y A. G. Robinson (eds.), *Diagenesis and Basin Development, AAPG, Studies in Geology,* 36, 69-86.

Haszeldine, R. S.; Samson, I. M. y Conford, C. (1984): Quartz diagenesis and convective fluid movements, Beatrice Oilfield, U. K. northern North Sea. *Clay Min.,* 19, 391-402.

Hawkins, J. W. y Whetten, J. T. (1969): Graywacke matrix minerals. *Hydrotermal reactions with Columbia River sediments. Sci.,* 166, 868-870.

Hayes, J. B. (1979): Sandstone diagenesis: The hole truth. *SEMP, Special Pub.,* 26, 127-139.

Hayes, M. J. y Boles, J. R. (1992): Volumetric relations between dissolved plagioclase and kaolinite in sandstones: implications for mass transfer in the San Joaquin basin, California. En D. W. Houseknecht y E. D. Pittman (eds.), *Origin, Diagenesis and Petrophysic of clay minerals in sandstones. SEMP, Spec. Publ.,* 47, 111-123.

Helfferich, F. y Katchalsky, A. (1970): A simple model of interdifusion with precipitation. *Jour. Phys. Chemistry,* 74, 308-314.

Heling, D. (1978): Diagenesis of illite in argillaceous sediments of the Rhinegraben. *Clay Min.,* 13, 211-220.

Heroux, Y.; Chagnon, A. y Bertrand, R. (1979): Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *AAPG, Bull.,* 63, 2128-2144.

Heydari, E. (1997): Hydrotectonic models of burial diagénesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins. En I. P. Montañez, J. M. Gregg y K. L. Shelton (eds.), *Basin-Wide diagenetic patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic considerations. SEPM, Spec. Pub.,* 57, 53-79.

Hoffman, J. y Hower, J. (1979): Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. En Aspect of Diagenesis. *SEMP, Special Pub.,* 26, 55-79.

Houseknecht, D. W. (1987): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG, Bull.,* 71 (6), 633-642.

Houseknecht, D. W. y Pittman, E. D. (1992): Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones. *SEPM, Spec. Publ.,* 47.

Hower, J.; Eslinger, E.; Hower, M. E. y Perry, E. A. (1976): Mechanism of burial metamorphysme of argillaceous sediment. 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 87, 725-737.

Hudson, J. D. (1977): Oxygen isotope studies on Cenozoic temperatures, oceans and ice accumulation. *Scott. Jour. of Geol.,* 13, 313-326.

Huizinga, B. J.; Tannenbaum, E. y Kaplan, I. R. (1987): The role of minerals in the thermal alteration of organic matter. IV Generation of n-alkanes, acyclic isoprenoids and alkenes in laboratory experiments. *Geo. et Cosmoch. Acta,* 51, 1083-1097.

Hutcheon, I. (1989): Short Course in burial diagenesis. *Miner. Ass. of Canada,* 15.

Ingles, O. G. y Grant, K. (1975): The effect of compaction on various properties of coarse-grained sediments. *Developments in Sedimentology,* 18 A, 293-348.

Irwin, H.; Coleman, M. y Curtis, C. D. (1977): Isotope evidence for several sources and distintive diagenetic processes in organic rich Kimmeridgian sediments. *Nature,* 269, 209-213.

Kastner, M. y Siever, R. (1979): Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *Am. Jour. of Sci.,* 279, 435-479.

Ketzer, J. M.; Morad, S.; Nystuen, J. P. y De Ros, L. F. (2003): The role of the Cimmerian unconfromity (Early Cretaceous) in the kaolinitization and related reservoir-quality evolution in Triassic sandstones of the Snorre Field, North Sea. En R. H. Worden y S. Morad (eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 34, 361-382.

Kuenen, Ph. H. (1966): Matrix of turbidites. *Experimental approach. Sediment.,* 7, 267-297.

Land, L. S. (1984): Frio sandstone diagenesis, Texas Gulf Coast. A regional isotopic study. En Clastic Diagenesis. *AAPG, Memoir,* 37, 47-62.

Land, L. S. y Dutton, S. P. (1978): Cementation of Pennsylvanian deltaic sandstone. Isotopic data. *Jour. of Sed. Petrol.,* 48, 1167-1176.

Lanson, B.; Beaufort, D.; Berger, G.; Baradat, J. y Lacharpagne, J. C. (1996): Illitization of diagenetic kaolinite to dickite conversion series: late-stage diagenesis of the lower Permian Rotliegend sandstone reservoir. Offshore of the Netherland. *Jour. of Sed. Res.,* 66, 501-518.

Larsen, G. y Chilingar, G. V. (1967): Diagenesis in Sediments. *Developments in Sedimentology,* 8. Elsevier, 551 pp.

— (1979): Diagenesis in Sediments and Sedimentary rocks. *Developments in Sedimentology,* 25 A, Elsevier, 579 pp.

Leach, D. L.; Plumlee, G. S. y Hofstra, A. H. *et al.* (1991): Origin of late-dolomite cement by CO2-satured deep-basin brines: evidence from Ozark Region, Central United States. *Geol.,* 19, 348-351.

Lee, M.; Aronson, J. L. y Savin, S. M. (1989): Timing and conditions of Permian Rotliegende sandstone diagenesis, Southern North Sea: K/Ar and oxygen isotopic data. *AAPG, Bulletin,* 73, 195-215.

Leeder, M. R. (1982): *Sedimentology: Processes and products*. George Allen y Unwin.

Lovell, J. P. B. (1972): Diagenetic origin of greywacke matrix minerals: a discussion. *Sediment.,* 19, 141-143.

Lundegard, P. D. (1989): Temporal reconstruction of sandstone diagenetic histories. En I. E. Hutcheon (ed.), *Short Course in Burial Diagenesis*. Mineralogical Assoc. of Canada, 161-200.

— (1992): Sandstone porosity loss. A «big picture» view of the importance of compaction. *Jour. of Sed. Petrol.,* 62, 250-260.

Lundegard, P. D. y Land, L. S. (1986): Carbon dioxide and organic acids: their role in porosity enhancement and cementation, Paleogene of the Texas Gulf Coast. En D. L. Gautier (ed.), *Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis. SEPM, Spec. Publ.,* 38, 129-146.

Machel, H. G. y Lonnee, J. (2002): Hydrotermal dolomite-a product of poor definition and imagination. *Sed. Geol.,* 152, 163-171.

Magara, K. (1974): Compaction, ion filtration and osmosis in shale and their significance in primary migration. *AAPG, Bull.,* 58, 283-290.

Magara, K. (1976): Water expulsion from clastics sediments during compaction. Directions and volumes. *AAPG, Bull.,* 60, 543-553.

Mansurbeg, H.; Morad, S.; Salem, A.; Marfil, R.; El-ghali, M. A. K.; Nystuen, J. P.; Caja, M. A.; Amorosi, A.; Garcia, D. y La Iglesia, A. (2008): *Diagenesis and reservoir quality evolution of Palaeocene deepwater, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, the British continental shelf*. Mar. and Petrol. Geol. (doi: 10.1016/j.marpetgeo.2007.07.012).

Mankiewicz, D. y Steidmann. J. R. (1979): Depositional environments and diagenesis of the, Tensleep sandstones. Eastern Big Horn Basin. Wyoming. *SEMP, Special Pub.,* 26, 319-336.

Marfil. R. y Buendía, E. (1980): La evolución diagenética de los sedimentos detríticos del Pérmico y Triásico del sondeo de Sigüenza (Guadalajara). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológica de la Diputación Barcelona,* 34, 59-74.

Marfil, R.; Delgado, A.; Rossi, C.; La Iglesia, A. y Ramseyer, K. (2003): Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt). En R. H. Worden y S. Morad (eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 34, 319-342.

Marfil, R.; Llamas, J. F.; Caballa, A. y Alcántara, R. (1987-1988): Relación entre la diagénesis de la fracción mineral y de la fracción orgánica en los depósitos del Pérmico de la Sierra de Aragoncillo (Cordillera Ibérica). *Rev. del Inst. de Invest. Geol. de la Dip. Barcelona,* 44-45, 263-279.

Marfil. R. y Peña, J. A. de la (1980): *Diagenetic aspects of Permian sandstones in central Spain: Implications for graywacke genesis. IAS.* 1.º European Meeting, Bochum, Germany, *Abst.,* 158-160.

— (1987): Estudio petrológico de las series post-hercínicas (Carbonífero-Pérmico?) en el borde del Sistema Central (Guadalajara). *Cuad. de Geol. Ibé.,* 11, 515-534.

Marfil, R.; Rossi, C.; Lozano, P.; Permanyer, A. y Ramseyer, K. (2000): Quartzs cementation in Cretaceous and Jurassic reservoir sandstones from the Salam oil fiel, Western Desert, Egypt: Constraints on temperature and timming of formation from fluid inclusions. En R. H. Worden y S. Morad (eds.), *Quartz cementation in sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 29, 163-182.

Marfil, R.; Scherer, M. y Turrero, M. J. (1995): Diagenetic processes influencing porosity in sandstones from the Triassic Buntsandstein facies of the Iberian Range, Spain. *Sed. Geol.,* 105, 203-219.

— (1996): Diagenetic processes influencing porosity in sandstones from the Triassic Buntsandstein of the Iberian Range, Spain. *Sedimentary Geol.,* 105, 203-219.

McAulay, G. E.; Burley, S. D.; Fallick, A. E. y Kusznir, N. J. (1994): Paleohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs: constraints from oxygen isotopic studies of autigenic kaolin and reverse flexural modeling. *Clay Min.,* 29, 609-626.

McAulay, G. E.; Burley, S. D. y Johnes, L. H. (1993): Silicate mineral authigenesis in the Hutton and NW Hutton fields: implications for sub-surface porosity development. En J. R. Parker (ed.), *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceeding of the 4th Conference,* 1377-1394.

McBride, E. F.; Diggs, T. N. y Wilson, J. C. (1991): Compaction of Wilcox and Carrizo Sandstones (Paleogene-Eocene) to 4420M, Texas Gulf Coast. *Jour. of Sed. Petrol.,* 61, 73-85.

McLlreath, I. A. y Morrow, D. W. (1990): Diagenesis. Geoscience Canada. *Reprint Series,* 4.

Meade, R. H. (1966): Factor influencing the early stages of the compaction of clays and sands. *Review Jour. of Sed. Petrol.,* 36, 1085-1101.

Merino, E. (1975): Diagenesis in Tertiary sandstone from Kettleman North Dome, California. II Intersticial solutions: distribution of aqueous species at 100 °C and chemical relations to the diagenetic mineralogy. *Geo. et Cosmoch. Acta,* 43, 1533-1542.

Milliken, K. L. (2003): Late diagenesis and mass transfer in sandstone-shale sequences. En F. T. Mackenzie (ed.), *Treatise on geochemistry. Sediments, diagenesis and sedimentary rocks,* 7, 159-190.

Mitra, S. y Bear, W. C. (1980): Theoretical models of porosity reduction by pressure solution for well-sorted sandstones. *Jour. of Sed. Petrol.,* 50, 1347-1360.

Molenaar, N. (1989): Eogenetic and Telogenetic cementation of sandstones. *Geol. Ultraiect.,* 58.

Moncure, G. K.; Lahann, R. W. y Siebert, R. M. (1984): Origin of secondary porosity and cement distribution in a sandstone/shale sequence from the Frio Formation (Oligocene). En D. A. McDonald y R. C. Surdam (eds.), *Clastic Diagenesis, American Association of Petroleum Geologists Memoir,* 37, 151-175.

Montañez, I. P.; Gregg, J. M. y Shelton, K. L. (1997): Basin-wide diagenetic patterns: integrated petrologic, geochemical, and hydrologic considerations. En I. P. Montañez, M. G. Jay y L. S. Kevin (eds.), *Tulsa, Oklahoma*. *SEPM,* 57.

Morad, S. (1986): Albitization of K-feldspar grains in Proterozoic arkoses and greywackes from southern Sweden. *N. Jb. Miner. Mh.,* 4, 145-156.

— (1998): Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. En S. Morad (ed.), *Carbonate cementation in sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 26, 1-26.

Morad, S.; Ben Ismail, H.; Al-Aasm, I. S. y De Ros, L. F. (1994): Diagenesis and formation-water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sediment.,* 41, 1253-1272.

Morad, S.; Bergan, M.; Knarud, R. y Nystuen, J. P. (1990): Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre field, Norwegian North Sea. *Jour. of Sed. Petrol.,* 60, 411-425.

Morad, S.; De Ros, L. F. y Al-Aasm, I. S. (1996): Origin of low $\delta^{18}O$ precompactional ferroan carbonates in the marine Sto Formation (Middle Jurassic), offshore NW Norway. *Mar. and Petrol. Geol.,* 13, 263-276.

Morad, S.; Ketzer, J. M. y De Ros, F. (2000): Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sediment.,* 47, 95-120.

Morad, S.; Marfil, R.; Al-Aasm, I. S.; Longstaffe, F. J.; De Ros, L. F.; Johansen, H. y Marzo, M. (1995): Diagenesis of siliciclastic/evaporite sequence of the middle Muschelkalk (middle Triassic), The Catalan Coastal Range, NE Spain. *Sediment.,* 42, 749-768.

Morad, S.; Worden, R. H. y Ketzer, J. M. (2003): Oxygen and hydrogen isotopic composition of diagenetic clay minerals in sandstones: a review of the data and controls. En R. H. Worden y S, Morad (eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 34, 63-91.

Mozley, P. S. (1989): Complex compositional zonation in concretionary siderite: implications for geochemical studies. *Jour. of Sed. Petrol.,* 59, 815-818.

Müller, G. (1967): Diagenesis in argillaceous sediments. *Developments in Sedimentology,* 8, 127-177.

Nadeau, P. H.; Wilson. M. J.; McHardy, W. J. y Tait, J. M. (1985): The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones. *Min. Mag.,* 49, 393-400.

Nagtegaal, P. J. C. (1980): Diagenetic models for predicting clastic reservoir quality. *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Barcelona,* 34, 5-20.

Nesbitt, H. W. (1980): Characterization of mineral solution interactions in Carboniferous sandstones and shales of the Illinois sedimentary basin. *Am. Jour. of Sci.,* 280, 607-630.

— (1985): A chemical equilibrium model for the Illinois basin formation waters. *Am. Jour. of Sci.,* 285, 436-458.

Parker, A. y Sellwood, B. W. (1983): *Sediment Diagenesis. NATO. ASI. Series,* C 115. D. Reidel Publishing Company.

Parnell, J.; Carey, P. F. y Bottrell, S. M. (1994): The occurrence of authigenic minerals in solid bitumens. *Jour. of Sed. Res.,* 64, 95-100.

Parkhurst, D. L. y Appelo, A. C. J. (2000): PHREEQC (Versión 2): A computer program for speciation, reaction-pach, ID transport, and inverse geochemical calculations. USGS, Water-Resources Investigation Report.

Paxton, S. T.; Szabo, J. O.; Ajdukiewicz, J. M. y Klimentdis, R. E. (2002): Construction of an intergranular volumen compation curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs. *AAPG, Bull.,* 86, 2047-2067.

Perry, E, A. y Hower, J. (1970): Burial diagenesis in Gulf, Coast pelitic sediments, *Clays and Clay Min.,* 18, 165-177.

Pettijohn, F. G.; Potter, P. E. y Siever, R. (1987): *Sand and sandstones*, 2.ª ed. Springer-Verlag.

— (1972): *Sand and sandstone*. Springer-Verlag. New York.

Pittman, E. D. (1979): Recent advances in sandstone diagenesis. *Ann. Rev. Earth. Planet, Sci.,* 7, 39-62.

Powers, M. C. (1967): Fluid-release mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil explorations. *AAPG, Bull.,* 51, 1240-1254.

Radke, B. M. y Mathis, R. L. (1980): On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Jour. of Sed. Petrol.,* 50, 1149-1168.

Ramseyer, K.; Fisher, J.; Matter, A.; Eberhardt, P. y Geiss, J. (1989): A cathodoluminiscence microscope for low intensity luminiscence. *Jour. of Sed. Res.,* 59, 619-622.

Reimer, T. O. (1972): Diagenetic reactions in early Precambrian graywackes of the Barberton Mountain land (South Africa). *Sed. Geol.,* 7, 263-282.

Renton, J. J.; Heald, M. T. y Cecil, C. B. (1969): Experimental investigation of pressure solution of quartz. *Jour. of Sed. Petrol.,* 39, 1107-1117.

Rezaee, M. R. y Schulz-Rojahn, J. P. (1998): Application of quantitative back-scattered electron iamge analysis in isotope interpretation of siderite cement: Tirrawarra Sandstone, Cooper basin, Australia. *IAS, Spec. Publ.,* 26, 461-481.

Rieke, H. H. y Chilingar, G. V. (1974): Compaction of argillaceous sediments. *Developments in Sedimentology,* 16, Elsevier.

Ritthenhouse, G. (1971): Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a Theorical approach. *AAPG, Bull.,* 55, 92-96.

Robin, P. (1978): Pressure solution at grain-to-grain contacts. *Geo. et Cosmoch. Acta,* 41, 1383-1389.

Roedder, E. (1984): Fluid inclusions. *Mineral Soc. Am. Reviews in Mineralogy,* 12.

Rossi, C.; Goldstein, R. H.; Ceriani, A. y Marfil, R. (2002): Fluid inclusions record thermal and fluid evolution in reservoir sandstones, Khatatba Formation, Western Desert, Egypt: A case for fluid injection. *AAPG, Bull.,* 86, 1773-1799.

Runnells, D. D. (1969): Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. *Jour. of Sed. Petrol.,* 39, 1188-1201.

Schmidt, V. y McDonald, D. A. (1979): The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *SEMP, Special Pub.,* 26, 175-207.

Sclater, J. G. y Christie, P. A. F. (1980): Continental stretching, an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basins. *Jour. of Geoph. Res.,* 85, 3711-3739.

Shawe, D. R. (1966): Zonal distribution of elements in some uranium-vanadium roll and tabular ore bodies, on the Colorado Plateau. *U.S. Geol. Survey Prog. Paper,* 550 B, 169-175.

Sibley, D. F. y Blatt, H. (1976): Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquarcite. *Jour. of Sed. Petrol.,* 46, 881-896.

Sorby, H. X. (1879): Anniversary address of the Presiden (Structure and origin of limestone). *Proc. Geol. Soc. London,* 35, 56-95.

Soriano, J.; Peña, J. A. de la y Marfil, R. (1981): Aplicación de la microscopía y óptica electrónica de barrido al estudio de los procesos de alteración diagenética de rocas volcanoclásticas. *Cuad. de Invest.,* C1. MOPU.

Spadafora, E.; De Ros, L. F.; Zuffa, G. G.; Morad, S. y Al-aasm, I. S. (1998): Diagenetic evolution of synorogenic hybrid and lithic arenites (Miocene), northern Apennines, Italy. En S. Morad (ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 26, 241-260.

Spötl, C. y Pitman, J. K. (1998): Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. En S. Morad (ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 26, 437-460.

Sprunt, E. S. y Nur, A. (1976): Reduction of porosity by pressure solution experimental verification. *Geol.,* 4, 463-466.

— (1977a): Destruction of porosity trough pressure solution. *Geoph.,* 42, 726-741.

— (1977b): Experimental study of the effects of stress on solution rate. *Jour. of Geoph. Res.,* 82, 3013-3022.

Stewart, R. J. y McCulloh, T. H. (1977): *Widespread occurrence of laumontite in the late Mesozoic and Tertiary basins of the Pacific margin*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Rocky Mtn. Secs. Progr. with abst., 48-49.

Stonecipher, S. A.; Winn, R. D. y Bishop, M. G. (1984): Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: A function of sandstone geometry. Texture and composition, and Fluid flux. En D. A. McDonald y R. C. Surdam (eds.), *Clastic Diagenesis, AAPG, Memoir,* 37, 289-316.

Strakhov, N. M. (1953): Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore formations. *Akad. Navk. SSSR. Izv. Sci. Geol.,* 5, 12-49.

Strakhov, N. M. (1970): *Principles of lithogenesis.* Oliver and Boyd.

Surdam, R. C. y Boles, J. R. (1979): Diagenesis of volcanic sandstones. *SEMP, Special Pub.,* 26, 227-242.

Surdam, R. C.; Crossey, L. J. y Boese, S. W. (1984): The chemistry of the secondary porosity. En D. A. McDonald y L. J. Surdam (eds.), *Clastic diagenesis. American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 37, 127-150.

Surdam, R. C.; Crossey, L. J.; Hagen, E. S. y Heasler, H. P. (1989): Organic-Inorganic interactions and sandstone diagenesis. *AAPG, Bull.,* 73, 1-23.

Tada, R.; Maliva, R. y Siever, R. (1987): A new mechanism for pressure solution in porous quartzose sandstone. *Geo. et Cosmoch. Acta,* 51, 2295-2301.

Tada, R. y Siever, R. (1989): Pressure solution during diagenesis. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.,* 17, 89-118.

Tannenbaum, E.; Huizinga, B. J. y Kaplan, I. R. (1986): Role of minerals in thermal alteration of organic matter. II A material balance. *AAPG, Bull.,* 70, 1156-1165.

Thomson, A. (1959): Pressure solution and porosity. *SEMP, Special Pub.,* 7, 92-110.

Thorne, J. A. y Watts, A. B. (1989): Quantitative analysis of North Sea subsidence. *AAPG, Bull.,* 73, 88-116.

Van Hinte, J. E. (1978): Geohistory analysis. Application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG, Bull.,* 62, 201-222.

Velde, B. (1985): Possible chemical controls of illite/smectite composition during diagenesis. *Min. Mag.,* 49, 387-391.

Walter, H. (1893-1894): *Einleitung in die Geologie als historische Wissenchaft*. Einschlüsse. Fischer, Jena.

Weyl. P. K. (1959): Pressure solution and the force crystallization: a phenomenological theory. *Jour. of Geoph. Res.,* 64, 2001-2025.

White. D. E. (1965): Saline waters of sedimentary rocks. En Fluids in subsurface environments. *Amer. Asso. Petrol. Geol. Mem.,* 4, 342-366.

Wilson, M. D.; Byrnes, A. P.; Bloch, S.; Stanton, P. T.; Wood, J. R. y McGowen, J. H. (1994): Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. *SEPM, Short Course Notes,* 33.

Wilson, M. D. y Pittman, E. D. (1977): Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenviromental analysis. *Jour. of Sed. Petrol.,* 47, 3-31.

Wilson, D. y Stanton, P. T. (1994): Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. En M. D. Wilson (ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. SEPM, Short Course,* 30, 59-118.

Wolf, K. y Chilingar, G. V. (1976): Diagenesis of sandstones and compaction. *Development in Sedimentology,* 18 B, 69-423.

Wollast, R. (1977): Factors affecting the composition of sediment pore waters. Second. Symp. Int. on water-rock interaction. *Strasbourg,* 295-316.

Wood, J. R. y Hewett, T. A. (1984): Reservoir Diagenesis and convective fluid flow. En D. A. McDonald y R. C. Surdam (eds.), *Clastic Diagenesis. AAPG, Memoir,* 37, 99-110.

Wood, J. R. y Surdam, R. C. (1979): Application of convective-diffusion models to diagenetic processes. *SEMP, Special Pub.,* 26, 243-250.

Worden, R. H. y Burley, S. D. (2003): Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. En R H. Worden y S. D. Burley (eds.), *Sandstone diagenesis. Recent and ancient. Reprint series,* vol. 4 of the IAS, 3-44.

Worden, R. H. y Morad, S. (2000): Quartz cement in oil field sandstones: a review of the critical problems. En R. H. Worden y S. Morad (eds.), *Quartz cementation in sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 29, 1-20.

Worden, R. H. y Morad, S. (2003): Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. En R. H. Worden y S. Morad (eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones. IAS, Spec. Pub.,* 34, 3-41.

Zen, E. y Thompson, A. B. (1974): Low grade regional metamorphism: Mineral equilibrium relations. *Ann. Rev. of Earth and Plan. Sci.,* 2, 179-212.

Zinkernagel, U. (1978): Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contrib. to Sed.,* 8.

XXI

Introducción a la diagénesis de las rocas carbonáticas

por Carlos Rossi*

INTRODUCCIÓN

Definición de diagénesis

En su definición más simple, la diagénesis trata del conjunto de procesos que transforman los sedimentos en rocas. Concretamente, la diagénesis abarca todos los procesos post-sedimentarios químicos, físicos y biológicos (precipitación y disolución mineral, compactación...) que sufren las rocas de origen sedimentario, excluyendo los que suceden en condiciones metamórficas.

¿Por qué sucede la diagénesis? La diagénesis física, es decir la compactación, sucede porque los componentes de la roca se inestabilizan mecánicamente al aumentar la presión efectiva durante el enterramiento. La diagénesis química (precipitación, disolución, reacciones de intercambio iónico...) sucede porque los minerales de la roca pueden estar en desequilibrio termodinámico con el agua intersticial. En este caso el desequilibrio se refiere a las superficies de los minerales, ya que la difusión en estado sólido es probablemente insignificante a temperaturas diagenéticas (ver más abajo). El estado de desequilibrio puede estar causado por la presencia en la roca de minerales intrínsecamente metaestables en condiciones diagenéticas (feldespatos cálcicos, aragonito, ópalo...), ya sean estos minerales de origen detrítico, bioclástico, o diagenético temprano. Además, el estado de desequilibrio puede responder a cambios en las condiciones ambientales, ya que la solubilidad de los minerales depende de la temperatura, presión y composición de los fluidos intersticiales. Sea cual sea el origen del desequilibrio, la diagénesis química es la forma en que el sistema roca-agua intersticial trata de alcanzar o recobrar el equilibrio mediante reacciones de disolución y precipitación mineral.

La diagénesis es el principal proceso generador de las rocas de origen sedimentario. Por tanto, el estudio de la diagénesis es una parte fundamental de la petrología y no de la sedimentología, ya que ésta se ocupa del estudio de los sedimentos, no de las rocas. Los sedimentos se diferencian de las rocas precisamente porque éstas han sufrido diagénesis, lo que suele conllevar su consolidación o litificación. Sin embargo, no es el grado de consolidación lo que diferencia a las rocas de los sedimentos, ya que existen numerosos ejemplos de rocas friables (especialmente areniscas y lutitas, mal llamadas «arenas» o «arcillas») que han sufrido importantes procesos diagenéticos (ver, por ejemplo, Rossi *et al.*, 2002a) En algunos casos, la transformación de sedimentos en rocas es muy rápida y ocurre en superficie, poco tiempo después de la sedimentación. Éste es el caso de las rocas de playa *(beachrocks),* que pueden formarse en pocos años por cementación marina de arenas de playa (Milliman, 1974, p. 282; Grammer *et al.*, 1993). La diagénesis suele conllevar profundos cambios químicos y mineralógicos: prácticamente todos los enlaces catión-oxígeno se pueden volver a forman en la diagénesis, con la

* Dpto. Petrología y Geoquímica, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040, Madrid, España. E-mail: crossi@geo.ucm.es.

excepción de una parte del cuarzo detrítico y los minerales pesados más estables (Land, 1997). Como bien resaltan Dabrio y Hernando (2003, pp. 240-242), en casos la diagénesis produce cambios texturales y composicionales tan profundos que la roca resultante muy poco tiene que ver con el sedimento original. Ejemplos carbonáticos son las brechas de disolución-colapso y muchas calizas y dolomías mesocristalinas, que conservan muy pocos vestigios de su origen inicial como sedimentos.

El estudio de la diagénesis tiene interés económico, ya que durante la diagénesis se produce una reducción general en la porosidad y permeabilidad y por tanto en la capacidad de las rocas para albergar cantidades económicas de agua, gases, petróleo, y minerales. Las acumulaciones económicas suelen estar asociadas con anomalías positivas de porosidad, que se desvían de la tendencia general por estar menos cementadas o menos compactadas que lo «normal». En ciertos casos, la cementación diagenética puede invertir la distribución deposicional de la porosidad y permeabilidad (ver, por ejemplo, Ehrenberg, 2007), especialmente cuando la cementación está asociada al flujo de fluidos. Entender por qué y dónde se producen estas anomalías diagenéticas tiene pues un gran interés práctico.

Condiciones de presión y temperatura de la diagénesis

La diagénesis comienza inmediatamente después de la sedimentación, y por tanto a temperaturas y presiones muy variables, ya que dependen de la latitud y de la profundidad de la lámina de agua sobre el sedimento inicial. El límite diagénesis-metamorfismo es puramente arbitrario, ya que los procesos que tienen lugar en la diagénesis profunda y en el metamorfismo de grado muy bajo son esencialmente los mismos (Frey y Robinson, 1998). Durante la diagénesis se tiende a alcanzar el equilibrio entre las superficies de los minerales y el agua intersticial. Normalmente este equilibrio es de tipo metaestable, ya que considerando los minerales en su conjunto y no sólo sus superficies, durante la diagénesis las asociaciones minerales están típicamente en desequilibrio, entre si y con los fluidos intersticiales, como demuestra la preservación habitual de zonados composicionales en los minerales diagenéticos. El tránsito diagénesis-metamorfismo no supone necesariamente que se alcance el equilibrio termodinámico total (Merriman y Peacor, 1998), ya que las evidencias de desequilibrio (p. ej., presencia de minerales zonados) son también frecuentes en rocas metamórficas.

Desde un punto de vista práctico, el inicio del metamorfismo normalmente se reconoce con la ayuda de indicadores de exposición térmica (índice de Kübler, reflectividad de la vitrinita, índice de alteración del color de los conodontos...) y por la aparición de minerales y asociaciones minerales típicamente «metamórficas» (Frey, 1987; Arkai *et al.*, 2003). Además, desde un punto de vista más práctico, el inicio del «metamorfismo» supone dos cambios muy importantes en las propiedades de las rocas de origen sedimentario (Worden y Burley, 2003): 1) su porosidad y permeabilidad tienden a ser insignificantes, y 2) la materia orgánica que puedan contener ya ha agotado su capacidad para general hidrocarburos líquidos o gaseosos, es decir, las rocas metamórficas han sobrepasado la llamada «ventana del gas» (Tissot y Welte, 1984).

Normalmente, las máximas temperaturas y presiones consideradas diagenéticas están en torno a 250 °C y 200 MPa, respectivamente, lo que corresponde a profundidades de enterramiento de ~6 a ~9 km. Por tanto, la diagénesis puede tener lugar a temperaturas desde bajo cero hasta ~250 °C, y a presiones que oscilan entre ~0,1 MPa (presión atmosférica) y más de 200 MPa (Boles, 2003; Milliken, 2003; Worden y Burley, 2003; Machel, 2005). Dentro de este rango teórico, las condiciones P-T más comunes de la diagénesis son las situadas entre un gradiente de aumento de temperatura de 10 °C/km en régimen de presión litostática, y un gradiente de aumento de temperatura de 30 °C/km en régimen de presión hidrostática (Wor-

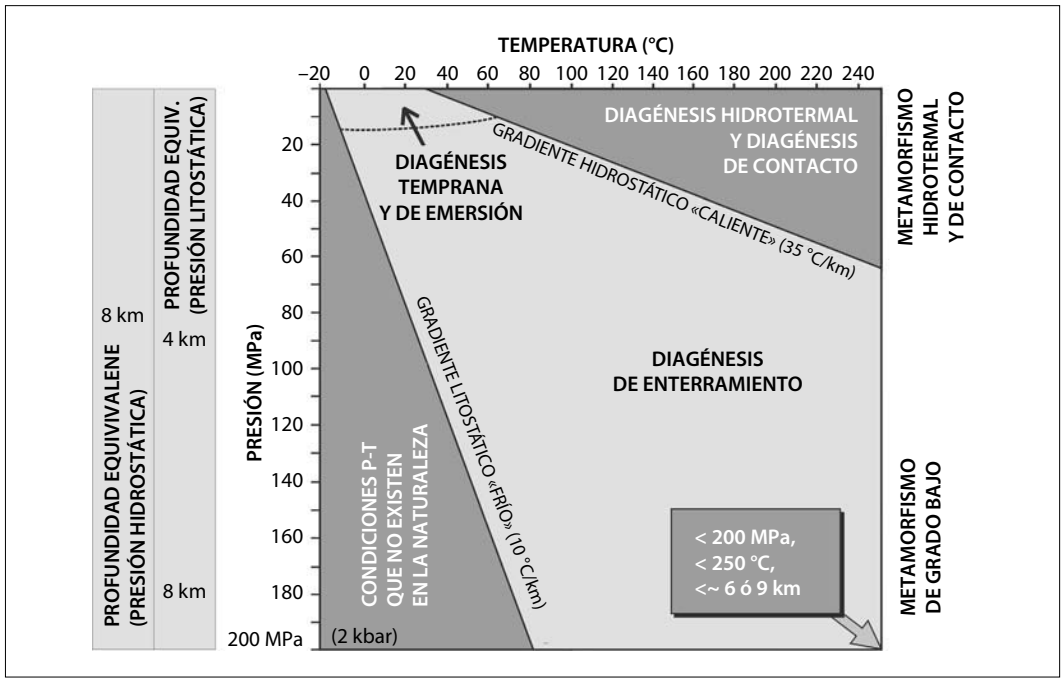


Figura 21.1. Condiciones de presión y temperatura de la diagénesis.

den y Burley, 2003) (figura 21.1). Las condiciones P-T situadas a la izquierda de este campo (es decir, presiones relativamente altas y temperaturas relativamente bajas) no existen en la naturaleza.

Las condiciones P-T situadas por encima del gradiente hidrostático de 30 °C/km en la figura 21.1 son poco frecuentes pero suceden en: 1) la diagénesis hidrotermal, que es la inducida por las aguas de cualquier origen que estén más calientes (> ~5-10 °C) que su entorno (White, 1957; Machel y Lonnee, 2002), normalmente como consecuencia de un flujo ascendente cortando las isotermas; y 2) la diagénesis de contacto, que es la que sucede en el entorno de una intrusión ígnea a menos de ~250 °C (Mckinley *et al.*, 2001; Worden y Burley, 2003).

Etapas de la diagénesis

Tradicionalmente, la diagénesis se ha subdividido en tres etapas: diagénesis temprana, diagénesis de enterramiento, y diagénesis de emersión (Choquette y Pray, 1970; Morad *et al.*, 2000).

La diagénesis temprana incluye los procesos que suceden en superficie o a relativamente poca profundidad (decenas de metros) (Machel, 2005). La diagénesis de enterramiento puede subdividirse en dos etapas: enterramiento somero (desde cientos de metros hasta ~2 km, <~80 °C) y enterramiento profundo (más de ~2 km, >~80 °C). La diagénesis de emersión sucede como consecuencia de la inversión tectónica de una cuenca sedimentaria, permitiendo la penetración de aguas meteóricas hasta profundidades que oscilan entre unos cientos de metros y ~1-2 km.

La diagénesis temprana está muy condicionada por el ambiente de sedimentación, el clima, y los cambios del nivel del mar. Durante la diagénesis temprana, las temperaturas y por tanto las velocidades de las reacciones químicas son relativamente bajas. Esto permite la persistencia de fases metaestables o incluso la precipitación de nuevos minerales metaestables (ópalo, do-

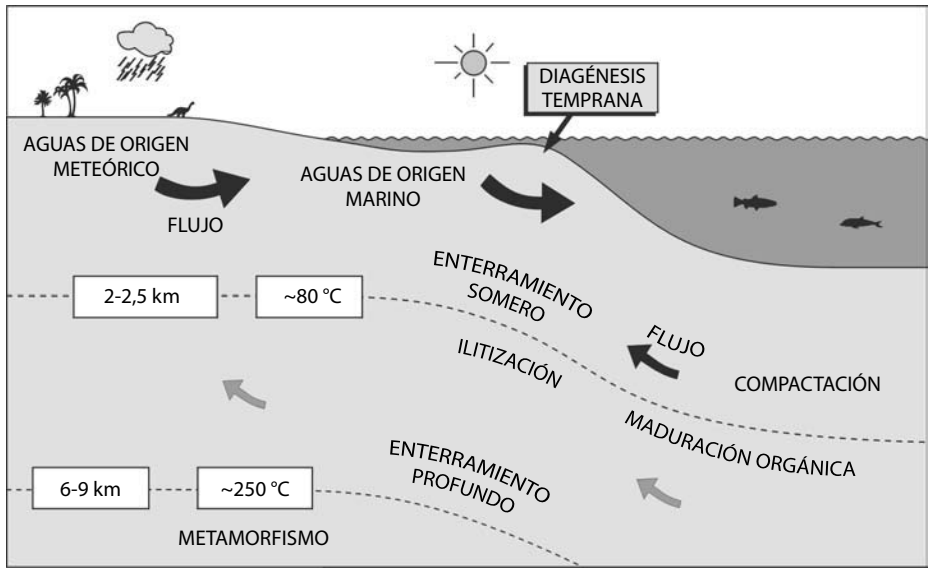


Figura 21.2. Representación esquemática de las principales etapas diagenéticas.

lomita cálcica, etc.). Esto es posible porque las fases metaestables cristalizan más rápido, y su transformación en las fases estables correspondientes (cuarzo, dolomita estequiométrica, etc.), es relativamente lenta a bajas temperaturas (Morse y Casey, 1988).

Durante la diagénesis temprana y de enterramiento somero, el sistema roca-agua está relativamente abierto y las reacciones diagenéticas están muy influenciadas por la composición (meteórica, marina, salobre, aguas concentradas por evaporación...) y flujo del agua intersticial. Las velocidades de flujo de las aguas intersticiales pueden ser altas, ya que la porosidad y permeabilidad también lo pueden ser.

Durante la diagénesis de enterramiento profundo, las velocidades de flujo de las aguas intersticiales son lentas, ya que las permeabilidades y porosidades son generalmente bajas y por tanto el volumen de agua disponible es escaso (Bjørlykke, 1994). Sin embargo las reacciones químicas son relativamente rápidas, debido a las más altas temperaturas. Por tanto, durante la diagénesis profunda las fases metaestables tienden a desaparecer y los minerales están normalmente en equilibrio *superficial* con el agua intersticial. En estas condiciones, ante desequilibrios causados por cambios de temperatura, presión o composición de los fluidos, el sistema roca-agua responde rápidamente con reacciones de disolución-precipitación que restablecen el equilibrio (Giles, 1997). Durante la diagénesis de enterramiento profundo tienen lugar importantes reacciones diagenéticas que dependen de la temperatura, como por ejemplo las reacciones de transformación de minerales de la arcilla (como la illitización de esmectitas y caolinitas), o la maduración térmica intensa de la materia orgánica.

Particularidades de la diagénesis de las rocas carbonáticas

Las calizas y dolomías representan como media el ~7% de las rocas aflorantes en la superficie terrestre (Blatt & Tracy, 1996). A diferencia de las rocas siliciclásticas, cuya diagénesis es más intensa durante el enterramiento profundo, en las rocas carbonáticas suceden importantes transformaciones diagenéticas dentro del primer kilómetro de enterramiento (figura 21.3) (Land, 1997). Esto se debe a la mayor solubilidad y velocidad de reacción de los carbonatos respecto a los silicatos, lo que explica que en los carbonatos el equilibrio tienda a alcanzarse más rápidamente que en los siliciclásticos.

En los carbonatos, la asociación mineral deposicional es normalmente más simple que en los siliciclásticos y suele estar formada fundamentalmente por calcita, calcita magnesiana y aragonito. Durante la diagénesis, las fases metaestables (calcita magnesiana y aragonito) se eliminan con relativa rapidez, y las rocas carbonáticas acaban compuestas fundamentalmente por calcita no magnesiana y dolomita (figura 21.3).

Durante la diagénesis, las rocas carbonáticas reducen su porosidad más drásticamente que las rocas siliciclásticas (figura 21.3). Las calizas que se han enterrado a más de 1-2 km de profundidad típicamente preservan porosidades muy bajas, y por debajo de 6 km la porosidad no suele sobrepasar el 5% (Scholle y Halley, 1985). A cualquier profundidad de enterramiento, las rocas carbonáticas tienen porosidades muy variables pero son como media menos porosas que las areniscas (figura 21.3). Esto se debe por una parte a las intensas transformaciones diagenéticas que suelen sufrir los carbonatos durante la diagénesis temprana y de enterramiento somero (incluyendo cementación), y por otra parte a la mayor facilidad con que los carbonatos sufren compactación química y la consecuente cementación durante la diagénesis de enterramiento (Ehrenberg y Nadeau, 2005). Existen notables excepciones a esta tendencia, como por ejemplo las causadas por karstificación, inhibición de la cementación o inhibición de la compactación, pero estas excepciones son en general mucho más difíciles de predecir que en el caso de las rocas siliciclásticas (Ehrenberg, 2006). Las dolomías normalmente preservan más porosidad y permeabilidad que las calizas (Schomoker y Halley, 1982; Machel, 2003 y 2004; Mazzullo, 2004). En ciertos casos, las dolomías preservan porosidades notables a pesar de haber sido enterradas a gran profundidad (Moore, 2001).

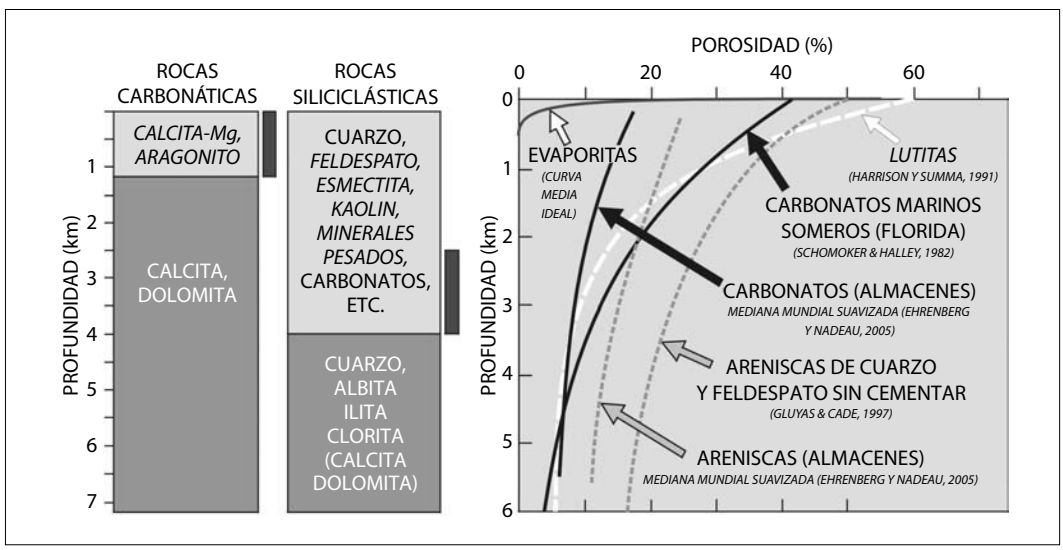


Figura 21.3. A la izquierda, comparación de los cambios mineralógicos que experimentan las rocas carbonáticas y siliciclásticas durante la diagénesis (basado en Land, 1997). Las barras verticales oscuras representan los rangos de profundidades donde las transformaciones son más intensas. A la derecha, curvas medias de decrecimiento de la porosidad con la profundidad para diferentes tipos de rocas sedimentarias. Puede observarse cómo en las rocas carbonáticas la porosidad normalmente decrece con la profundidad más rápidamente que en las rocas siliciclásticas. En los carbonatos someros de Florida la reducción de la porosidad con la profundidad es relativamente lenta debido probablemente al bajo gradiente geotérmico (18 °C/km; Ehrenberg y Nadeau, 2005).

Es útil subdividir la diagénesis de los carbonatos en tres ambientes o zonas diagenéticas en función del origen del agua intersticial y de la profundidad: diagénesis marina (aguas marinas, poca profundidad), diagénesis meteórica (aguas meteóricas, poca profundidad) y diagénesis de enterramiento (mezclas de aguas de origen marino, meteórico y salmueras complejas, gran profundidad; figura 21.4) (James y Choquette, 1983 y 1984; Choquette y James, 1987; Tuc-

ker y Wright, 1990; Moore, 1989 y 2001). La división en las clásicas etapas eogenética (temprana), mesogenética (de enterramiento) y telogenética (de emersión) (Choquette y Pray, 1970; Morad *et al*., 2000) es útil para las rocas siliciclásticas pero quizás algo menos para las carbonáticas, ya que ignora una variable muy importante en la diagénesis de los carbonatos: la composición y flujo del agua intersticial.

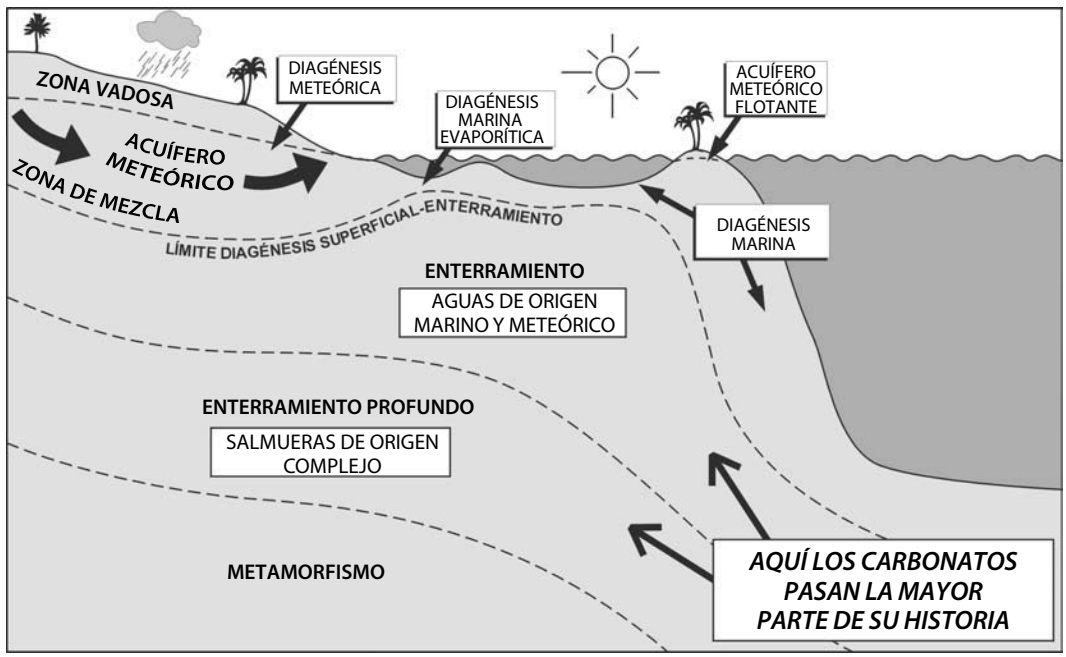


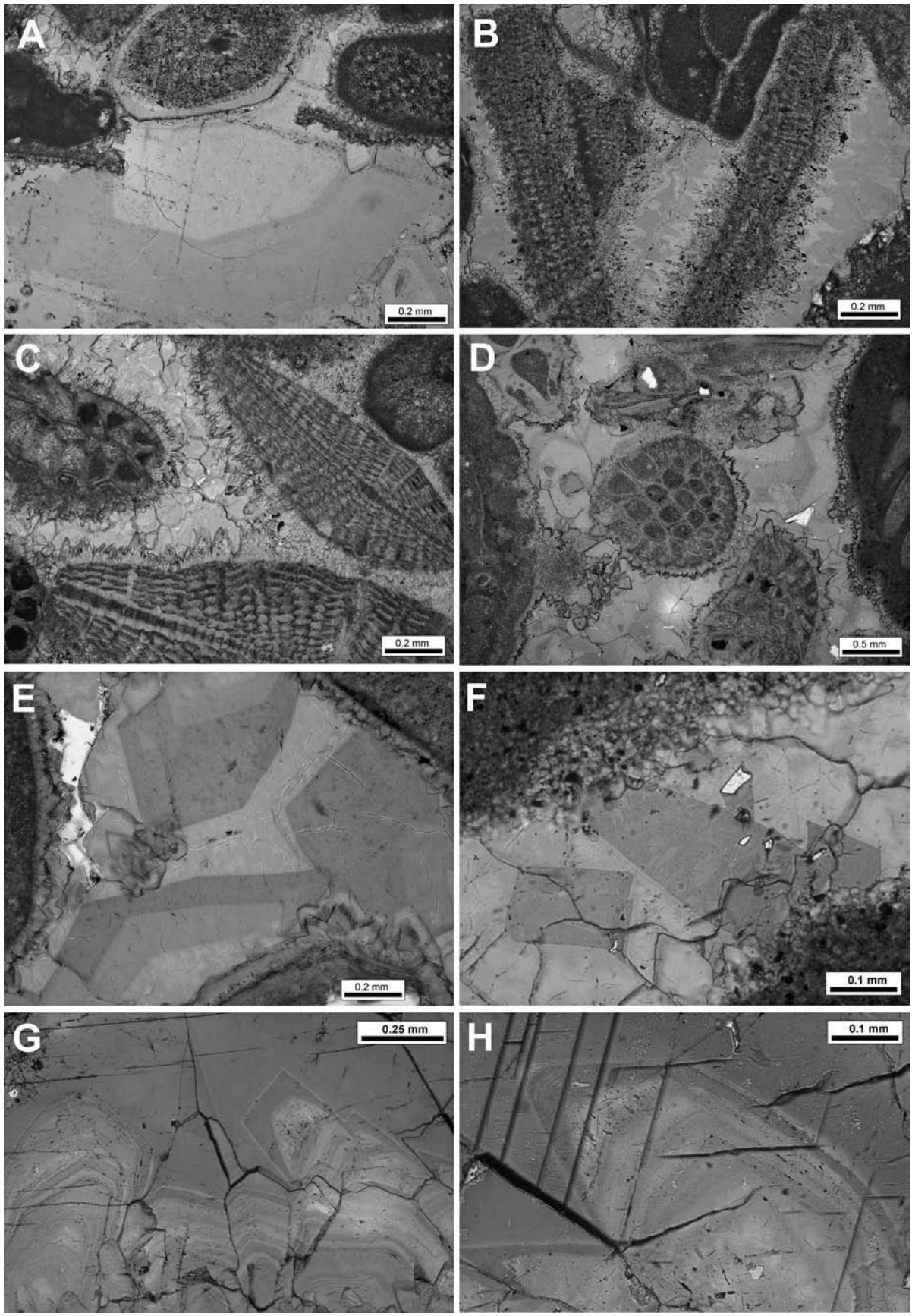
Figura 21.4. Principales zonas diagenéticas en función del origen del agua intersticial y de la profundidad.

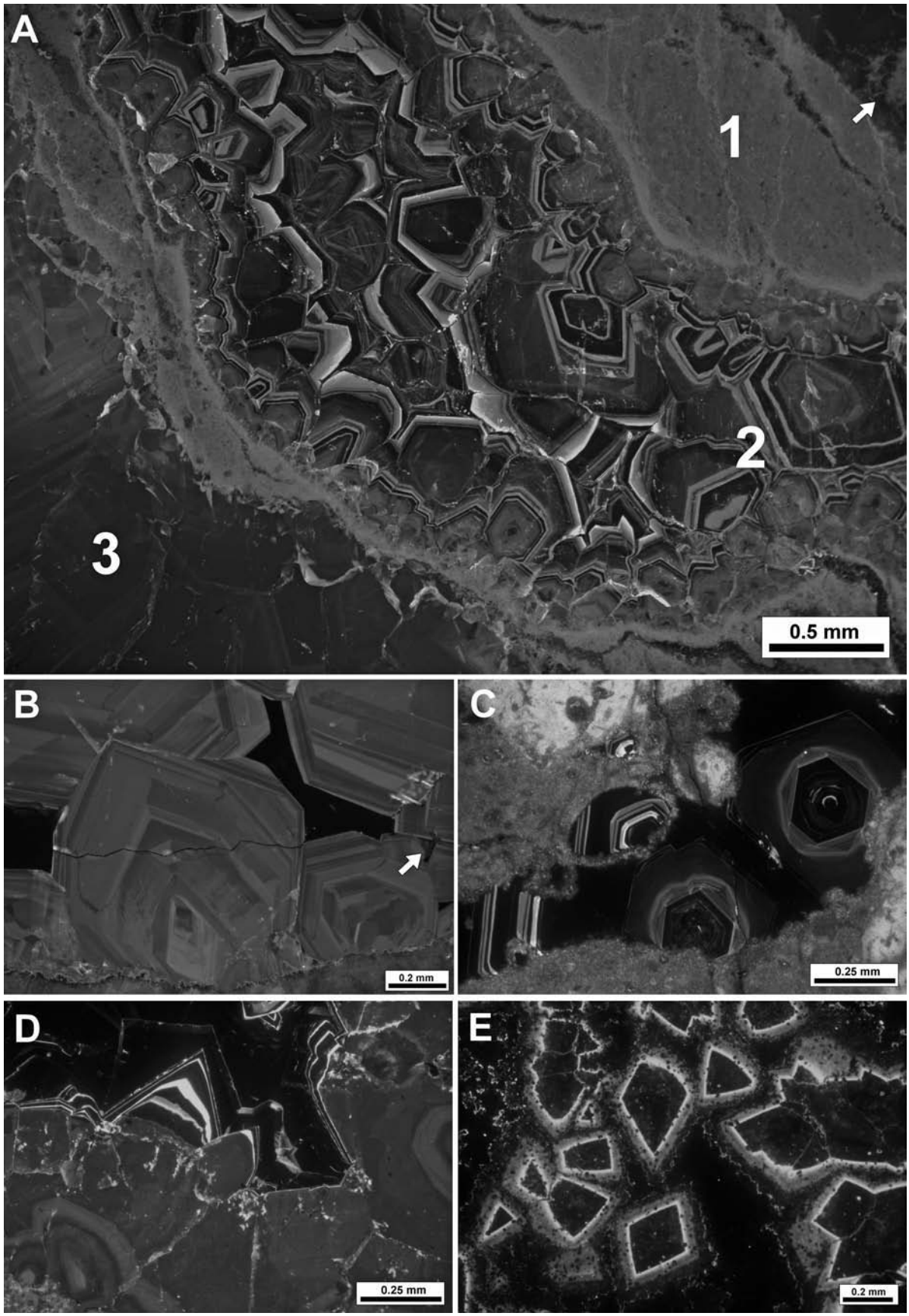
Técnicas usadas para el estudio de la diagénesis de las rocas carbonáticas

Desde que a mediados del siglo XIX Sorby aplicara la microscopía óptica al estudio de láminas delgadas, precisamente para estudiar la diagénesis de las calizas, la petrografía básica continúa siendo un elemento imprescindible en el estudio diagenético de las rocas carbonáticas. El estudio de láminas delgadas de buena calidad con un microscopio petrográfico permite la reconstrucción de la secuencia paragenética mediante la observación cuidadosa de las relaciones petrográficas entre clastos, cementos y porosidad (Bathurst, 1975; Scholle, 1978; Friedman y Sanders, 1978; Purser, 1980; Flügel, 1982 y 2004; Harwood, 1988; Tucker y Wright, 1990; Friedman *et al*., 1992; Moore, 1989 y 2001; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003).

El uso de tinciones (Dickson, 1966) (lámina 21.1), la epi-iluminación con luz ultravioleta (UV) (Dravis y Yurewicz, 1985; Rossi *et al*., 2001; figura 21.5), la microscopía electrónica de barrido (especialmente en modo de electrones retrodispersados o BSE; Reed, 1996), y sobretodo la microscopía de cátodoluminiscencia (CL) (Machel, 1985; Miller, 1988; Marshall, 1988; Machel *et al*. 1991; Machel y Burton, 1991; Boggs y Krinsley, 2006; lámina 21.2) revolucionaron la petrografía de los carbonatos en el último cuarto del siglo XX. Estas técnicas aportan una cierta información geoquímica y mineralógica, y son especialmente útiles para revelar zonados y relaciones petrográficas que no sean visibles usando petrografía de luz transmitida o reflejada.

Las técnicas geoquímicas también han contribuido notablemente al avance del conocimiento de la diagénesis de las rocas carbonáticas, especialmente: 1) el análisis de elementos menores y trazas (Veizer, 1983; Dickson, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Banner, 1995;


A
0.2 mm
B
0.2 mm
C
0.2 mm
D
0.5 mm
E
0.2 mm
F
0.1 mm
G
0.25 mm
H
0.1 mm


A
1
2
3
0.5 mm
B
0.2 mm
C
0.25 mm
D
0.25 mm
E
0.2 mm

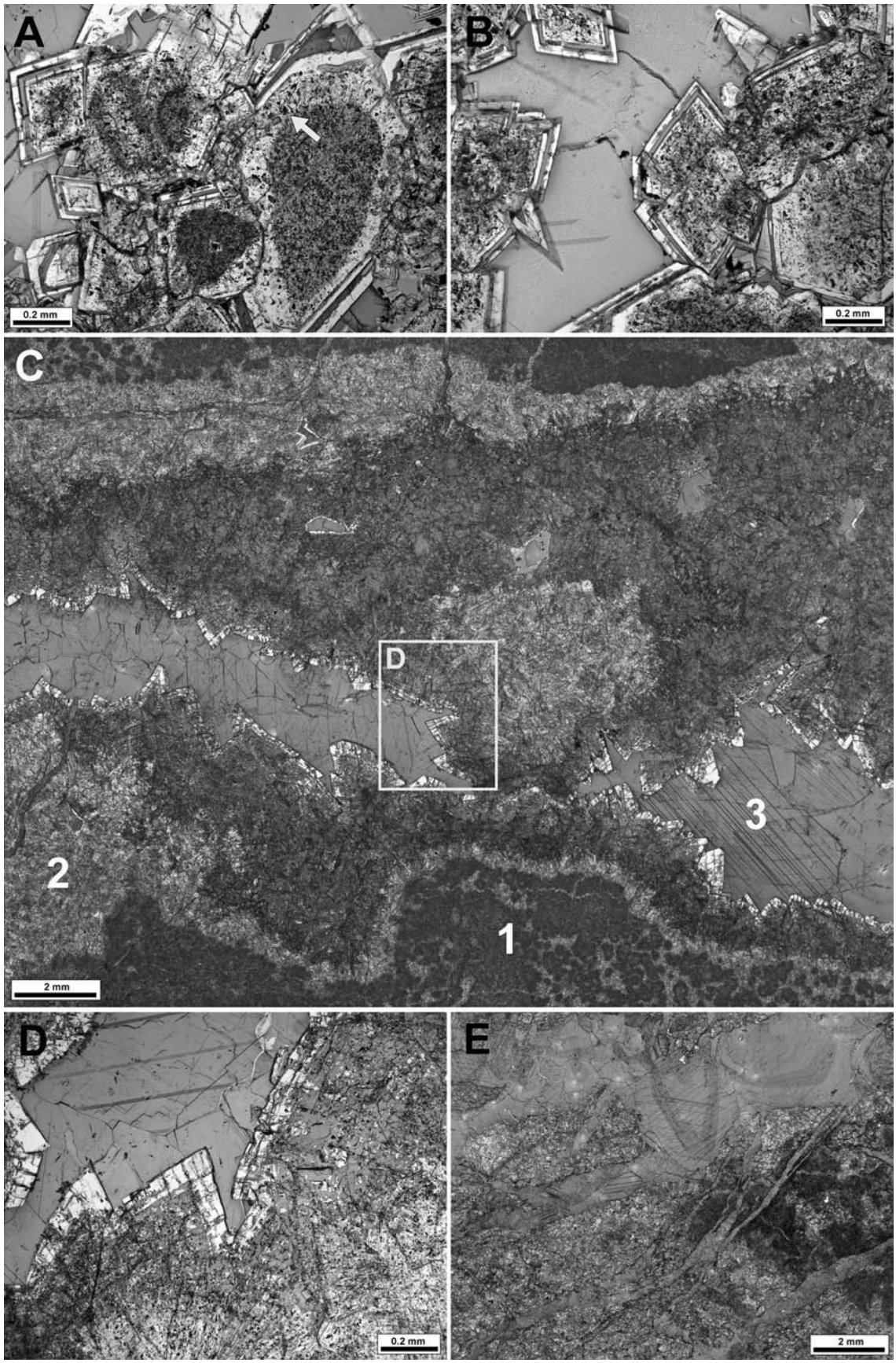

A
0.2 mm
B
0.2 mm
C
D
2
3
1
2 mm
D
0.2 mm
E
2 mm

Lámina 21.1. Ejemplos del uso de tinciones para desvelar secuencias paragenéticas y zonados en calcitas diagenéticas. Véase, por favor, la imagen correspondiente en color en el CD que acompaña a este volumen. Todas las imágenes son de láminas delgadas teñidas con alizarina y ferricianuro potásico usando luz polarizada plana. Las calcitas ferrosas adquieren tonos morados, tanto más azules cuanto más ferrosas, y las calcitas no ferrosas rosados. A: este cemento sintaxial, nucleado en un resto de equinodermo (parte superior de la imagen), presenta alternancia de zonas ferrosas y no ferrosas. B: cementos sintaxiales nucleados en dos placas de equinodermos. Las primeras zonas son no ferrosas, presentan abundantes inclusiones y tienen terminaciones prismáticas apuntadas. Las zonas posteriores son progresivamente más ferrosas y presentan zonados irregulares. C: cementos de calcita ferrosa y no ferrosa alternantes rellenan la porosidad de esta calcarenita bioclástica (con *Discocyclina* y briozoos). La segunda zona está formada por calcita no ferrosa con terminaciones escalenoédricas. D: cementos de calcita ferrosa y no ferrosa rellenando la porosidad primaria de una calcarenita. La primera zona ferrosa termina con una película de cemento de goethita (amarillenta). E: detalle de D, mostrando zonados concéntricos y sectoriales en una generación ferrosa. F: seudomorfos de celestina formados por calcita ferrosa. Esta calcita tiene inclusiones corroídas de celestina (en blanco) y un zonado interno irregular característico. Los seudomorfos están englobados en cemento de calcita no ferrosa. G: Alternancia de calcitas ferrosas y no ferrosas formando un cemento en mosaico. H: detalle de G, mostrando la presencia de inclusiones fluidas acuosas primarias al final de la última zona no ferrosa. Las inclusiones están elongadas en la dirección del crecimiento, indicando su origen primario, y son monofásicas, indicando atrapamiento a menos de 45-50 °C. F, G y E están tomados de Rossi *et al*. (2001a).

Lámina 21.2. Ejemplos del uso de la cátodoluminiscencia para desvelar secuencias paragenéticas y zonados en calcitas diagenéticas. Véase, por favor, la imagen correspondiente en color en el CD que acompaña a este volumen. A: compleja secuencia de disolución y cementación en una caliza originalmente micrítica («1»). Las calcitas espáticas «2» rellenan porosidad de fractura agrandada por disolución, y están formadas por una alternancia cíclica de calcitas luminiscentes mates, luminiscentes brillantes y no luminiscentes, con zonados concéntricos. La presencia en estas calcitas de inclusiones acuosas monofásicas primarias (no visibles en la imagen) indica precipitación a menos de 45-50°. Las calcitas espáticas «3» rellenan cavidades de disolución posteriores a «2», tienen una luminiscencia mate, y localmente contienen kaolín (con luminiscencia azul; flecha). B: detalle de las calcitas «3», que presentan un zonado mixto concéntrico y sectorial. Las subzonas más recientes incluyen localmente kaolín (en azul, flecha) y bordean porosidad remanente (en negro). C: cavidad fenestral en una dolomicrita supramareal rellena por cemento de calcita espática con hábitos hexagonales. Las primeras calcitas son predominantemente no luminiscentes, están seguidas por calcitas con luminiscencia mate, y terminan con calcitas no luminiscentes con bandas amarillas brillantes. D: calcita espática rellenando una cavidad móldica en una calcarenita perimareal. Las primeras fases de cemento son de calcita luminiscente mate, seguidas por calcita no luminiscente con bandas brillantes y finalmente por calcita no luminiscente. Esta secuencia es compatible con una progresiva oxigenación del agua intersticial. E: caliza cristalina seudoesferulítica formada por dedolomitización de dolomicritas (Rossi y Cañaveras, 1999). El aspecto moteado se debe a la presencia de inclusiones corroídas de dolomita. Las primeras fases de crecimiento de la calcita presentan hábitos romboédricos marcados por bandas luminiscentes. Las últimas fases de crecimiento de la calcita presentan formas de crecimiento irregulares y son predominantemente no luminiscentes.

Lámina 21.3. Ejemplos del uso de tinciones para desvelar secuencias paragenéticas texturas de reemplazamiento en dolomías. Véase, por favor, la imagen correspondiente en color en el CD que acompaña a este volumen. Todas las imágenes son de láminas delgadas teñidas con alizarina y ferricianuro potásico, usando luz polarizada plana. Las calcitas no ferrosas adquieren tonos rosados, las calcitas ferrosas morados y las dolomitas no ferrosas no se tiñen, apareciendo en este caso con colores blancos, grises o verdosos. La porosidad está impregnada con resina azul. A y B: doloarenita formada por dolomitización mimética de restos de equinodermos. Los cementos sintaxiales de dolomita tienen una primera generación rica en inclusiones (flecha) y una segunda generación con hábitos romboédricos y zonada. Ciertas zonas de la segunda generación están disueltas selectivamente, apareciendo la porosidad móldica resultante coloreada de azul. Parte de esta porosidad móldica está cementada por calcita no ferrosa, que además rellena la porosidad primaria intercristalina. C: dolomía predominantemente microcristalina («1») con una vacuola rellena por cemento dolomítico («2») y calcítico («3»). El cemento dolomítico está parcialmente dedolomitizado. El cemento calcítico contiene una primera generación ferrosa y una segunda generación no ferrosa predominante, cuya precipitación estuvo separada por un evento de fracturación. D: detalle de C. La dedolomitización se manifiesta por la presencia de inclusiones corroídas de dolomita dentro de la calcita. E: brecha de clastos dolomíticos con disposición en mosaico, indicando su origen cataclástico in situ. La porosidad brecha se cementó por varias generaciones de calcita (ferrosas y no ferrosas) con formas de crecimiento escalenoédricas.

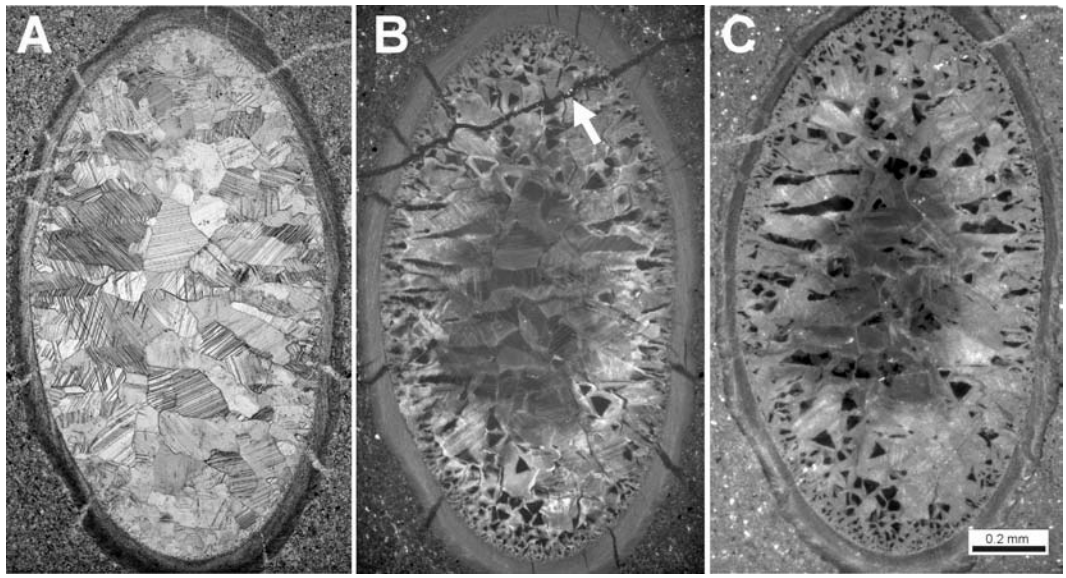


Figura 21.5. Ejemplo de uso de la fluorescencia para revelar zonados en calcitas diagenéticas. A: cemento de calcita espática en mosaico rellenado la porosidad intrapartícula de un serpúlido. La calcita presenta abundantes lamelas de maclado mecánico, indicando que ha sufrido deformación. lámina delgada, luz polarizada plana. B: mismo campo de visión que en B pero observado con epi-iluminación UV, revelando una intensa fotoluminiscencia en el cemento y su zonado mixto concéntrico-sectorial. En la parte superior de la imagen se observa una fractura cementada por calcita no fluorescente, con pequeños puntos luminiscentes (flecha) que representan en este caso inclusiones fluidas de petróleo. C: mismo campo de visión que en A y B, observado con cátodoluminiscencia, revelando un zonado muy similar al detectado con fluorescencia. Tomado de Rossi *et al*. (2001a).

Moore, 2001) usando microsonda electrónica (Lane y Dalton, 1994); 2) los análisis isotópicos ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$...) (Hoefs, 1997; Faure, 1998; Banner *et al*., 1994; Moore, 2001) en micro-muestras obtenidas con control petrográfico (Dettman y Lohmann, 1995; Benito, 2001), y 3) la petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas (Goldstein y Reynolds, 1994; Goldstein, 2001). Estas técnicas se han usado principalmente para investigar la historia térmica, el grado de interacción agua-roca durante la diagénesis, y el origen y composición de los fluidos intersticiales presentes en la roca durante las etapas de precipitación de minerales autigénicos.

Términos básicos usados en petrología de rocas carbonáticas

Las rocas carbonáticas son las que contienen más del 50% de minerales carbonáticos, calcita en las calizas y dolomita en las dolomías. «Carbonático» y «carbonatado» no son sinónimos, como tampoco lo son «dolomítico» (compuesto por dolomita) y «dolomitizado» (reemplazado por dolomita). Análogamente, en lengua inglesa *carbonate rock* (roca carbonática o de carbonatos) no es lo mismo que *carbonated rock* (roca carbonatada).

Las rocas carbonáticas pueden tener textura dominante clástica, cristalina o bioconstruida. Las rocas clásticas están formadas por un armazón de clastos (fragmentos) en contacto, estando el espacio entre los clastos ocupado o bien por fluidos (porosidad), o bien por clastos más pequeños (matriz), o bien por minerales precipitados in situ durante la diagénesis (cementos o reemplazamientos), o bien por combinaciones de estos tres elementos (Friedman y Sanders, 1978). Los minerales cristalizados in situ en la propia roca se denominan autigénicos.

Las texturas *clásticas* pueden ser de origen sedimentario o post-sedimentario. Las texturas clásticas de origen sedimentario están formadas por clastos de que han sufrido un cierto transporte previo a su sedimentación. Estos clastos pueden ser tanto detríticos (también llamados

«terrígenos» o «extracuencales») como no detríticos («intracuencales»). Como su propio nombre indica los clastos detríticos son los que se han originado como detritos, es decir por meteorización de una roca pre-existente, ya sea su composición carbonática o silicática. Los clastos carbonáticos de origen intracuencal son los componentes principales de la mayoría de las calizas clásticas. Ejemplos son los bioclastos (no re-elaborados) o los intraclastos (fragmentos de sedimentos cohesivos o con cementación sinsedimentaria). Las calcarenitas (*grainstones, packstones* y *wackestones:* Dunham, 1962) son un tipo de calizas clásticas muy común, y están formadas por clastos de tamaño arena y de origen *intracuencal* (Zuffa, 1980; lámina 21.1A-D). Otro tipo común de calizas clásticas son las arenitas formadas por granos terrígenos (es decir detríticos) de carbonato. Estas arenitas no son areniscas, ya que no son siliciclásticas, ni calcarenitas, ya que los granos no son intracuencales: se denominan calclititas o arenitas carbonáticas extracuencales (Zuffa, 1980). Las texturas clásticas de origen postsedimentario se forman por fragmentación *in situ* de la propia roca (lámina 21.3E). Ejemplos son las brechas formadas por colapso de cuevas de disolución (brechas de «disolución-colapso»), las de origen tectónico (brechas de falla), o las que resultan de un impacto meteorítico (brechas de impacto). En los tres casos se trata de texturas «cataclásticas».

Una roca carbonática tiene *textura predominante cristalina* si está formada principalmente por agregados de cristales con disposición en mosaico debido a que han crecido in situ y de forma competitiva. Muchos carbonatos tienen textura predominante cristalina, y por eso se denominan calizas o dolomías cristalinas. Su origen suele ser diagenético, por transformación de una roca pre-existente merced a alguno de los siguientes procesos: 1) recristalización (cambio del tamaño o forma de los cristales sin cambio mineralógico); 2) reemplazamiento (disolución de un mineral y precipitación simultánea de otro distinto en el mismo sitio), o 3) cementación (cristalización de minerales en los poros). Por ejemplo, la dolomitización (reemplazamiento) de las calizas produce dolomías cristalinas, y la calcitización de las dolomías (dedolomitización) produce calizas cristalinas. Las texturas cristalinas se pueden clasificar, por el tamaño de los cristales que las forman, en macrocristalinas (> 2 mm), mesocristalinas (2 mm-62 μm), microcristalinas (62-4 μm) y criptocristalinas (< 4 μm). Si en una textura cristalina unos pocos cristales son mucho más grandes que el resto, se la denomina «porfirotópica» o «porfiroblástica», siendo los porfiroblastos los cristales mayores. Si en una textura cristalina, o mixta clástica-cristalina, una serie de cristales relativamente grandes engloban varios cristales o bien a clastos más pequeños, la textura resultante se llama «poiquilotópica» o «poikilítica», denominándose a los cristales grandes «poikilotópicos». Las texturas cristalinas no son exclusivas de las rocas cristalinas. Por ejemplo, en una roca con textura predominante clástica los cementos precipitados en la porosidad tienen textura cristalina.

Las *calizas cristalinas* suelen ser de origen diagenético, producto de la transformación de una caliza, dolomía o evaporita pre-existente. Las carniolas, por ejemplo, son un tipo de calizas cristalinas, más o menos dolomíticas, brechoides y de origen diagenético (por disolución-colapso y dedolomitización: Yébenes, 1973; Rossi, 1995). Otro ejemplo de calizas cristalinas de origen diagenético son los caliches o calcretas, que son calizas microcristalinas o mesocristalinas formadas por cementación y reemplazamiento calcíticos generalizados, bien en suelos (caliches pedogénicos o vadosos: Alonso Zarza, 2003), bien en el nivel freático (caliches freáticos o de «aguas subterráneas»: Rossi y Cañaveras, 1999). Algunas calizas cristalinas son de origen sedimentario, como por ejemplo los travertinos (formados por precipitación físico-química en surgencias hidrotermales) o las calizas formadas por acumulación de cristales micríticos precipitados por evaporación en un lago o en una albufera o *lagoon*.

Existen dos tipos principales de *dolomías cristalinas:* 1) las microcristalinas, que suelen ser de origen diagenético temprano, y 2) las mesocristalinas, que se forman normalmente duran-

te la diagénesis de enterramiento por reemplazamiento de calizas preexistentes (lámina 21.3A-B) o bien por recristalización de dolomías microcristalinas. Sus texturas originales (previas al reemplazamiento o recristalización) normalmente se preservan poco. A las dolomías mesocristalinas porosas se las llama dolomías sacaroideas ya que recuerdan a la textura del azúcar (es decir, a un agregado poroso de cristales). Debido a su porosidad, las dolomías sacaroideas pueden llegar a ser muy friables, lo que ha motivado que en casos se las confunda (muy erróneamente) con «arenas dolomíticas».

Micrita y esparita. En petrografía de carbonatos se emplean con frecuencia los términos «micrita» y «esparita». «Micrita» es una contracción de «calcita microcristalina» (*microcrystalline calcite;* Folk, 1959) y se refiere a los cristales de carbonato menores de 4 μm con independencia de su origen (matriz micrítica deposicional, cemento micrítico o producto de micritización). La micrita puede ser el componente principal de una roca (en una caliza micrítica), puede ocupar espacio entre los clastos de un carbonato clástico (como matriz o cemento) o puede constituir los propios clastos (clastos micríticos). Carbonato espático, espato, o «esparita» se refiere a cristales de carbonato mayores de 40-50 μm, independientemente de si precipitaron como un cemento o de si son el resultado de un reemplazamiento o de una recristalización. El término «microesparita» se aplica a cristales de carbonato en el intervalo entre 4 y 40-50 μm (Folk, 1965; Friedman *et al.,* 1992). En todos los casos anteriores, la adición del prefijo «dolo» indica que se trata de dolomita. Seudoesparita (Folk, 1965) es un término poco afortunado que se refiere a los cristales de esparita que no son producto de una cementación, sino de un reemplazamiento o recristalización.

En las calizas y dolomías, los cristales individuales de carbonato pueden tener formas y hábitos variados. En general, las *formas* pueden ser equidimensionales *(equant),* aciculares (es decir, con relación largo:ancho mayor de 6:1) o columnares (cristales elongados pero con relación largo:ancho menor de 6:1) (Folk, 1965). Las diferentes formas de las calcitas diagenéticas se han asignado a causas diversas, como variaciones en la relación Mg/Ca (Folk, 1974), el grado de sobresaturación, la tasa de aporte de los iones, o la historia de crecimiento del agregado cristalino (ver síntesis en Moore, 2001). En general, parece que los cristales fibrosos se favorecen con relaciones Mg/Ca altas, altas sobresaturaciones y/o tasas de flujo altas (Moore, 2001; Given y Wilkinson, 1985) o simplemente por la presencia de flujo sobre los cristales en crecimiento (González *et al.,* 1992). Las formas equidimensionales de los cristales de calcita parecen favorecerse si la relación Mg/Ca y/o el flujo del agua son bajos (Given y Wilkinson, 1985), lo que explica su predominio en los ambientes diagenéticos profundo y meteórico freático (Moore, 2001).

En cuanto a los *hábitos* cristalinos, en las rocas carbonáticas normalmente no se observan con facilidad debido a las interferencias provocadas por el crecimiento competitivo entre cristales contiguos. Sin embargo, usando técnicas capaces de revelar el zonado (CL, BSE, epiiluminación UV...) se puede observar el hábito de los cristales así como los posibles cambios de hábito durante el crecimiento (figura 21.5 y láminas 21.1 y 21.2). En general, los hábitos de la calcita pueden ser muy variados (romboedros, escalenoedros, prismas trigonales o hexagonales, etc.; Folk, 1974). En cambio, la dolomita y aragonito suelen cristalizar siempre en romboedros y en prismas rómbicos aciculares, respectivamente. La dolomita barroca o *saddle* es una variedad de la dolomita formada por cristales con las caras y exfoliaciones curvadas, forma de silla de montar *(saddle)* y extinción ondulante (Radke y Mathis, 1980; Searl, 1989; Spötl y Pitman, 1998; figura 21.6). En muestra de mano, estos cristales son típicamente lechosos debido a la abundancia de inclusiones fluidas. Las dolomitas barrocas son un producto típico de la diagénesis de enterramiento y están en muchos casos asociadas con yacimientos de sulfuros de tipo *Mississippi Valley* (Davies y Smith, 2006).

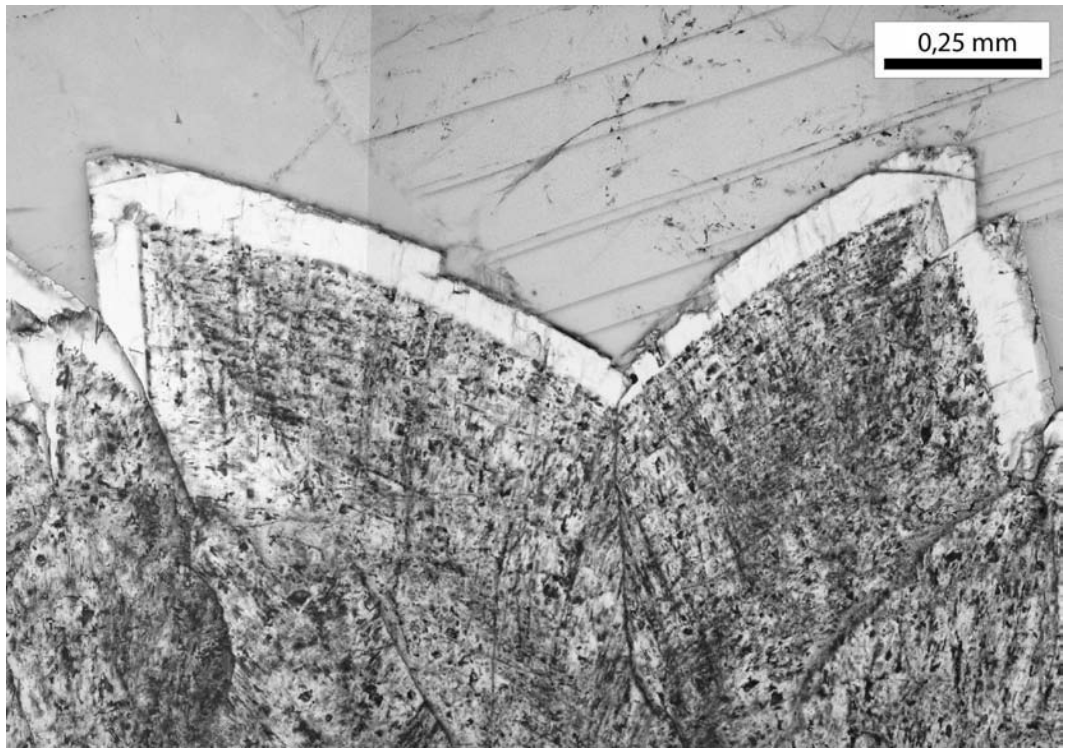


Figura 21.6. Dolomita barroca o *saddle*. Los cristales de dolomita tienen las caras curvadas, secciones en arco gótico y abundantes inclusiones fluidas acuosas que les confieren un aspecto turbio. El borde de los cristales está formado por una generación de dolomita sin apenas inclusiones, que precede a un cemento de calcita espática poikilotópica (en parte superior de la imagen). Lámina delgada teñida, luz polarizada plana.

Fábricas cristalinas

Las texturas cristalinas formadas por cristales elongados se denominan *fábricas cristalinas,* ya que están formadas por elementos que se pueden orientar en el espacio, es decir elementos de fábrica (el término «fábrica» tiene otra acepción, ya que algunos lo usan para denominar el conjunto de aspectos texturales y estructurales de una roca). El término «fibroso» se refiere a las fábricas cristalinas formadas por cristales aciculares (es decir, con relación largo:ancho mayor de 6:1) agregados para formar empalizadas, abanicos o esferulitos. Si los cristales son elongados pero con relación largo:ancho menor de 6:1, se les denomina «columnares» y la fábrica resultante se denomina «en empalizada» *(bladed)* (Folk, 1965 y 1974). Las fábricas cristalinas fibrosas y en empalizada son comunes en muchos cementos, especialmente en los formados en la diagénesis temprana, en espeleotemas vadosos, y en venas (cementos que rellenan fracturas) ataxiales y antitaxiales (Hilgers y Urai, 2002).

Existen variedades de cementos de calcita en empalizada, típicos de calizas arrecifales paleozoicas, donde los cristales columnares pueden tener a su vez fábricas internas fibrosas y extinción ondulante. Estas fábricas internas fibrosas están definidas por inclusiones dispuestas de forma radial, radiaxial o fascicular, formando las llamadas calcitas fibroso-radiadas, radiaxial-fibrosas y fasciculares-ópticas, respectivamente (Kendall, 1985). Algunas calcitas fibroso-radiadas se forman por reemplazamiento de un precursor aragonítico (Mazzullo, 1980), y las calcitas radiaxiales se forman por recristalización de cementos marinos de calcita magnesiana columnar (Wilson y Dickson, 1996).

Las calcitas *cone-in-cone* (conos encajados) consisten en empalizadas de cristales cónicos con fábrica interna fibroso-radiada, formando venas paralelas a la estratificación y nódulos en

el seno de lutitas o margas, y de origen controvertido (Cobbold y Rodrigues, 2007). Las calcitas fibrosas seudoesferulíticas son otra variedad de calcitas con fábrica interna fibrosa en las que las fibras no surgen de los bordes de cristales prismáticos, sino del centro de cristales subesféricos (Chafetz y Butler, 1980; Rossi y Cañaveras, 1999). Las calcitas fibrosas seudoesferulíticas se forman por reemplazamiento de dolomicritas cerca del nivel freático por acción de aguas meteóricas cálcicas, siendo la fábrica interna fibroso-radiada en parte de origen microbiano (Rossi y Cañaveras, 1999; lámina 21.2E).

Porosidad

Comparadas con las rocas siliciclásticas, las rocas carbonáticas pueden contener una gran variedad de tipos de *porosidad,* lo que complica algo su clasificación y nomenclatura (ver síntesis en Moore, 2001). Sin embargo, como en cualquier roca de origen sedimentario, la *porosidad* de las rocas carbonáticas puede ser primaria (presente en el momento de la sedimentación) o secundaria (producida en la diagénesis por disolución o fracturación).

En los carbonatos con textura clástica deposicional, la *porosidad primaria* puede ser principalmente interpartícula, intrapartícula (por ejemplo, la presente en las cámaras vacías de un foraminífero) y fenestral. El término fenestral se refiere a mesoporos mayores que los poros interpartícula, alineados según la laminación sedimentaria, de formas irregulares o planares. Los carbonatos con textura dominante bioconstruida (*bounstones:* Dunham, 1962) pueden tener un tipo adicional de porosidad primaria, denominada *growth framework* (Choquette y Pray, 1970).

En las rocas carbonáticas, la *porosidad secundaria* suele ser tan abundante o más que la primaria. La porosidad secundaria puede ser móldica si se produce por disolución selectiva de un determinado componente (por ejemplo, los componentes aragoníticos, más solubles, de una caliza). Si la disolución no es selectiva, se pueden generar o bien vacuolas *(vugs,* de tamaño milimétrico a centimétrico) o bien cuevas (más grandes), cuyo posible colapso puede generar porosidad brecha.

Porosidad intercristalina es un término descriptivo que se refiere a los poros situados entre los cristales de una textura cristalina, independientemente de su origen. La porosidad intercristalina de las dolomías, incluidas las sacaroideas, es normalmente de origen incierto. En algunos casos, la preservación de texturas y componentes en estas dolomías permite identificar el origen de la porosidad intercristalina, que normalmente es primaria interpartícula (lámina 21.3A) o bien secundaria móldica.

PRINCIPALES PROCESOS Y PRODUCTOS DIAGENÉTICOS

Los procesos diagenéticos pueden agruparse en seis grandes categorías: cementación, compactación, disolución, reemplazamiento, recristalización y degradación biológica.

Cementación

Se denominan «cementos» a los minerales cristalizados en los poros de las rocas durante la diagénesis, con independencia del tipo de poro (intergranular, intragranular, móldico...) y del tipo de textura dominante de la rocas (clástica, cristalina...). No se debe confundir cemento con «matriz»: matriz se refiere únicamente al material clástico (no químico) que rellena el espacio entre los clastos que forman el armazón de una roca clástica.

La cementación es posiblemente el proceso diagenético más relevante de la diagénesis de las rocas carbonáticas. A bajas temperaturas (diagénesis temprana y de emersión), la precipi-

tación de cementos está muy condicionada por factores cinéticos (Morse, 2003). Estos factores permiten que en ambientes diagenéticos superficiales sea posible que las aguas puedan mantener altos niveles de sobresaturación respecto a los minerales carbonáticos (Berner, 1971; Morse, 2003) sin que se produzca su precipitación generalizada. Partiendo de un estado de equilibrio, la sobresaturación necesaria para cristalizar cementos carbonáticos puede estar causada por varios mecanismos físico-químicos (Langmuir, 1997; Giles, 1997; Machel, 2005): 1) ascenso del pH, provocado por ejemplo por una pérdida de CO_2; 2) concentración por evaporación; 3) aumento de la temperatura; 4) efecto de ión común; 5) descenso de presión; 6) mezcla de aguas.

Los cementos pueden precipitar en poros de cualquier tamaño, desde micrométrico (microporos) a métrico (megaporos, por ejemplo las cuevas). Los cementos precipitados en cuevas se denominan espeleotemas, con independencia de su composición mineralógica (calcita, barita, esfalerita...) y de su origen (freático o vadoso, meteórico, profundo, hidrotermal...) (Hill y Forti, 1986 y 1997). Por tanto, el tamaño de los cristales de los cementos es muy variable, desde algunas micras (cementos micríticos y microesparíticos) hasta los varios metros que puede llegar a alcanzar un sólo cristal en ciertos espeleotemas (White, 1976).

Los cementos micríticos se favorecen con altas tasas de nucleación, que a su vez se favorecen con altas sobresaturaciones (Morse y Casey, 1988). Es por esto que los cementos micríticos sólo se forman en superficie o cerca de ella (diagénesis temprana o de emersión), ya que durante la diagénesis de enterramiento es improbable que se produzcan altas sobresaturaciones debido a que lo normal son las situaciones de equilibrio superficial (Giles, 1997).

En rocas carbonáticas, los cementos más comunes son los de calcita (más o menos magnesiana), aragonito, dolomita y anhidrita/yeso. No obstante, la variedad mineralógica es más amplia, siendo relativamente frecuentes en rocas carbonáticas los cementos de sulfuros (pirita, esfalerita, galena...), óxidos (hematites, goethita...), otros sulfatos (barita, celestina...), otros carbonatos (siderita, ankerita...), minerales de la sílice (ópalo, calcedonia, cuarzo...), filosilicatos (glauconita, caolinita, dickita...) y otros (feldespato potásico, fluorita, azufre nativo, bitumen...).

La composición mineralógica de los cementos que precipitan actualmente a partir del agua del mar depende fundamentalmente de la temperatura: aragonito y calcita magnesiana en aguas cálidas y calcita en aguas templadas (Bathurst, 1975; Morse *et al*., 1997). En los mares del Cámbrico inferior, carboníferos (en parte), permotriásicos y neógenos la composición los cementos submarinos era similar a la actual, mientras que en los mares del Cámbrico superior al Devónico, Pensilvaniense superior, y del Jurásico medio al Cretácico, la composición los cementos submarinos era básicamente de calcita con contenido en Mg relativamente bajo, incluso en mares tropicales someros (Sandberg, 1983; Hardie, 1996; Stanley *et al*., 2002).

Los cementos precipitados a partir de aguas *meteóricas* son típicamente de calcita no magnesiana (Chafetz *et al*., 1985), ya que las aguas continentales suelen tener una baja relación Mg:Ca (Morse *et al*., 1997). Los cementos precipitados durante la diagénesis de enterramiento excluyen las fases metaestables (como el aragonito o la calcita magnesiana) y por tanto son normalmente de calcita de bajo contenido en magnesio o de dolomita espáticas (Choquette y James, 1987).

Existen dos *tipos principales de texturas de cementos,* dependiendo de si los cristales 1) tapizan la superficie de los poros (de forma continua o discontinua; figura 21.7), o bien 2) tienden a rellenar los poros (cementos ocluyentes). Los cementos que tapizan la superficie de los poros tienden a ser relativamente tempranos y en cualquier caso suelen ser lógicamente previos a los cementos ocluyentes.

En calcarenitas, a los cementos que tapizan la superficie de los poros interpartícula se les denomina *circumgranulares* (Moore, 1989), e incluyen muchas variedades:

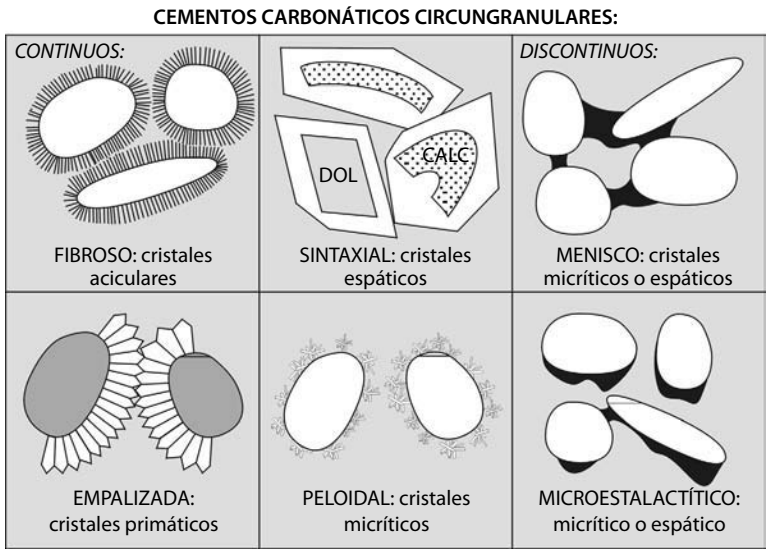


Figura 21.7. Esquema de los principales tipos de cementos circumgranulares.

- En *menisco* (Dunham, 1970): discontinuos y concentrados en los contactos entre los granos. Estos cementos pueden formarse si en la porosidad de la roca coexisten dos fluidos inmiscibles, como agua y un gas (aire, CH_4...) o agua y petróleo, siendo el agua la fase mojante. Si son tempranos y además se asocian a microestalactíticos, pueden interpretarse como de origen vadoso.
- *Microestalactíticos* o gravitacionales (Longman, 1980): discontinuos, se forman en la zona vadosa, donde el agua coexiste con aire y circula por gravedad, concentrándose las gotas de agua en la parte inferior de los granos.
- *Sintaxiales* (Dickson, 1993; figura 21.8): en continuidad óptica con un cristal previo, por ejemplo, un bioclasto (placas de equinodermos, prismas de calcita producidos por la desintegración de conchas de rudistas o *Inoceramus*), cristales de dolomita, etc.

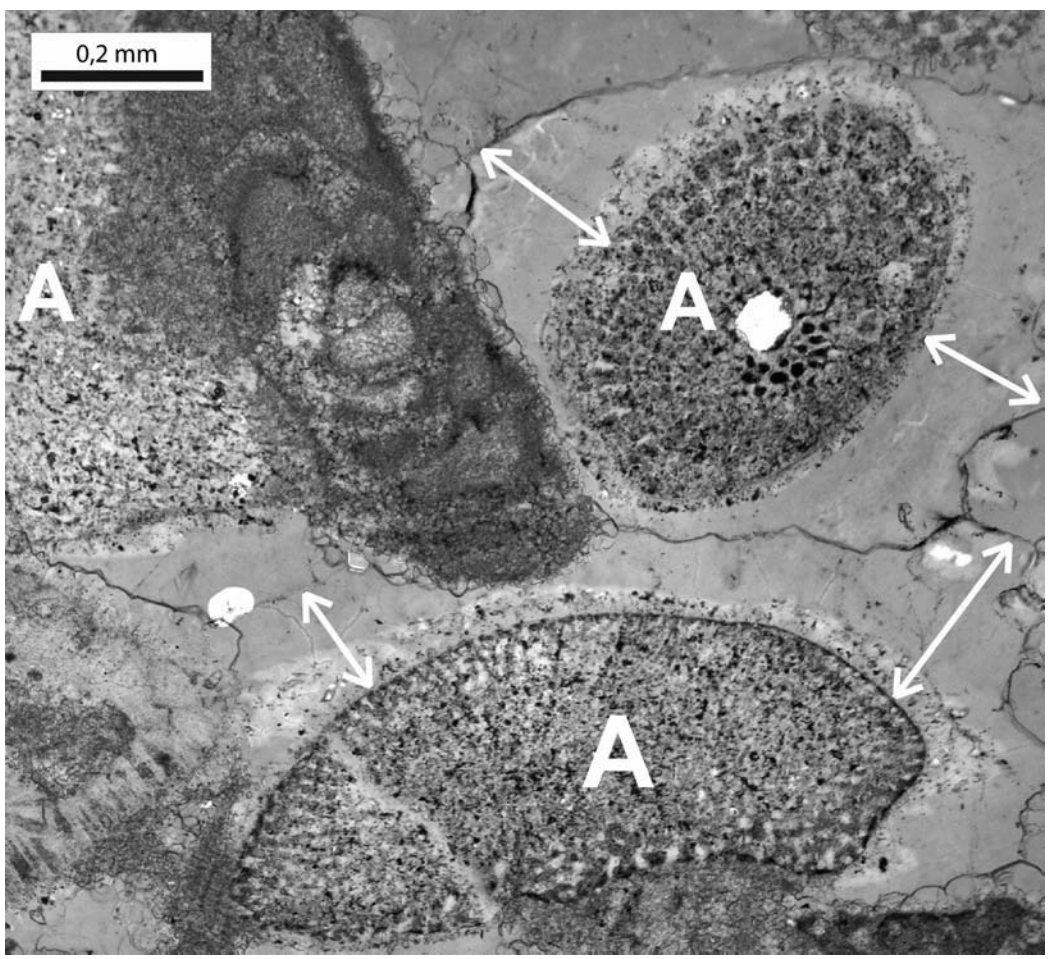


Figura 21.8. Cementos sintaxiales (flechas) en continuidad óptica con placas de equinodermos (A). Los cementos sintaxiales están zonados, presentando una primera generación de calcita no ferrosa rica en inclusiones, seguida por una generación de calcita ferrosa con pocas inclusiones. lámina delgada teñida, luz polarizada plana.

- En *empalizada (bladed):* agregados de cristales prismáticos. Típicos de cementos submarinos paleozoicos y mesozoicos y de espeleotemas vadosos.
- *Fibrosos:* dispuestos en costras continuas de cristales aciculares tapizando los poros (figura 21.9), típico de los cementos submarinos de aragonito y calcita magnesiana.

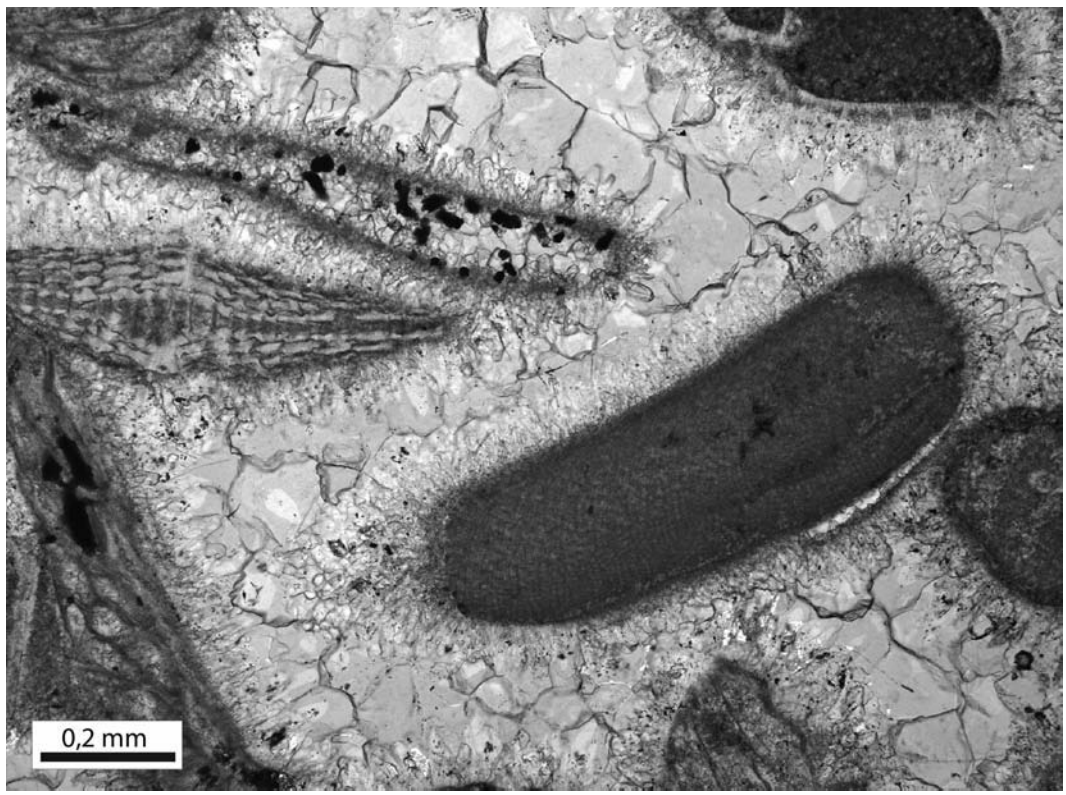


Figura 21.9. Cemento circumgranular fibroso bordeando bioclastos (coralináceas, *Discocyclina,* briozoos, moldes de codiáceas) en una calcarenita eocena, seguido por calcita espática en mosaico drúsico. Lámina delgada, luz polarizada plana.

Los cementos *ocluyentes* pueden estar formados tanto por carbonato espático como micrítico (figura 21.10). Los cementos ocluyentes espáticos tienen típicamente *textura en mosaico,* formada por agregados cristales anhedrales-subhedrales (figura 21.9). Los mosaicos pueden estar formados por cristales sintaxiales (figura 21.8), como, por ejemplo, es habitual en las encrinitas.

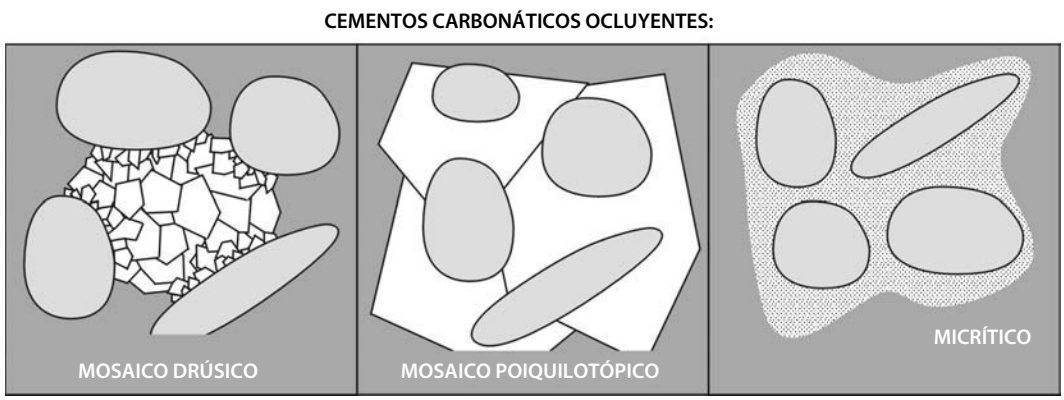


Figura 21.10. Esquema de los tipos principales de cementos ocluyentes.

A los mosaicos formados por cristales de tamaño similar se les llama mosaicos equicristalinos. No obstante, lo normal es que el tamaño de los cristales aumente desde el borde hacia el centro de los poros (mosaicos drúsicos o *drusy:* Flügel, 1982; Tucker y Wright, 1990) como consecuencia de un crecimiento competitivo (figuras 21.9 y 21.11).

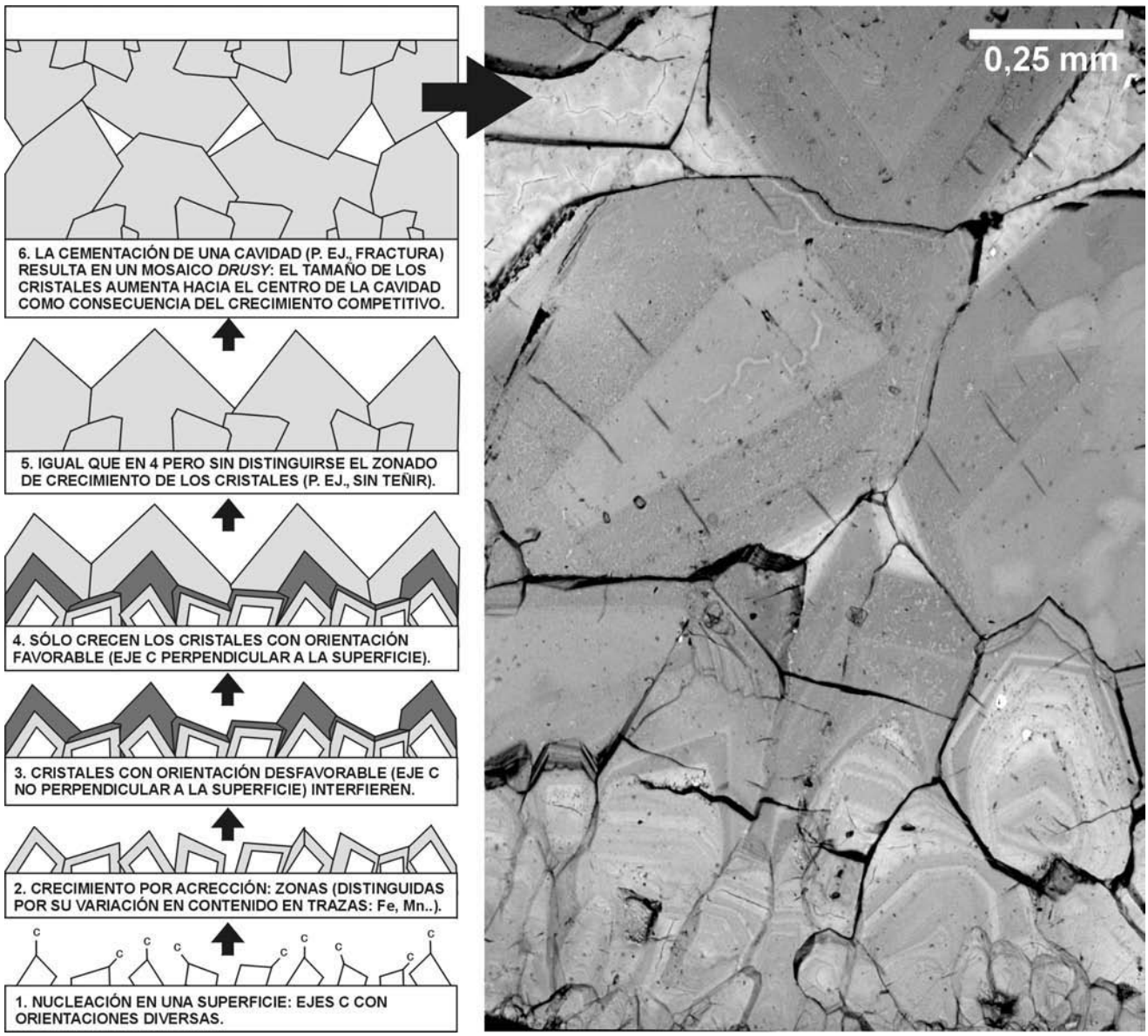


Figura 21.11. Formación de un cemento en mosaico drúsico por crecimiento competitivo.

Compactación

Normalmente se entiende por compactación la reducción de volumen, a expensas de la porosidad, debido al aumento de la presión efectiva durante el enterramiento. Sin embargo, la compactación también puede inducirse por esfuerzos tectónicos laterales. Por tanto, la compactación se define mejor como el cambio en las dimensiones de la roca producido a consecuencia de un esfuerzo (Giles, 1997). La compactación supone la expulsión progresiva del agua intersticial, lo que induce un flujo general de agua hacia los bordes de las cuencas sedimentarias.

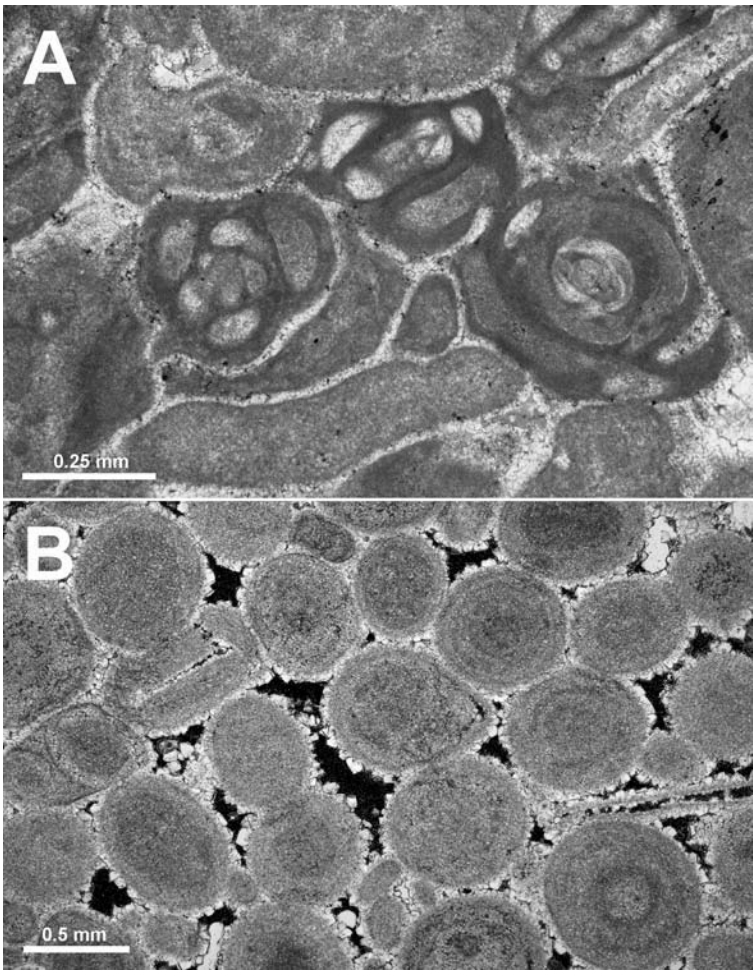


Figura 21.12. Ejemplos de la influencia de la dolomitización en la compactación mecánica. A: en esta calcarenita formada por granos micríticos (peloides y miliólidos), la compactación mecánica ha destruido por completo la porosidad primaria, a pesar de la presencia de una generación de cemento circumgranular temprano (que aparece pinzado entre los peloides). B: en esta doloarenita, la compactación mecánica es mucho menos intensa que en «A», a pesar de haber sufrido una historia de enterramiento similar. Esto se debe a que, en «B», la precipitación de cemento circumgranular de dolomita y la dolomitización de los clastos (oolitos) sucedieron esencialmente antes del enterramiento, permitiendo la conservación de abundante porosidad primaria (en negro). lámina delgada, luz polarizada plana.

La compactación puede ser mecánica o química. La compactación mecánica incluye tanto los procesos de reorganización de granos (que favorecen un empaquetamiento más compacto) como la deformación y fractura de granos individuales. La intensidad de la compactación mecánica depende de: 1) la presión efectiva; 2) la cementación temprana, que puede aumentar considerablemente la resistencia de la roca a la compactación, y 3) la resistencia mecánica de los minerales. Así por ejemplo, la presencia de clastos dúctiles (micríticos, por ejemplo) favorece la compactación (figura 21.12A), mientras que la presencia de dolomita tiende a inhibirla ya que su resistencia mecánica es mayor que la de la calcita (figura 21.12B). Por tanto, una dolomitización o cementación por dolomita que suceda durante el enterramiento somero, favorece notablemente la preservación de porosidad durante el enterramiento profundo (Moore, 2001).

La compactación química es una consecuencia del aumento de solubilidad mineral al aumentar la presión. Así, la compactación química consiste en la disolución preferencial en los puntos o zonas de la roca donde la presión es mayor, es decir en contactos intergranulares y estilolitos. Los estilolitos son superficies más menos dentadas, cubiertas por material relativamente insoluble (arcilla, materia orgánica, cuarzo, dolomita), a través de las cuales se produce una disolución significativa de la roca (Bathurst, 1987). Aunque los estilolitos se pueden formar en rocas diversas (areniscas, dolomías, yesos...), son especialmente abundantes en las calizas. Las superficies estilolíticas son típicamente dentadas y con aspecto suturado, aunque también existen variedades no suturadas cuya identificación es algo menos obvia (Wanless, 1979). La compactación química o presión-disolución es uno de los procesos diagenéticos más importantes en el enterramiento de los carbonatos. La disolución en estilolitos no sólo es responsable de importantes reducciones de espesor durante la diagénesis de enterramiento de las calizas, sino que además es la fuente principal del cemento calcítico profundo (Bathurst, 1975; Scholle y Halley, 1985). Por tanto, la distribución de los estilolitos puede ser un factor crítico en el control de la porosidad de las calizas enterradas (Ehrenberg, 2006).

Disolución

En la diagénesis de las rocas carbonáticas, las reacciones de disolución son muy comunes. La subsaturación necesaria puede estar causada por una variedad de mecanismos físico-químicos (Langmuir, 1997): 1) descenso del pH, provocada por la incorporación de CO_2 (con la

consiguiente producción de ácido carbónico) o de otros ácidos (orgánicos, sulfúrico...); 2) descenso de la temperatura, ya que la solubilidad de los carbonatos es retrograda debido a que su disolución es exotérmica; 3) mezcla de aguas con distinto contenido en CO_2 (Bögli, 1980) o distinta salinidad (Back *et al.,* 1986); 4) aumento de la presión, lo que aumenta la solubilidad mineral. De forma similar al caso de la cementación, a las bajas temperaturas que caracterizan la diagénesis temprana o de emersión las reacciones de disolución de los carbonatos están muy condicionadas por la cinética (Morse y Arvidson, 2002), lo que hace posible que aguas en contacto con carbonatos puedan mantenerse subsaturadas durante largos períodos de tiempo, como ocurre normalmente en las cuevas kársticas activas (Dreybrodt y Eisenlohr, 2000).

Además del necesario estado de subsaturación y una cinética favorable, para que la disolución produzca volúmenes significativos de porosidad secundaria es necesario retirar los iones producidos de un modo efectivo, ya que de lo contrario se podría alcanzar saturación y la disolución cesaría. Claramente, la advección es mucho más efectiva que la difusión para retirar los iones producidos por disolución. Por tanto, para explicar los volúmenes de porosidad de disolución que se observan en muchas rocas carbonáticas, es generalmente necesario invocar flujo advectivo de agua. Durante la diagénesis de enterramiento el flujo es muy limitado debido a que la porosidad y permeabilidad son generalmente muy bajas, así como el agua disponible (Bjørlykke, 1994). Por tanto, en la diagénesis de enterramiento la disolución relacionada con el flujo de aguas tiene que ser escasa. Sin embargo, en los ambientes diagenéticos próximos a la superficie (diagénesis temprana, de enterramiento somero y de emersión) el flujo advectivo de agua por las rocas se facilita porque las rocas pueden contener bastante porosidad (primaria o secundaria) y por tanto pueden ser relativamente permeables. En estas condiciones, la disolución de los carbonatos es común, especialmente donde circulen aguas meteóricas ricas en CO_2 de procedencia edáfica.

El flujo de agua por las rocas carbonáticas puede tener lugar a través de redes de poros de pequeño tamaño (centimétrico a submilimétrico), controladas por la textura deposicional de la roca, o bien por discontinuidades de mayor envergadura, no controladas por la textura (fracturas, interestratos) y más o menos agrandadas por disolución. El primer tipo de flujo se denomina «difuso» (Choquette y James, 1988) y se instala en series de carbonatos relativamente jóvenes cuya porosidad (primaria o secundaria) está controlada por la textura deposicional (porosidad primaria y móldica). El segundo tipo de flujo se denomina flujo por conductos, y se instala sobre calizas o dolomías cuya porosidad de control textural (primaria o secundaria) ha sido esencialmente cerrada (Choquette y James, 1988; Moore, 1989; Tucker y Wright, 1990; Klimchouk y Ford, 2000a).

En rocas que aún conserven minerales metaestables (aragonito y/o calcita magnesiana), la disolución suele afectar selectivamente a estos componentes metaestables. Esto se debe a que la solubilidad del aragonito es sensiblemente mayor que la de la calcita de bajo contenido en magnesio (Langmuir, 1997), y la solubilidad de la calcita magnesiana aumenta al aumentar su contenido en magnesio (Mackenzie *et al*., 1983). La disolución selectiva de aragonito o calcita magnesiana genera porosidad móldica, cuya distribución estará controlada normalmente por la textura deposicional.

En calizas y dolomías sin minerales metaestables, la disolución es menos selectiva y por tanto está menos controlada por la textura deposicional. En carbonatos mineralógicamente estables pero con porosidad controlada por la textura deposicional, los poros preexistentes pueden agrandarse por disolución, generando así pequeñas cavidades (vacuolas o *vugs*). En el caso de que la caliza o dolomía mineralógicamente estable no sea porosa ni permeable en sí misma, es factible que pueda adquirir permeabilidad y porosidad a una mayor escala mediante el agrandamiento por disolución de discontinuidades (fracturas u otras), generándose una red jerárqui-

ca de conductos. A este último proceso se le conoce con el nombre de karstificación, con independencia del origen del agua, de la profundidad a que suceda, o de que la formación karstificada aflore o no en superficie (Klimchouk y Ford, 2000b). Normalmente, la karstificación responde a la circulación de aguas meteóricas con ácido carbónico a través de acuíferos no confinados (Ford y Williams, 1989; Ford, 2000; Rossi, 2004). Sin embargo, la karstificación también es común en situaciones de confinamiento hidrológico (Ford, 1988; Klimchouk, 2000) y/o por acción de aguas profundas ascendentes (hidrotermales) (Bakalowicz *et al.*, 1987; Palmer, 1991; Dublyansky, 2000) o de aguas con ácido sulfúrico (Hill, 1990 y 1995).

Recristalización

«Recristalización» se refiere al conjunto de procesos que producen cambios en la cristalinidad, textura o composición química de los minerales (Goldstein y Rossi, 2002). En el dominio diagenético, estas transformaciones suceden invariablemente en presencia de agua y por disolución/reprecipitación. En su sentido más amplio, la recristalización incluye: 1) transformaciones que no conlleven cambios de especie mineral (por ejemplo, aumentos de tamaño cristalino), y 2) transformaciones entre especies minerales distintas pero de composición química *similar* (por ejemplo, transformaciones entre polimorfos). Por tanto, el término recristalización usado en sentido amplio es similar al «neomorfismo», definido pragmáticamente por Folk (1965), como un *comprehensive term of ignorance,* para designar las transformaciones entre un mineral y él mismo o un polimorfo, dando lugar a cristales nuevos o de distinto tamaño que los originales.

La diferencia entre «recristalización» y «reemplazamiento» es difusa, ya que reemplazamiento se refiere a los procesos de disolución/reprecipitación que conlleven cambio de especie mineral (por ejemplo, reemplazamiento de aragonito por calcita, o calcita por dolomita). Si en la transformación el mineral nuevo es de composición química similar al mineral precursor, se suele hablar indistintamente de «reemplazamiento» o «recristalización» (se dice que el aragonito «es reemplazado por» o bien «recristaliza a» calcita). En cambio, si el mineral nuevo es de composición química sensiblemente diferente del mineral precursor, el único término correcto es «reemplazamiento» (por ejemplo, cuarzo reemplaza a anhidrita, o calcita reemplaza a dolomita).

Reconocer los efectos de la recristalización es muy relevante para el estudio de la diagénesis, ya que las características geoquímicas actuales de los minerales pueden no reflejar las condiciones del crecimiento inicial, sino las condiciones durante la recristalización. La recristalización puede re-equilibrar la composición isotópica, elementos traza, inclusiones fluidas, propiedades magnéticas, etc., y es especialmente común en minerales carbonáticos: calcita (Folk, 1965; Dickson, 2001), dolomita (Wojcik *et al.*, 1994; Machel, 2004) siderita (Rossi *et al.*, 2001b) o magnesita (Rossi *et al.*, 2002a). En imágenes de cátodoluminiscencia, fotoluminiscencia UV o de electrones retrodispersados, los carbonatos recristalizados suelen tener un aspecto moteado característico.

Existen dos tipos principales de recristalización en la diagénesis: 1) recristalización agradante, y 2) transformaciones de minerales metaestables en minerales más estables de composición similar.

Recristalización agradante

La recristalización o neomorfismo agradante, supone la transformación de un agregado de cristales relativamente pequeños en un agregado formado por menos cristales pero más grandes. Es decir, se trata de un típico proceso de maduración de Ostwald *(Ostwald ripening:*

Boistelle y Astier 1988; Morse y Casey, 1988), causado porque los cristales más pequeños tienen una relación superficie/volumen mayor que los cristales grandes, por tanto la recristalización agradante supone una disminución de la energía libre de superficie. Dicho de otro modo, los cristales más pequeños son más solubles que los cristales más grandes de una misma fase, por tanto hay una tendencia termodinámica a la recristalización.

Ejemplos bien conocidos de recristalización agradante son la transformación de micrita en calcita espática (Folk, 1965) o la transformación de calcedonia en microcuarzo y éste en cuarzo mesocristalino (Williams *et al.*, 1985). Otro ejemplo menos conocido de recristalización es el cambio de forma que suelen experimentar las inclusiones fluidas en minerales diagenéticos: por procesos de disolución-reprecipitación, las inclusiones tienden a alcanzar formas globulares o de cristales negativos, minimizando así la energía libre de superficie (*necking down:* Goldstein y Reynolds, 1994). La «cicatrización» *(healing)* de microfracturas por disolución-reprecipitación, con la consiguiente génesis de inclusiones fluidas secundarias, es otro ejemplo de recristalización que resulta en una reducción de la energía libre de superficie de las microfracturas (Roeder, 1984). Este proceso es muy común en minerales carbonáticos durante la diagénesis y su identificación es importante para una interpretación correcta de la información contenida en las inclusiones fluidas (ver, por ejemplo, Rossi *et al.*, 2001a).

Transformaciones de minerales metaestables en fases más estables de composición similar

En la diagénesis temprana se suelen formar fases metaestables ya que éstas están favorecidas cinéticamente. A temperaturas bajas, las reacciones de precipitación mineral son relativamente lentas. Esto permite que las aguas intersticiales puedan permanecer muy sobresaturadas respecto a minerales estables sin que se produzca su precipitación, ya que estos minerales (dolomita, cuarzo...) cristalizan muy lentamente a temperatura ambiente. Si la sobresaturación respecto a fases estables sube lo bastante, se puede alcanzar saturación respecto a las fases metaestables correspondientes (dolomita cálcica, ópalo...), ya que éstas son más solubles. Estas fases metaestables si que se forman porque su cristalización es más rápida, o dicho de otra manera, porque su energía de activación es menor.

La formación de fases metaestables en la diagénesis sigue la regla empírica de los pasos de Ostwald *(Ostwald step rule):* si una reacción de precipitación puede generar varios productos, no cristalizan primero las fases más estables, sino las fases con más entropía, que son menos estables, es decir tienen más energía libre que las fases estables (Van Santen, 1984; Morse y Casey, 1988).

Una vez formadas, las fases metaestables deberían recristalizar a fases progresivamente más estables (más insolubles) ya que éstas tienen menos energía libre, siguiendo la regla de Ostwald. Por eso, durante la diagénesis de enterramiento, las fases sedimentarias o diagenéticas tempranas metaestables (dolomita cálcica, ópalo, calcita magnesiana, aragonito, esmectita, goethita microcristalina...) tienden a recristalizar a las fases estables correspondientes (dolomita estequiométrica, cuarzo, calcita, illita, hematites...) (Morse y Casey, 1988). La recristalización se realiza mediante una disolución y precipitación simultáneas, y lógicamente es una función del tiempo y de la temperatura.

La calcita magnesiana abunda en sedimentos carbonáticos y en cementos marinos de mares cálidos actuales (Morse *et al.,* 1997). La calcita magnesiana también fue abundante en los mares cálidos neógenos, permotriásicos, parte de los carboníferos y del Cámbrico inferior (Lowenstein *et al.*, 2001; Dickson, 2002). La calcita magnesiana con más de un 4% en moles de $MgCO_3$ es metaestable (Mackenzie *et al.*, 1983), por tanto debería recristalizar a calcita de bajo contenido en magnesio, que es la fase estable. Esta recristalización es la norma en la dia-

génesis de enterramiento somero, de modo que las rocas carbonáticas antiguas y/o enterradas a una cierta profundidad suelen carecer por completo de calcita magnesiana (Moore, 2001). Las calcitas que proceden de la recristalización de un precursor de calcita magnesiana típicamente contienen pequeñas inclusiones de dolomita, precipitadas durante el proceso de recristalización (Lohmann y Meyers, 1977; Dickson, 2001).

Las dolomitas diagenéticas tempranas (por ejemplo, las dolomitas de *sabkha)* son típicamente cálcicas y desordenadas, es decir metaestables y por tanto mucho más solubles que las dolomitas estequiométricas y ordenadas (Hardie, 1987). Durante la diagénesis de enterramiento, es bien conocido que las dolomitas cálcicas y/o desordenadas recristalizan con facilidad a dolomitas más estequiométricas y ordenadas, aumentando su tamaño cristalino y cambiando su composición química e isotópica (Montañez y Read, 1992; Mazzullo, 1992; Usdowski, 1994; Kupecz y Land, 1994; Machel, 2004). Incluso las dolomitas cristalizadas o recristalizadas durante la diagénesis de enterramiento suelen tener un cierto exceso de calcio y un cierto grado de desorden (dependiendo de la temperatura de formación), es decir siguen siendo metaestables respecto a la dolomita estequiométrica ideal. Por tanto, prácticamente todas las dolomitas tienden a recristalizar ante condiciones diagenéticas cambiantes (Warren, 2000a), especialmente si aumenta la temperatura (como se discutirá más adelante). La tendencia de los cristales de dolomita a recristalizar se manifiesta incluso en sus inclusiones fluidas, que en muchos casos presentan indicaciones de haberse atrapado durante eventos de recristalización (Goldstein, 2001). Todo esto significa que las características geoquímicas de la dolomita (composición isotópica, elementos traza, inclusiones fluidas) tienden a reflejar más las condiciones de su último episodio de recristalización que las condiciones en las que se formaron inicialmente (Warren, 2000a; Goldstein, 2001), lo que siembra serias dudas sobre el uso indiscriminado de datos geoquímicos para interpretar el origen de las dolomitas.

Reemplazamiento

Un mineral reemplazante es aquél que ocupa el espacio de un sólido precursor, excluyendo los cementos y los minerales desplazantes (es decir, los que al cristalizar desplazan físicamente a otros componentes) (Ward y Reeder, 1993). El reemplazamiento es pues un proceso de disolución-reprecipitación simultáneas y a microescala, que se realiza mediante la migración de un frente de reemplazamiento formado por una fina película de agua o *thin film* (Friedman, 1964; Folk, 1965). Por tanto, el reemplazamiento excluye los cementos precipitados en poros móldicos que resulten de la disolución selectiva del sólido precursor.

En petrografía, los reemplazamientos se identifican por poseer inclusiones corroídas de la fase precursora (láminas 21.2E y 21.3C-D). Estas inclusiones relictas pueden definir detalles texturales heredados del componente o mineral precursor (texturas paramórficas: Friedman, 1964).

Una alternativa al frente de disolución-precipitación para producir reemplazamientos es la precipitación de cementos en microporosidad intrapartícula producida por disolución parcial de un componente. En este caso, la disolución y la precipitación podrían haber sucedido en momentos bien distintos, dando como resultado un mineral con inclusiones corroídas de un precursor, indistinguible de un auténtico reemplazamiento (Saller, 1992). El uso de CL y tinciones selectivas en muchos casos revela que ciertos reemplazamientos son en realidad cementos que engloban poikilotópicamente restos corroídos de otros minerales (Rossi y Cañaveras, 1999). Por tanto, la separación de reemplazamientos y cementos puede ser un poco subjetiva y depender de la escala y método de observación. Por esta razón, en la práctica se consideran reemplazamientos a todas aquellas fases que ocupen el espacio de precursores y que no se reconozcan como cementos o desplazamientos usando microscopía óptica convencional (Ward y Reeder, 1993).

Los reemplazamientos son muy comunes en la diagénesis de las rocas carbonáticas, especialmente la calcitización del aragonito y la dolomitización. También son comunes los reemplazamientos por minerales no carbonáticos, como anhidrita, yeso, cuarzo, glauconita, pirita, fosfatos, etc.

Calcitización del aragonito

El aragonito es la fase del $CaCO_3$ estable a altas presiones, por tanto es un mineral metaestable en condiciones superficiales y diagenéticas. Sin embargo, los bioclastos, oolitos y cementos submarinos aragoníticos son abundantes en los carbonatos marinos de aguas cálidas, tanto en la actualidad (Milliman, 1974) como en ciertas épocas geológicas (Cámbrico inferior, Permotriásico, Neógeno...: Sandberg, 1983; Stanley y Hardie, 1998; Lowenstein *et al.*, 2001). Debido a su inestabilidad intrínseca, durante la diagénesis de enterramiento somero el aragonito tiende a desaparecer, bien por disolución selectiva (creando porosidad móldica) o bien por reemplazamiento por fases estables (calcita o dolomita). El reemplazamiento de aragonito por calcita es un típico proceso de la diagénesis meteórica (Saller, 1992). En una roca con aragonito, si el agua intersticial está saturada en aragonito estará al mismo tiempo sobresaturada en calcita ya que el aragonito ($Kps = 10^{-8,34}$) es más soluble que la calcita pura ($Kps = 10^{-8,48}$) (Plummer y Busenberg, 1982). Por tanto, en presencia de agua y con tiempo suficiente, todo el aragonito contenido en una roca tenderá a reemplazarse por calcita de bajo contenido en magnesio. Las calcitas que han reemplazado bioclastos o cementos aragoníticos marinos se suelen identificar por la presencia de inclusiones relictas de aragonito, que pueden definir texturas paramórficas, y en casos por sus relativamente altos contenidos en estroncio (Mazzullo, 1980; Sandberg, 1985).

Dolomitización

La dolomitización es probablemente el proceso diagenético más importante en las rocas carbonáticas. Aunque los cementos de dolomita son muy comunes en dolomías, calizas y areniscas, la mayor parte de la dolomita presente en las rocas carbonáticas es producto de dolomitización, es decir del reemplazamiento de calcita o aragonito por dolomita. Las dolomías formadas por dolomitización son rocas volumétricamente muy importantes, pudiendo formar cuerpos de gran potencia (hasta cientos de metros) y extensión lateral (centenares de kilómetros). Muchas dolomías mesocristalinas de reemplazamiento deberían considerarse rocas diagenéticas más que sedimentarias, ya que en ellas el grado de preservación de aspectos deposicionales (incluyendo en casos la estratificación) puede ser prácticamente nulo. Las dolomías de reemplazamiento suelen ser como media más porosas y permeables que las calizas (Machel, 2004), lo que en parte explica su importancia como almacenes de hidrocarburos y como encajantes de yacimientos de sulfuros (Warren, 2000a). De esta importancia económica se deriva en parte el gran interés que ha despertado tradicionalmente el estudio de la dolomitización, lo que se ha traducido en una abundantísima literatura y en no pocas controversias.

Consideraciones termodinámicas y cinéticas

La dolomita es el carbonato con calcio más insoluble, es decir el más estable desde un punto de vista termodinámico. Por ello, la dolomita debería formarse directamente en mares cálidos, cuyas aguas están mucho más supersaturadas en dolomita (Warren, 2000a) que en calcita o aragonito (Berner, 1971). Sin embargo esto no ocurre, debido principalmente a dos

causas cinéticas: 1) la dolomita es un mineral relativamente ordenado y por tanto cristaliza muy lentamente a bajas temperaturas (Arvidson y Mackenzie, 1999), y 2) en disolución acuosa el ión Mg^{2+} está muy hidratado, lo que reduce notablemente su disponibilidad para formar dolomita (Lippmann, 1973; Usdowsky, 1994). Esto explica por qué los sedimentos carbonáticos marinos están formados por aragonito y/o calcita en lugar de dolomita, y por qué ningún organismo ha segregado nunca su esqueleto con dolomita, al menos que se sepa. Se han propuesto otras causas cinéticas para explicar la no formación de dolomita en el agua del mar, como por ejemplo la presencia de ión sulfato (Baker y Kastner, 1981). Sin embargo, la efectividad del sulfato como inhibidor de la dolomita está en serio entredicho (Hardie, 1987; Machel, 2004).

Hay dos formas muy efectivas de superar las barreras cinéticas que impiden la precipitación de dolomita en el agua del mar: 1) aumentar la temperatura, lo que por una parte produce un aumento exponencial en la velocidad de precipitación y por otra reduce el grado de hidratación del Mg^{2+}, y 2) aumentar la salinidad, lo que hace bajar la actividad del agua, con el consiguiente aumento en la disponibilidad de Mg^{2+} deshidratado para formar dolomita (Usdowsky, 1994). Esto explica por qué los carbonatos marinos tienden a reemplazarse por dolomita durante la diagénesis de enterramiento o al interaccionar con salmueras de alta salinidad. Se han propuesto otros mecanismos que posiblemente permitan la precipitación de dolomita a bajas temperaturas, especialmente la intervención microbiana (Vasconcelos *et al.*, 1995; García del Cura *et al.*, 2001; Wright y Wacey, 2005) o el aumento de la actividad del ión carbonato, pero son probablemente menos importantes a la hora de explicar el origen de las formaciones dolomíticas de gran potencia y extensión regional.

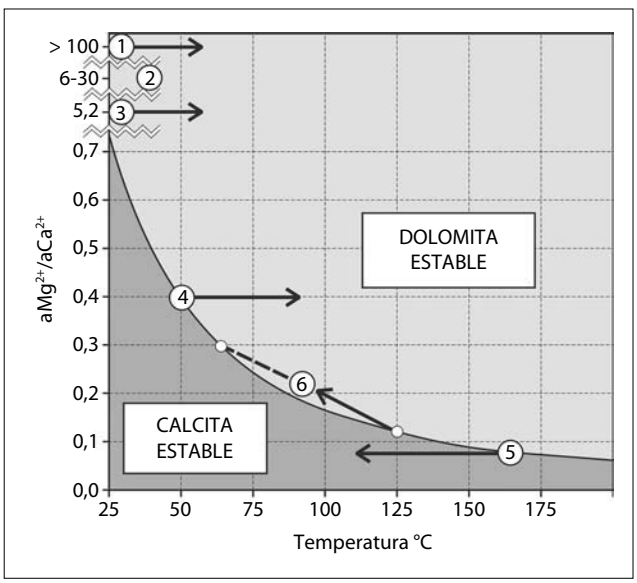


Figura 21.13. Estabilidad relativa de calcita y dolomita en función de la relación aMg^{2+}/aCa^{2+} y la temperatura. La curva de equilibrio se ha calculado con la ayuda de SUPCRT92 (Johnson *et al.*, 1992), ajustando la constante de equilibrio la dolomita a 25 °C a $10^{-17,1}$ (Nordstrom y Munoz, 1994). La trayectoria 1 corresponde al reflujo de un agua marina evaporada con una alta relación aMg^{2+}/aCa^{2+} causada por la retirada selectiva de calcio en forma de yeso/anhidrita. La situación 2 corresponde a agua marina evaporada en una *sabkha* con una alta relación aMg^{2+}/aCa^{2+} causada por la retirada selectiva de calcio en forma de yeso/anhidrita (Butler, 1969). La trayectoria 3 corresponde al flujo descendente de agua marina normal. La trayectoria 4 corresponde al calentamiento (por subsidencia, aumento de flujo térmico...) de un agua intersticial en equilibrio con calcita y dolomita. La trayectoria 5 corresponde al flujo ascendente (hidrotermal) de de un agua intersticial en equilibrio con calcita y dolomita. La situación 6 corresponde a la mezcla de dos aguas intersticiales en equilibrio con calcita y dolomita pero a diferentes temperaturas.

La reacción de dolomitización puede escribirse como: $2CaCO_3 + Mg^{2+} \Rightarrow CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+}$. Asumiendo que la calcita y dolomita son sólidos puros, y por tanto su actividad igual a uno, la constante de equilibrio de esta reacción es: $K_{DOLOMITIZACIÓN} = aCa^{2+}/aMg^{2+}$. Es decir, en equilibrio el valor de aCa^{2+}/aMg^{2+} es una constante. Este valor puede calcularse fácilmente a partir de las constantes de solubilidad de calcita y dolomita, ya que si el sistema está en equilibrio los productos de solubilidad de calcita y dolomita serán iguales a sus respectivas constantes de solubilidad. Así, se obtiene que:

$$K_{DOLOMITIZACIÓN} = K_{CALCITA}{}^2/K_{DOLOMITA}.$$

Como a 25 °C $K_{CALCITA} = 10^{-8,48}$ (Plummer y Busenberg, 1982) y $K_{DOLOMITA} = 10^{-17,1}$ (Nordstrom y Munoz, 1994), por tanto a 25 °C $K_{DOLOMITIZACIÓN} = 1,4$. Conociendo cómo varían las constantes de solubilidad de calcita y dolomita con la temperatura se puede calcular la variación de $K_{DOLOMITIZACIÓN}$ con la temperatura, y por tanto la variación de los valores de aCa^{2+}/aMg^{2+} y aMg^{2+}/aCa^{2+} en equilibrio para cada temperatura (figura 21.13). Como la solubilidad de la dolomita decrece con la temperatura más fuertemente que la de la calcita (Langmuir, 1997), el valor de aMg^{2+}/aCa^{2+} en equilibrio decrece notablemente con la temperatura (figura 21.13).

La dolomitización se favorece al aumentar la temperatura. A 25 °C, si $aCa^{2+}/aMg^{2+} < 1{,}4$ (es decir, si $aMg^{2+}/aCa^{2+} > 0{,}7$) la reacción de dolomitización debería suceder hacia la derecha. Es decir, a 25 °C la calcita *debería* dolomitizarse en presencia de agua cuya relación aMg^{2+}/aCa^{2+} sea mayor de 0,7. En la práctica esto puede no suceder debido las razones cinéticas expuestas más arriba, como demuestra el hecho de que en el mar actual los sedimentos calcítico-aragoníticos no se dolomitizan a pesar de que la relación aMg^{2+}/aCa^{2+} en el agua del mar es superior a 5. Al aumentar la temperatura, la relación aMg^{2+}/aCa^{2+} mínima necesaria para dolomitizar disminuye notablemente (figura 21.13): por ejemplo, a 100 °C la calcita debería dolomitizarse en presencia de agua cuya relación aMg^{2+}/aCa^{2+} sea sólo mayor de 0,16. Por tanto, asumiendo similares coeficientes de actividad para el Ca^{2+} y Mg^{2+}, a 100 °C un agua que tenga incluso 6 veces más Mg^{2+} que Ca^{2+} debería ser capaz de dolomitizar calcita.

Al aumentar la temperatura durante la diagénesis de enterramiento, la dolomita se hace más insoluble y además la relación aMg^{2+}/aCa^{2+} mínima necesaria para dolomitizar disminuye (figura 21.13). Esto, unido a la ausencia de impedimentos cinéticos, hace que la dolomita sea un mineral especialmente estable en profundidad, lo que en parte explica su gran abundancia en rocas carbonáticas antiguas.

Dolomías e hidrotermalismo

El hidrotermalismo no favorece especialmente la dolomitización. Como se deduce del diagrama de la figura 21.13, las aguas intersticiales de los carbonatos enterrados por debajo de una cierta profundidad deberán tener relaciones aMg^{2+}/aCa^{2+} bastante bajas, ya que normalmente estarán en equilibrio con dolomita y calcita. Por tanto, si esas aguas ascienden cortando las isotermas, es decir si experimentan un flujo hidrotermal, es improbable que puedan dolomitizar ya que al ascender se enfriarán, con lo que: 1) su relación aMg^{2+}/aCa^{2+} será inferior a la mínima necesaria para dolomitizar a su nueva temperatura (trayectoria 5 en la figura 21.13); 2) tenderán a subsaturarse en carbonatos, ya que la solubilidad de éstos aumenta al bajar la temperatura.

Debido a la solubilidad retrógrada de los carbonatos, el hidrotermalismo no favorece la precipitación de carbonatos sino más bien su disolución (Giles, 1997), como demuestran los numerosos casos conocidos de karstificación hidrotermal (Bakalowicz *et al.*, 1987; Dublyansky, 2000). Así, el efecto más común del hidrotermalismo no deberá ser la dolomitización sino más bien la disolución o recristalización de dolomías pre-existentes. No obstante, el ascenso hidrotermal puede causar precipitación de carbonatos en ciertos casos, como por ejemplo si se produce mezcla de aguas o exolución de CO_2. Si las aguas hidrotermales tuvieran un contenido en CO_2 próximo a saturación, el descenso de presión que acompaña a su ascenso podría producir desgasificación y la consecuente precipitación de carbonatos. Este fenómeno parece restringirse a las zonas más someras (<~1 km de profundidad) de los sistemas hidrotermales (Dublyansky, 2000), especialmente en superficie donde la desgasificación en fuentes hidrotermales puede dar lugar a formación de travertinos. En profundidad, la desgasificación de CO_2 es mucho más improbable, en gran parte debido a que las aguas intersticiales profundas suelen estar subsaturadas en CO_2 (Hanor, 1987). Aún en el caso de que se produjera sobresaturación en carbonatos por desgasificación, el enfriamiento favorecerá el campo de la calcita y no el de la dolomita (trayectoria 5 en la figura 21.13) a no ser que el agua hidrotermal se mezcle con agua más somera con distinta relación aMg^{2+}/aCa^{2+} (trayectoria 6 en la figura 21.13).

Las dolomitas precipitadas (o recristalizadas) a temperaturas relativamente altas (por ejemplo, >100-150 °C) no tienen por qué ser necesariamente hidrotermales, ya que pueden haberse formado en equilibrio térmico con su entorno. En este caso no deben considerarse dolomitas hidrotermales, sino geotermales (Machel y Lonnee, 2002). Para demostrar el origen

hidrotermal de una dolomita o de cualquier otro mineral, hay que probar que precipitó a una temperatura significativamente mayor (>~5-10 °C) que la ambiente en ese momento, con independencia del origen del agua o de su temperatura absoluta (Machel, 2004). Así, se deben calificar como hidrotermales sólo a las dolomitas que preserven evidencias de haber precipitado (o recristalizado) a temperaturas mayores de las esperadas a partir de su historia de enterramiento (Luczag, 2006). Debido a la fuerte tendencia de la dolomita a recristalizar, muchas dolomías con evidencias hidrotermales pueden ser en realidad dolomías formadas inicialmente en la diagénesis temprana o de enterramiento somero pero que han sufrido una impronta hidrotermal o geotermal posterior (Luczag, 2006).

Origen de las potentes formaciones dolomíticas de extensión regional

Es muy improbable que las potentes unidades de dolomías «regionales» de reemplazamiento se hayan formado en la diagénesis profunda, ya que su génesis requiere grandes cantidades de magnesio (Land, 1985), y por tanto la circulación de enormes volúmenes de agua, es decir muy altas relaciones agua/roca. En las partes profundas de las cuencas sedimentarias la porosidad se reduce considerablemente por compactación y cementación, lo que limita la cantidad de agua disponible para el flujo. Esto, unido a la baja permeabilidad general, hace que el movimiento de grandes volúmenes de agua y por tanto la dolomitización a gran escala sean muy improbables (Bjørlykke, 1994).

La mayor parte de las dolomías «regionales» se tienen que haber formado a relativamente poca profundidad, donde la porosidad y permeabilidad todavía permitan el flujo de grandes volúmenes de agua y por tanto el aporte de Mg necesario para la dolomitización. En esta situación, la fuente más obvia del Mg es el agua del mar (Hardie, 1997; Tucker y Wright, 1990), más o menos modificada para superar los impedimentos cinéticos de la dolomita, y puesta en circulación por mecanismos tales como el *reflujo* o la *convección*.

Dolomitización por reflujo de salmueras residuales hipersalinas

El flujo descendente de salmueras generadas en superficie por evaporación de agua marina (reflujo) después de haber precipitado yeso/anhidrita, favorece especialmente la dolomitización y la cementación por dolomita, ya que estas salmueras: 1) tienen una altísima relación aMg^{2+}/aCa^{2+} debido a la precipitación previa de sulfato cálcico, lo que las sitúa en el campo de estabilidad de la dolomita o incluso en el de la magnesita (punto 1 de la figura 21.13); 2) tienen una alta fuerza iónica y mucho magnesio, y por tanto una proporción relativamente alta de Mg^{2+} deshidratado disponible para formar dolomita, y 3) tienden a hundirse debido a su alta densidad (hasta ~1,2 g/cm^3 para salmueras saturadas en halita), desplazando a aguas intersticiales menos densas, lo que induce su calentamiento (trayectoria 1 de la figura 21.13), favoreciendo por tanto la dolomita y/o magnesita tanto termodinámica como cinéticamente.

El reflujo de salmueras residuales explica satisfactoriamente la génesis de muchas dolomías regionales, especialmente las asociadas a evaporitas de plataforma (Montañez y Read, 1992; Saller y Henderson, 1998; Warren, 1999 y 2006). El reflujo es una manera muy eficaz de dolomitizar grandes volúmenes de calizas de plataforma permeables (Jones y Xiao, 2005), ya que: 1) requiere la circulación de volúmenes de agua mucho menores que en el caso de la circulación de agua salobre o marina (Land, 1985; Warren, 2000a). Esto se debe al alto contenido en magnesio que pueden tener las salmueras saturadas en halita, asociado a la disminución de los coeficientes de actividad al aumentar la salinidad; 2) Las salmueras densas tienen un alto potencial de penetración en profundidad, demostrado en casos como el de las salmueras del mar Muerto, que han sido capaces de migrar hasta 4 km de profundidad y hasta 100 km

lateralmente en dirección al Mediterráneo (Stanislavsky y Gvirtzman, 1999). En su flujo descendente, las salmueras residuales inicialmente frías se van calentando, lo que favorece la dolomitización. Por tanto, es posible que las dolomías de reflujo cristalicen a una temperatura menor que las rocas de su entorno, siendo en este caso dolomías hidrofrígidas *(sensu* Machel y Lonnee, 2002). En rocas antiguas, se puede diagnosticar el reflujo si se preservan inclusiones fluidas primarias y no re-equilibradas en generaciones sucesivas de minerales diagenéticos, y esas inclusiones registran con el tiempo un aumento de la salinidad acompañado de una disminución de la temperatura (Rossi *et al.*, 2002b; Ceriani *et al.*, 2002).

Dolomitización por circulación de agua marina poco modificada

La circulación de agua marina normal (o poco modificada) por el interior de las plataformas carbonáticas también puede inducir dolomitización a gran escala. En este caso, la necesaria advección puede suceder en respuesta a gradientes laterales de temperatura: a una cierta profundidad dentro de la plataforma, las aguas intersticiales marinas están más calientes y son por tanto menos densas que las aguas océanicas adyacentes. Por tanto, si las rocas tienen suficiente permeabilidad, las aguas oceánicas pueden penetrar por el margen de la plataforma y fluir hacia su interior, reemplazando a las aguas intersticiales menos densas que ascienden por flotación. Las aguas oceánicas entrantes pueden estar subsaturadas en calcita magnesiana y al mismo tiempo supersaturadas en dolomita, por tanto su calentamiento puede inducir dolomitización si alcanzan temperaturas apropiadas (~45-60 °C; trayectoria 3 en la figura 21) (Whitaker *et al.*, 1994; Wilson *et al*. 2000; Caspard *et al.*, 2004). La dolomitización inducida por este tipo de circulación convectiva sólo es posible a profundidades moderadas (~0,5-1,5 km), ya que a menos profundidad la temperatura no es lo bastante alta como para superar las barreras cinéticas de la dolomita y a más profundidad la porosidad y permeabilidad se reducen notablemente (figura 21.3; Machel, 2004).

La circulación convectiva (también llamada geotérmica o de tipo Kohout) no es posible en los casos en que la salinidad de las aguas intersticiales aumente con la profundidad, lo que contrarrestaría el efecto de la temperatura en la densidad del agua, o en los casos en que se produzca reflujo de aguas evaporadas en superficie (Jones *et al.*, 2004). En las aguas superficiales de las plataformas bahamianas, un ligero aumento de la salinidad por evaporación (hasta alcanzar sólo un 42 por mil) es suficiente para desencadenar su reflujo descendente a gran escala, anulando así posibles flujos convectivos (Whitaker y Smart, 1990). El reflujo descendente de aguas marinas ligeramente evaporadas provoca su calentamiento y por tanto puede explicar dolomitizaciones a gran escala (trayectoria 3 en la figura 21.13), aún en ausencia de evaporitas o de sus vestigios (Jones *et al.*, 2004).

El mito de la dolomitización por mezcla de aguas

La mezcla de aguas continentales y marinas no es una forma muy efectiva de dolomitizar. Este mecanismo se basa en que ciertas mezclas de agua meteórica y marina pueden estar subsaturadas en calcita y a la vez sobresaturadas en dolomita, lo que en teoría es ideal para dolomitizar puesto que debería producirse precipitación de dolomita y disolución de calcita simultáneas (Folk y Land, 1975). La dolomitización por mezcla estuvo de moda en los años setenta y ochenta para explicar el origen de muchas dolomías, especialmente las no asociadas físicamente a evaporitas. Sin embargo, el rango posible de mezclas de aguas meteóricas y marinas capaces de dolomitizar es muy limitado (Hardie, 1987), en zonas de mezcla contrastadas parece que no se forma dolomita (Melim *et al.*, 2004), y todavía no se ha conseguido demostrar que este mecanismo sea o haya sido efectivo en ningún ejemplo reciente o antiguo (Hardie, 1987; Machel,

2004). Los argumentos geoquímicos (elementos traza e isótopos estables) que se han usado para argumentar a favor de la dolomitización por mezcla (Tucker y Wright, 1990, p. 368) son de dudosa validez dada la fuerte tendencia de la dolomita a recristalizar (Mazzullo, 1992; Warren, 2000a). Incluso la localidad tipo del modelo de mezcla en dolomías antiguas parece no preservar evidencia alguna de haberse formado por ese mecanismo (Hardie, 1987; Luczag, 2006). Posiblemente, el inconveniente más importante del modelo de dolomitización por mezcla es que la dilución de agua marina no resuelve los impedimentos cinéticos de la dolomita, ya que ni el agua se calienta ni aumenta su salinidad y contenido en magnesio, sino más bien todo lo contrario. Esta dificultad cinética se manifestó en los experimentos de Land (1998), que trató sin éxito precipitar dolomita a partir de aguas diluidas, a pesar de estar más de 1.000 veces supersaturadas en dolomita y de haber mantenido el experimento durante treinta y dos años.

Dolomitización en las sabkhas

En la zona capilar de las *sabkhas* costeras, la evaporación del agua del mar provoca la retirada selectiva de calcio en forma de aragonito, yeso y/o anhidrita, lo que supone tanto un aumento de la relación Mg/Ca como de la salinidad (Butler, 1969). Estos dos factores, unidos a las altas temperaturas (34-49 °C), favorecen la precipitación de dolomita, que cementa y reemplaza aragonito microcristalino (Hardie, 1987; Warren, 2000a).

Texturas de las dolomías de reemplazamiento

Hay dos tipos básicos de dolomías de reemplazamiento: las mesocristalinas y las micríticas o dolomicritas. Las dolomicritas son típicamente diagenéticas tempranas (formadas por ejemplo en *sabkhas*) y suelen preservar texturas sedimentarias. En cambio, las dolomías mesocristalinas se forman en la diagénesis de enterramiento y su grado de preservación de texturas previas (generalmente definidas por inclusiones) es variable. En general, la preservación de texturas pre-dolomitización se favorece cuanto menor sea el tamaño cristalino, cuanto más temprana sea la dolomitización, y también si la fase precursora es calcita magnesiana (Tucker y Wright, 1990; Sibley y Gregg, 1987). En los casos en que la dolomitización de una caliza sea parcial, la dolomita tiende a reemplazar selectivamente componentes micríticos (matriz, cemento, clastos) debido a su mayor solubilidad y área superficial (Warren 2000a; Machel, 2004).

Las dolomías de reemplazamiento formadas a temperaturas relativamente bajas (<~60 °C) se caracterizan por tener límites intercristalinos planares (Sibley y Gregg, 1987) y en muchos casos retienen parcialmente texturas pre-dolomitización. Muchas dolomías mesocristalinas planares están formadas por cristales con núcleos «turbios» ricos en inclusiones (de calcita, fluidas...) y bordes más limpios (Warren, 2000a; Luczag, 2006) (figura 21.6; lámina 21.3A). En parte, los bordes limpios pueden representar cementos sintaxiales relativamente tardíos, mientras que los núcleos turbios pueden representar reemplazamientos o el resultado de una recristalización selectiva.

Las dolomías formadas (por reemplazamiento o recristalización) a temperaturas relativamente altas (>~60 °C) son típicamente no planares, es decir poseen límites intercristalinos curvados, suturados o irregulares (Sibley y Gregg, 1987) y no suelen preservar texturas predolomitización (Machel, 2004). Muchas dolomías no planares son barrocas (figura 21.6). La mayor parte de las dolomitas precipitadas a más de ~80 a 100 °C, tanto reemplazantes como cementantes, son de tipo barroco o *saddle* (Machel, 2004). Su temperatura mínima de formación se ha estimado en 60 a 80 °C (Spötl y Pitman, 1998). Las dolomitas *saddle* son, pues, típicas dolomitas geotermales, y pueden ser producto o bien de advección, tanto hidrotermal como hidrofrígida, o bien de sulfato-reducción termoquímica (Machel, 2004).

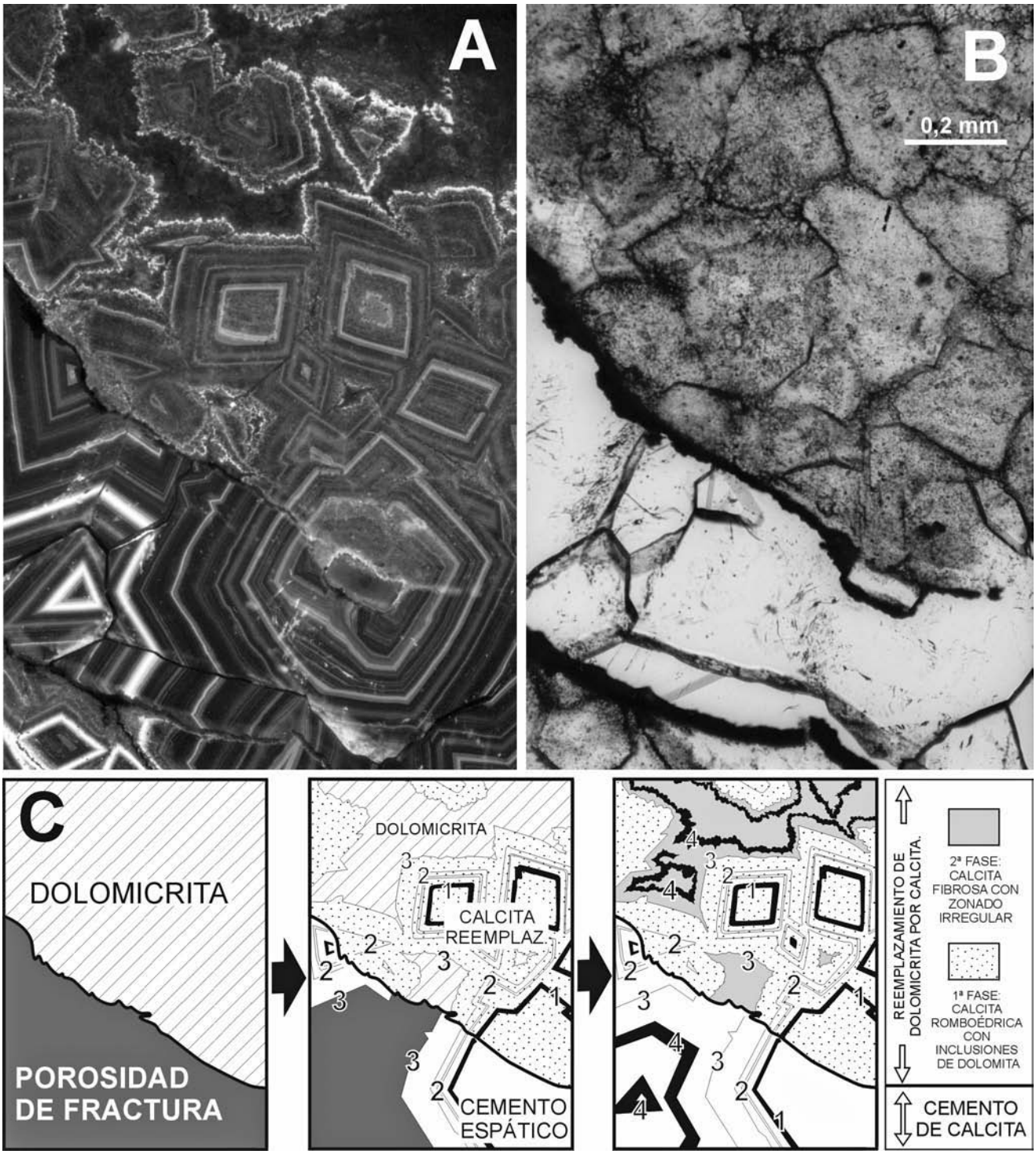


Figura 21.14. A y B: aspecto en CL y luz transmitida, respectivamente, de una caliza cristalina formada por calcitización de dolomicritas y cementación simultánea de fracturas. Las calcitas resultantes tienen hábitos romboédricos y seudoesferulíticos. El zonado de crecimiento es perfectamente correlacionable en la parte reemplazante y cementante de la textura, indicando que el reemplazamiento y la cementación sucedieron a la vez. C: interpretación esquemática de la textura. Tomado de Rossi y Cañaveras (1999).

Dedolomitización

La dedolomitización es la calcitización de la dolomita. Petrográficamente se reconoce por la presencia de inclusiones corroídas de dolomita en calcita típicamente mesocristalina (lámina 21.3C-D). En casos el reemplazamiento es parcial, lo que permite observar la transición dolomita-calcita a escala de lámina delgada (lámina 21.3C-D) o de afloramiento. En otros casos la dedolomitización es casi completa, generando niveles de calizas mesocristalinas de gran extensión lateral (Rossi, 1995; Rossi y Cañaveras, 1999) que con frecuencia son denominadas erróneamente «calizas recristalizadas». Las calizas mesocristalinas producidas por dedolomitización en ambientes diagenéticos oxidantes son típicamente de colores rojos o amarillos, debido a la precipitación de óxidos de hierro férrico (inicialmente contenido en la dolomita en estado ferroso) durante el proceso de dedolomitización.

La presencia de agregados policristalinos de calcita seudomorfizando romboedros (el hábito más frecuente de la dolomita) es uno de los criterios más usados para diagnosticar petrográficamente la dedolomitización (Evamy, 1967). Sin embargo, esta observación no indica necesariamente reemplazamiento, sino más bien la disolución de dolomita, produciendo porosidad móldica, seguido por cementación calcítica.

Se pueden calcitizar tanto dolomías mesocristalinas (Fernández-Calvo, 1981; Holail *et al.*, 1988; Wierzbicki *et al.*, 2006) como dolomicritas, en este caso con mayor facilidad dada su mayor solubilidad y área superficial reactiva. La calcitización de dolomicritas produce típicamente calizas mesocristalinas con uniones intercristalinas no planares (suturadas) y en casos seudoesferulíticas (Rossi, 1995; Cañaveras *et al.* 1996; Rossi y Cañaveras; 1999) (figura 21.14; lámina 21.2E).

La dedolomitización puede suceder a cualquier temperatura diagenética (Budai *et al.*, 1984), incluyendo temperaturas superficiales relativamente bajas, ya que la calcita, al tener una estructura más simple, no tiene los problemas cinéticos de la dolomita.

Las condiciones termodinámicas de la dedolomitización son precisamente las inversas a las de la dolomitización: la calcitización de la dolomita se favorece en presencia de aguas muy cálcicas y al disminuir la temperatura (figura 21.13). A 25 °C, la dolomita *debería* dedolomitizarse en presencia de agua cuya relación aCa^{2+}/aMg^{2+} sea mayor de 1,4. Sin embargo, para calcitizar dolomita a 100 °C hace falta que el agua intersticial sea mucho más cálcica, debiendo tener una relación aCa^{2+}/aMg^{2+} mayor de 6,25. Por tanto, al descender la temperatura dedolomitizar es más fácil, ya que desciende la relación aCa^{2+}/aMg^{2+} mínima necesaria. Esto implica que la reacción de dedolomitización puede suceder en respuesta a un enfriamiento y sin necesidad de advección: partiendo de una roca cuya agua intersticial esté en equilibrio con dolomita y calcita, un simple enfriamiento situará el agua en el campo de estabilidad de la calcita, produciéndose dedolomitización para restablecer el equilibrio.

Análogamente al caso de la dolomitización, la génesis de grandes volúmenes de dedolomita requiere el transporte advectivo de calcio y magnesio. En este caso, las aguas cálcicas necesarias para dedolomitizar pueden ser aguas que antes de migrar a una dolomía hayan: 1) interaccionado con calizas puras; 2) disuelto yeso/anhidrita (Budai *et al.*, 1984; Ayora *et al.*, 1998), o 3) estado previamente a más temperatura y en equilibrio con dolomita y calcita, y al ascender se enfríen (dedolomitización hidrotermal: Brauer y Baker, 1984; Land y Prezbindowski, 1981; Katz *et al.*, 2006; Wierzbicki *et al.*, 2006).

La dedolomitización se favorece en la diagénesis de emersión, especialmente en los casos en que aguas meteóricas disuelvan yeso/anhidrita contenido en las dolomías iniciales (nódulos, reemplazamientos, cementos...) o interestratificado con ellas, ya que en estos casos las aguas intersticiales serán relativamente frías y tendrán relaciones Ca/Mg muy altas (Back *et al.*, 1983; Rossi, 1995; Rossi y Cañaveras, 1999; Sanz-Rubio *et al.*, 2001). Esta situación es precisamen-

te la contraria de la que más favorece la dolomitización: aguas muy salinas con relaciones Ca/Mg muy bajas debido a la precipitación previa de $CaSO_4$ por evaporación.

DIAGÉNESIS MARINA

Por definición, la diagénesis marina es la que sucede en presencia de agua marina y a poca profundidad. Por tanto abarca los procesos que suceden tanto en la interfase agua-sedimento como en el enterramiento somero, siempre que el agua intersticial sea marina. El límite inferior de la diagénesis marina de enterramiento somero es el comienzo de la estilolitización (Melim *et al.*, 2002). Son por tanto procesos diagenéticos marinos las cementaciones, disoluciones o dolomitizaciones inducidas por la circulación de agua marina por el interior de las grandes plataformas y atolones. También se consideran marinas las modificaciones diagenéticas en ambientes supramareales si el agua es de origen marino (introducida por mareas, tormentas o bombeo evaporítico), así como las que suceden en presencia de aguas marinas evaporadas. Los principales procesos diagenéticos marinos son la cementación (dominante en ambientes someros tropicales), la disolución (importante en latitudes altas y en aguas profundas) y la degradación biológica. En calizas antiguas, los efectos de la diagénesis marina son especialmente evidentes en calcarenitas marinas someras, ya que suelen contener una primera generación de cemento circumgranular (sintaxial, fibroso o en empalizada) de origen marino (figura 21.15).

El estado de saturación en carbonatos del agua del mar es uno de los factores que más controlan la diagénesis marina (Morse, 2003). La sobresaturación en calcita y aragonito decrece considerablemente en el agua del mar al aumentar la profundidad y la latitud: las aguas someras y cálidas suelen estar sobresaturadas en carbonatos y las aguas profundas y/o frías suelen estar subsaturadas. En parte, esto se debe a que el producto de actividad iónica del carbonato cálcico en el mar no es constante: aunque la actividad del ión Ca^{2+} si es constante

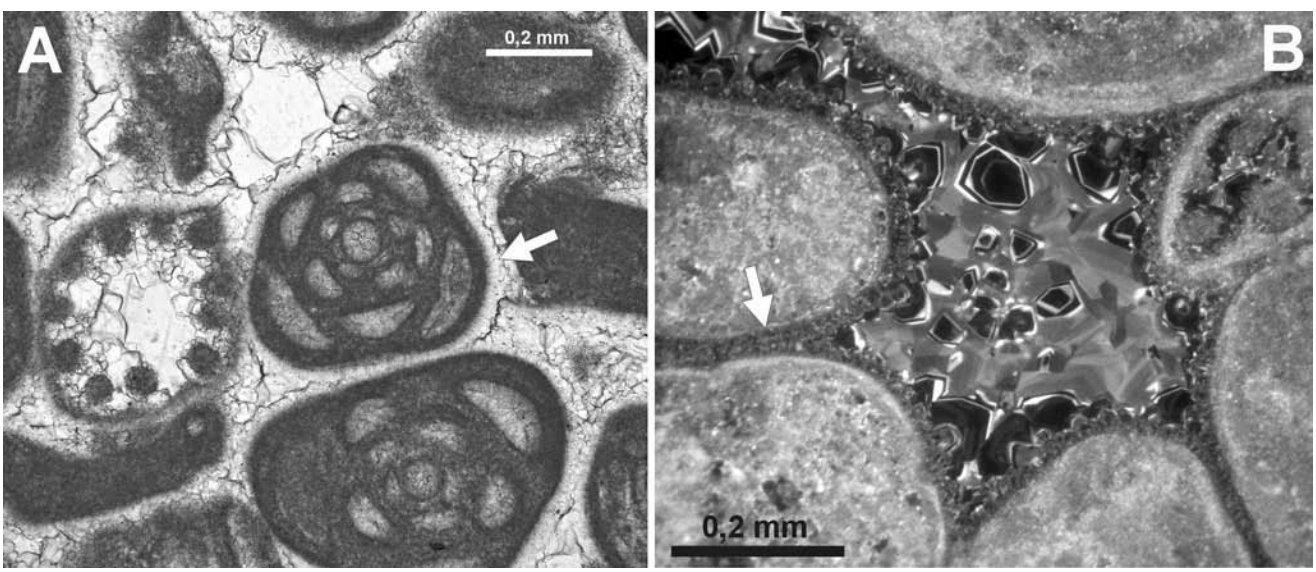


Figura 21.15. A: esta calcarenita marina somera contiene una primera generación de cemento fibroso circumgranular (flecha), previo a la compactación mecánica ya que está pinzado en los contactos intergranulares, y de probable origen submarino. Este cemento está ausente en el interior del molde de *Acicularia* (a la izquierda de la imagen), indicando que el cemento fibroso precipitó antes de la estabilización mineralógica de los componentes aragoníticos. Después de la cementación fibrosa, la porosidad primaria y móldica se rellenaron por cemento de calcita espática post-compactación. lámina delgada, luz polarizada plana. B: aspecto en CL de otro campo de visión de la misma muestra. El cemento fibroso (flecha) presenta una luminiscencia irregular y mate, posiblemente como resultado de su recristalización. El cemento espático postcompactación está formado por dos generaciones: la primera no luminiscente con finas bandas brillantes, de origen meteórico, y la segunda luminiscente mate, formada en el enterramiento.

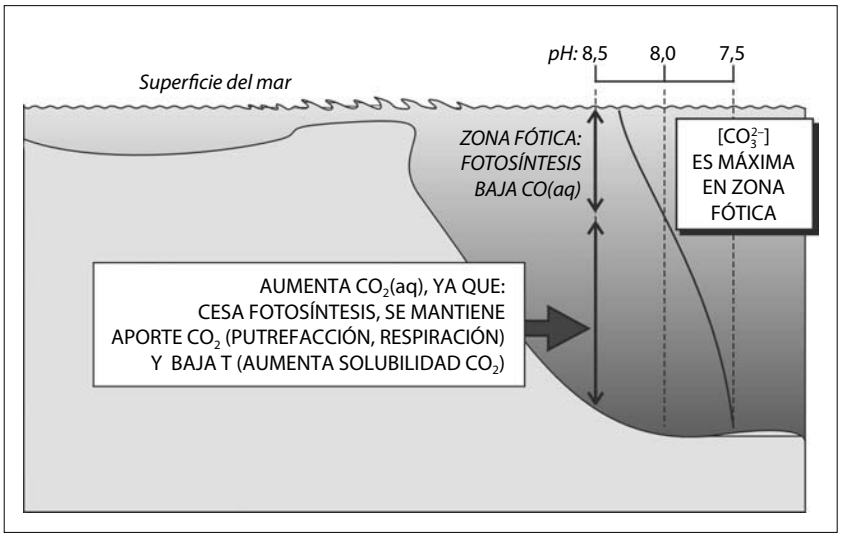


Figura 21.16. Variación esquemática con la profundidad del pH y del contenido en CO_2 en los océanos tropicales.

en el mar, la actividad del ión carbonato es variable ya que depende esencialmente del pH y éste varía considerablemente en función del contenido en CO_2 del agua (Broecker, 2003; figura 21.16). En aguas tropicales someras, aCO_3^{2-} es relativamente alta porque el pH es alto (hasta ~8,3) debido a que la concentración de CO_2 es relativamente baja: la actividad fotosintética de las algas consume mucho CO_2 y la solubilidad del CO_2 en aguas cálidas y superficiales es relativamente baja. En cambio, en aguas profundas y/o frías, aCO_3^{2-} desciende ya que el pH es relativamente bajo (hasta ~7,5) debido al incremento del CO_2 disuelto: este aumento en la concentración de CO_2 con la profundidad se debe al cese de la actividad fotosintética por debajo de la zona fótica, a la producción *in situ* de CO_2 por descomposición de materia orgánica, y al aumento de presión y descenso de temperatura, factores ambos que aumentan la solubilidad del CO_2.

Además del efecto del CO_2 disuelto, otros dos factores contribuyen a disminuir la sobresaturación en carbonatos al aumentar la profundidad y la latitud: las constantes de solubilidad de los carbonatos aumentan al aumentar la presión y también al decrecer la temperatura, y por tanto los carbonatos son más solubles en aguas profundas y/o frías.

La temperatura del agua es por tanto un factor esencial en el estado de saturación en carbonatos, ya que condiciona la solubilidad mineral y además la del CO_2 y por tanto el pH. En el océano la disminución de la temperatura con la profundidad no es homogénea, sino que experimenta un descenso muy brusco al principio estabilizándose después en un descenso más gradual (figura 21.17). Así, los mares tropicales están estratificados por temperaturas en tres capas: 1) la zona más superficial, formada por aguas cálidas, 2) la termoclina, donde disminuye la temperatura rápidamente (hasta ~5°) y 3) la zona de aguas profundas en la que la temperatura sufre una disminución progresiva y lenta con la profundidad hasta llegar a los fondos abisales.

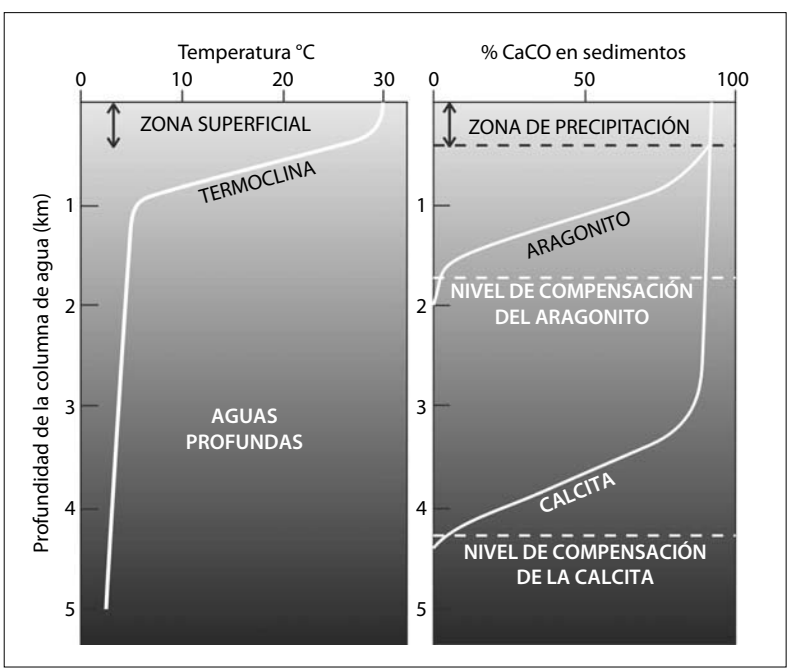


Figura 21.17. Estratificación de los océanos tropicales en cuanto a la temperatura y estado de saturación en carbonatos.

El estado de saturación en carbonatos presenta una estratificación relacionada con la de la temperatura (figura 21.17). En la franja más superficial o «zona de precipitación» (James y Choquette, 1990) el agua está sobresaturada en aragonito y calcita. La mayor parte de las plataformas carbonáticas someras se forman en esta zona, que en los trópicos puede alcanzar centenares de me-

tros de espesor, adelgazándose progresivamente hacia el N y el S hasta aflorar en superficie a los ~30° de latitud. El límite inferior de esta «zona de precipitación» es la profundidad a la que el agua comienza a estar subsaturada en aragonito y por tanto comienza su disolución. En mar abierto, a una cierta profundidad la tasa de disolución del aragonito aumenta bruscamente, definiendo la llamada «lisoclina del aragonito» (Berger, 1970).

Por debajo de la lisoclina del aragonito las aguas están subsaturadas en aragonito pero pueden estar aún sobresaturadas en calcita, por lo que en esta zona se puede acumular calcita biogénica, puede disolverse el aragonito y puede precipitar calcita (es la zona de «disolución y precipitación», siguiendo a James y Choquette, 1990). Aunque tiendan a disolverse, en esta zona pueden persistir aún componentes aragoníticos generados más arriba (por encima de la lisoclina del aragonito). No obstante, con el aumento de la profundidad va aumentando la subsaturación, llegando un punto en el que los esqueletos aragoníticos desaparecen casi por completo (disueltos). A esta profundidad se le denomina «nivel de compensación del aragonito» (Morse, 2003). El límite inferior de esta zona de «disolución y precipitación» es la lisoclina de la calcita, que es la profundidad en la que la tasa de disolución de la calcita aumenta bruscamente (Berger, 1970; Morse, 2003).

Por debajo de la lisoclina de la calcita, la subsaturación en calcita impide la formación de precipitados inorgánicos de calcita; los componentes aragoníticos ya no llegan (ya se han disuelto más arriba) y los componentes calcíticos que llegan tienden a disolverse. Al igual que en el caso del aragonito, a una cierta profundidad la subsaturación en calcita es tal que casi toda la calcita que llega se disuelve. A esta profundidad se la denomina nivel de compensación de la calcita (Morse, 2003). Esta profundidad cambia de un océano a otro (~3,5 km en el pacífico central, ~5,5 km en el Atlántico central) y con la latitud dentro del mismo océano (más profundo en las regiones tropicales y con más productividad de carbonato) (James y Choquette, 1983 y 1990; Broecker, 2003). En la zona comprendida entre la lisoclina de la calcita y el nivel de compensación de la calcita (denominada «zona de disolución activa» por James y Choquette, 1990) ya no puede precipitar calcita inorgánica aunque si se puede acumular carbonato pelágico (que en gran parte se disuelve). Esta zona puede legar a aflorar en superficie en los mares polares. Por debajo del nivel de compensación de la calcita ya no se acumula carbonato.

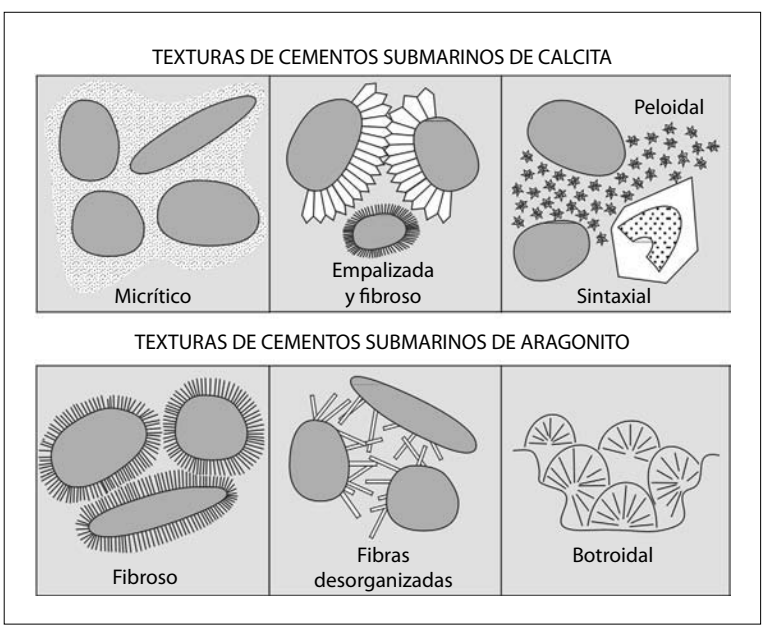


Figura 21.18. Texturas típicas de los cementos submarinos de calcita y aragonito.

Los cementos marinos de calcita tienen texturas muy variadas: micríticos, fibrosos, en empalizada, (Bathurst, 1975; Longman, 1980), peloidales (Macintyre, 1985) y sintaxiales (Mallarino *et al*., 2002). Los cementos marinos de aragonito suelen estar formados por cristales aciculares dispuestos en costras isopacas circumgranulares, agregados botroidales (abanicos compactos con extinción en relevo) o agregados de fibras desorganizadas (Bathurst, 1975; Longman, 1980; Sandberg, 1985; figura 21.18).

En los mares actuales cálidos, los cementos carbonáticos marinos son tanto de aragonito como de calcita magnesiana. En aguas templadas, los cementos carbonáticos marinos son sólo de calcita, cuyo contenido en Mg decrece a medida que desciende la temperatura y por tanto el coeficiente de distribución del Mg en

la calcita (Morse, 1997; Dickson, 2002). En los mares cálidos del Fanerozoico la composición mineralógica de los cementos submarinos ha cambiado cíclicamente: aragonito y calcita magnesiana en el Cámbrico inferior, Carbonífero a Triásico, y Neógeno, y calcita de contenido en magnesio variable en el resto (Sandberg, 1983), con intervalos de calcita de bajo contenido en Mg (como, por ejemplo, el Cretácico) (Stanley *et al.*, 2002). Esta variación secular se debe a los cambios que ha experimentado la relación Mg/Ca del agua del mar durante el Fanerozoico (Hardie, 1996; Lowenstein *et al.*, 2001; Dickson, 2002; Berner, 2004).

Diagénesis marina normal en carbonatos tropicales someros

Diagénesis marina en los márgenes de las plataformas

Los márgenes de las plataformas carbonáticas suelen estar formados por arrecifes y/o barras arenosas. En estas facies, el proceso diagenético marino más importante es la cementación por calcita o aragonito (Moore, 2001). En arrecifes, el cemento marino puede llegar a representar hasta el 50% del volumen de la estructura arrecifal, contribuyendo a su crecimiento y rigidez tanto o más que los propios organismos bioconstructores (corales, algas rojas, etc.) (James, 1983). En los taludes de los bordes de las plataformas, la cementación marina es esencial para la estabilización de sus abruptas pendientes (Grammer *et al.,* 1993 y 1999). Otros procesos diagenéticos marinos comunes en arrecifes son la bioerosión, ejercida fundamentalmente por bivalvos y esponjas, y la sedimentación interna de partículas clásticas en cavidades. Estas partículas son típicamente de tamaño micrítico o microesparítico y proceden tanto de la destrucción física y biológica del arrecife como del aporte de esqueletos de organismos planctónicos (Moore, 2001).

La cementación marina es intensa en los márgenes de las plataformas por varias razones: 1) en estas áreas las aguas oceánicas frías tienden a calentarse, lo que decrece la solubilidad de los carbonatos y del CO_2; 2) la actividad fotosintética hace decrecer el contenido en CO_2 disuelto, subiendo el pH y con ello la sobresaturación en carbonatos; 3) la desgasificación de CO_2, se favorece por la batida del oleaje, y 4) las altas permeabilidades de las barras y arrecifes favorecen el flujo activo de aguas sobresaturadas a través de ellos, causado por mareas y oleaje, lo que permite la renovación frecuente del agua de los poros y por tanto la precipitación de grandes volúmenes de cemento.

En los márgenes de las plataformas, los cementos marinos de calcita suelen tener texturas fibrosas, en empalizada y localmente micríticas peloidales (Aissaoui, 1988), siendo estas últimas de probable origen microbiano (Moore, 2001) y confundibles con agregados de pelets biogénicos o micrita clástica (Macintyre, 1985). En muchas calizas arrecifales paleozoicas y mesozoicas, los cementos de calcita en empalizada son de tipo radiaxial, fascicular óptico o fibroso-radiado (Kendall, 1985). La calcita radiaxial es también común rellenando estructuras de tipo *stromatactis* (cavidades con base horizontal debido a su relleno parcial por sedimento interno) típicas de los *mudmounds* paleozoicos (Bathurst, 1982). En cuanto a los cementos de aragonito, están formados por cristales micríticos o fibrosos, éstos últimos normalmente dispuestos costras isopacas o en botroides (Aissaoui, 1985; Grammer *et al.,* 1993 y 1999).

Diagénesis marina en carbonatos tropicales submareales someros

En el interior de las plataformas carbonáticas la cementación submarina no es tan intensa como en sus márgenes, pero puede resultar en la formación de *hardgrounds* por cementación de facies arenosas por calcita o aragonito (Beach, 1993) (figura 21.19). Estos horizontes cementados se pueden formar en plataformas bahamianas, en áreas próximas a sus márgenes o

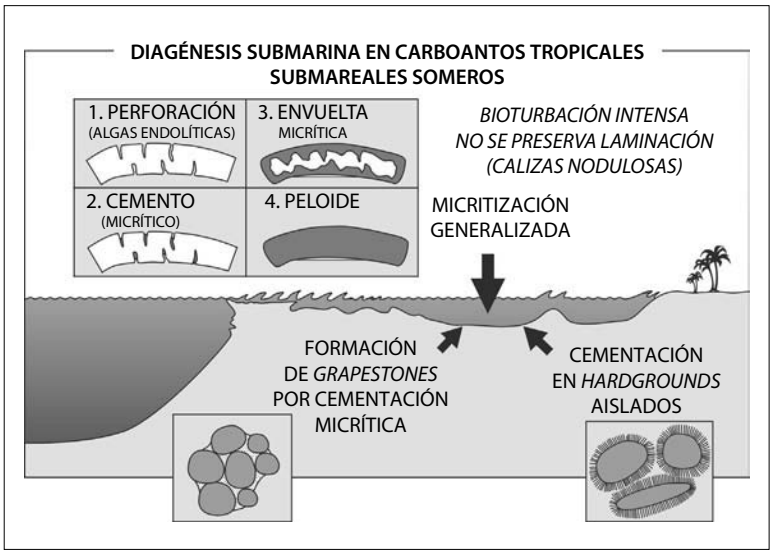


Figura 21.19. Procesos y productos típicos de la diagénesis marina en ambientes tropicales submareales someros.

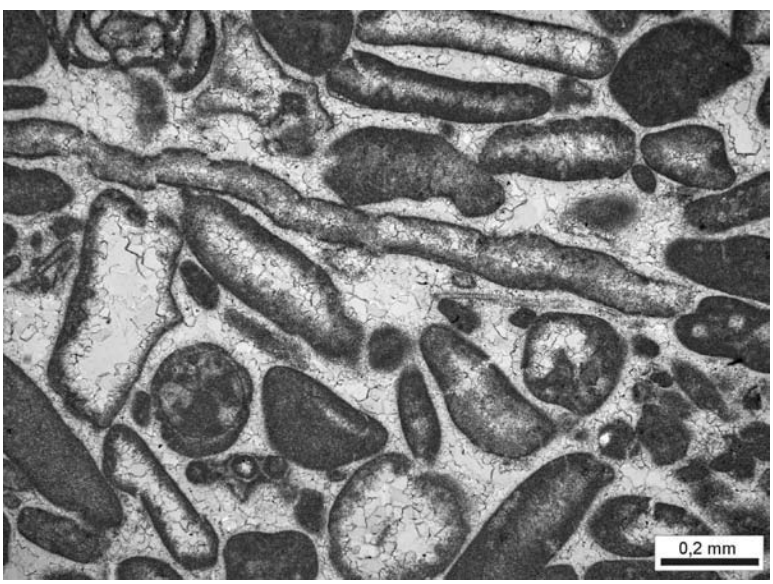


Figura 21.20. Los clastos de esta calcarenita marina son mayoritariamente peloides formados por micritización de bioclastos, principalmente algas calcáreas verdes originalmente aragoníticas (secciones alargadas). La micritización submarina de los restos de algas generó prominentes envueltas micríticas. Durante la diagénesis posterior, los núcleos no micritizados se disolvieron selectivamente debido a su composición aragonítica, y la porosidad móldica resultante se rellenó después por cemento de calcita en mosaico, así como la porosidad primaria. lámina delgada, luz polarizada plana.

con baja tasa de sedimentación (Dravis, 1979; Moore, 2001), y especialmente en rampas restringidas como el golfo Pérsico, donde la sobresaturación es mayor debido a evaporación. Aquí, los *hardgrounds* se pueden formar muy rápido (incluso en meses), generándose fracturas poligonales y *tepees* (seudoanticlinales) por expansión de los horizontes cementados (Shinn, 1969). Los *hardgrounds* tienden a incrustarse y perforarse por una variedad de organismos (algas, moluscos, anélidos, corales, esponjas...), y en las tormentas pueden erosionarse parcialmente, con la consiguiente generación de intraclastos. Algunos *hardgrounds* en calizas antiguas contienen cementos submarinos no carbonáticos, especialmente de glauconita, hematites o fosfatos, y pueden haberse formado en etapas de baja tasa de sedimentación (Moore, 2001) asociadas a subidas relativas del nivel del mar.

La *micritización* por algas endolíticas es el proceso diagenético marino dominante en la zona submareal de las plataformas tropicales someras. Esta micritización consiste en el relleno de las micro-perforaciones de las algas endolíticas por cemento micrítico de calcita magnesiana o aragonito, formándose desde envueltas micríticas hasta peloides (figuras 21.19 y 21.20) (Kobluk y Risk, 1977). Los peloides formados por micritización pueden ser difíciles de distinguir de los pelets fecales o de cementos de calcita peloidal, por eso el término «peloide» se emplea sólo de forma descriptiva para designar granos micríticos de tamaño arena con independencia de su origen.

En zonas submareales de las plataformas tropicales relativamente protegidas del oleaje y corrientes es común la aglutinación de varios granos (peloides, oolitos, bioclastos...) por cemento micrítico de aragonito o calcita, generándose granos agregados (Bathurst, 1975). Si los granos aglutinados son subesféricos y sobresalen de los bordes del grano compuesto, de modo que éste parece un racimo de uvas, se denominan *grapestones*. Si los granos sobresalen menos y el contorno del grano compuesto es más suave, se denominan *lumps*.

Diagénesis marina en playas: los beachrocks

Las playas tropicales son lugares preferentes para la cementación marina, ya que en ellas el agua pierde CO_2 por calentamiento y agitación, y en las zonas emergidas se favorece la

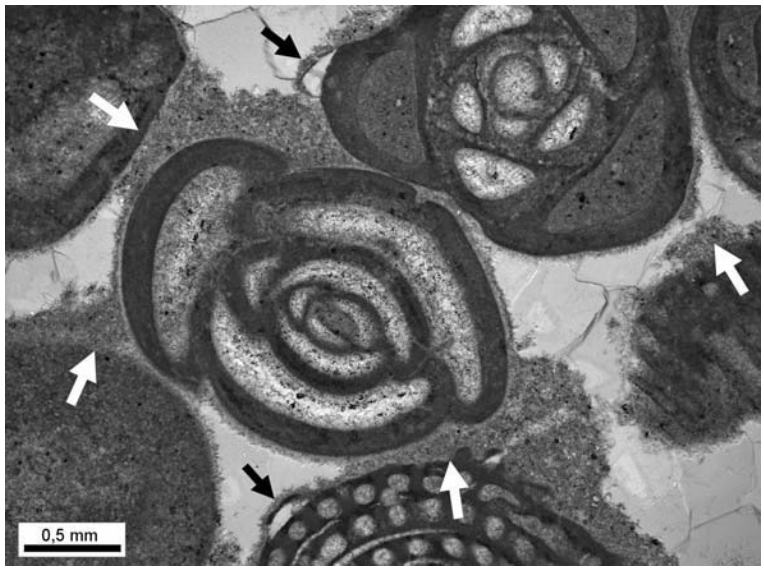


Figura 21.21. Cementos marinos circumgranulares fibrosos y en menisco en una calcarenita de miliólidos, peloides y alveolínidos. El cemento en menisco es de tamaño micrítico y se concentra en los contactos intergranulares (flechas blancas). El cemento espático precipitó probablemente en el enterramiento, como sugiere la presencia de costras rotas de cemento fibroso englobadas (flechas negras). lámina delgada, luz polarizada plana.

concentración por evaporación. Por esto, la cementación es normalmente más intensa en la parte superior del *shoreface* y en el *foreshore*. La cementación generalizada de arenas de playa puede originar *beachrocks* con mucha rapidez (en unos pocos años: ver referencias en Grammer *et al*., 1993). La destrucción parcial de los *beachrocks* en las tormentas es una típica fuente de intraclastos (Inden y Moore, 1983). El cemento más frecuente en los *beachrocks* actuales es el aragonito acicular en forma de envueltas circumgranulares isopacas. En la parte emergida de la playa predominan más los cementos micríticos, tanto de aragonito como de calcita magnesiana, localmente con texturas en menisco y microestalactíticas (Milliman, 1974; figura 21.21).

Diagénesis marina en llanuras supramareales

En las llanuras supramareales inundadas periódica o esporádicamente por el mar, la evaporación puede inducir la precipitación de cementos y la dolomitización, generando costras superficiales endurecidas (Shinn, 1983; Lasemi *et al*., 1989). En las tormentas y huracanes, la erosión de estas costras produce intraclastos aplanados, típicos de las tempestitas supramareales, y cuya acumulación puede dar a lugar a brechas denominadas *flakestones*. Las costras pueden presentar estructuras de expansión como grietas poligonales y *tepees* (Assereto y Kendall, 1977; Kendall y Warren, 1987), a los que se pueden asociar pisolitos vadosos, y calcita y aragonito flotantes (Tucker y Wright, 1990). Tanto los pisolitos como las calcitas flotantes tienen texturas idénticas a las perlas de cueva y a las calcitas flotantes en *gours* de cuevas kársticas (Hill y Forti, 1986), por lo que su presencia en carbonatos antiguos debe interpretarse con gran precaución.

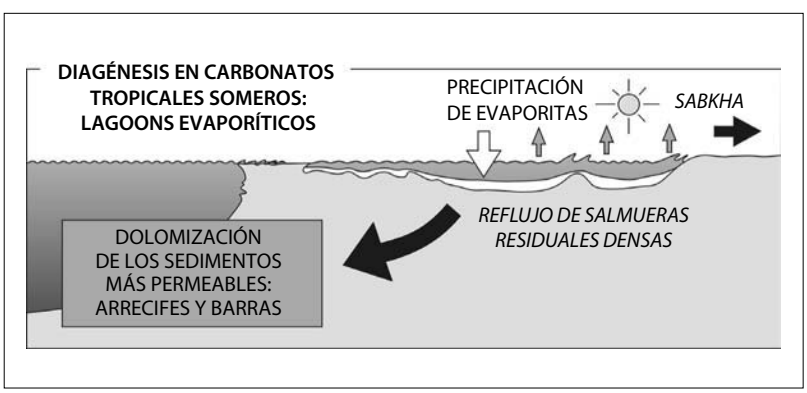


Figura 21.22. Factores de la diagénesis marina bajo plataformas y albuferas evaporíticas.

Diagénesis marina evaporítica

Como se discutió en apartados previos, el flujo descendente de salmueras generadas por evaporación de agua marina en albuferas y plataformas restringidas es una manera muy eficaz de dolomitizar y cementar con dolomita y anhidrita grandes volúmenes de calizas de plataforma permeables, estén éstas asociadas a evaporitas o no (figura 21.22). Debido al alto potencial de penetración en profundidad de las salmueras residuales, y su notable modifi-

cación por interacción con las rocas, la diagénesis asociada al reflujo puede considerarse a caballo entre la diagénesis marina y la de enterramiento. Las dolomías de reflujo suelen tener tamaños cristalinos más gruesos que las de *sabkha,* ya que típicamente afectan a calcarenitas permeables y éstas ofrecen relativamente pocos puntos de nucleación para los cristales de dolomita.

En las llanuras supramareales áridas o *sabkhas* crecen evaporitas desplazantes, reemplazantes y cementantes (yeso/anhidrita) en el seno de sedimentos de origen marino depositados por tormentas. Los sulfatos precipitan por evaporación de aguas marinas introducidas por mareas vivas y tormentas o bien por recarga subterránea. La precipitación de anhidrita en la zona capilar del acuífero salino de la *sabkha* conduce a la formación de horizontes nodulares enterolíticos de espesor decimétrico (Warren, 1999 y 2005). Como se discutió en un apartado anterior, el aumento de la salinidad por evaporación, y de la relación Mg/Ca por precipitación de $CaSO_4$, favorecen la dolomitización y cementación por dolomita en las *sabkhas* (McKenzie *et al.*, 1980; Patterson y Kinsman, 1982; Hardie, 1987). Las dolomías resultantes son microcristalinas, como resultado de la abundancia de puntos de nucleación en los sedimentos micríticos (Land, 1980). La dolomitización suele afectar de forma selectiva a la matriz o cemento micríticos, respetando los granos calcíticos o aragoníticos. Dado que el aragonito marino es típicamente rico en estroncio (en equilibrio, el aragonito incorpora unas diez veces más de estroncio que la calcita), la dolomitización de sedimentos aragoníticos en las *sabkhas* puede liberar cantidades significativas de estroncio, pudiendo inducir la precipitación de cementos de celestina (West, 1973; Scholle, 1978; Flügel, 1982; Rossi, 1995). Como ya se discutió en un apartado anterior, el tamaño micrítico de las dolomitas de *sabkha* y su carácter no estequiométrico las hace especialmente susceptibles a la recristalización durante la diagénesis subsiguiente (Land, 1980; Hardie, 1987). Las dolomías de *sabkha* son muy comunes en carbonatos perimareales antiguos. En estos carbonatos, las dolomicritas de *sabkha* forman los términos supramareales, suelen preservar moldes o seudomorfos de sulfatos y se asocian a niveles de espesor decimétrico de yeso/anhidrita o a los productos de su diagénesis (brechas de disolución/colapso y/o carniolas) (Rossi, 1995; Rossi y Cañaveras, 1999).

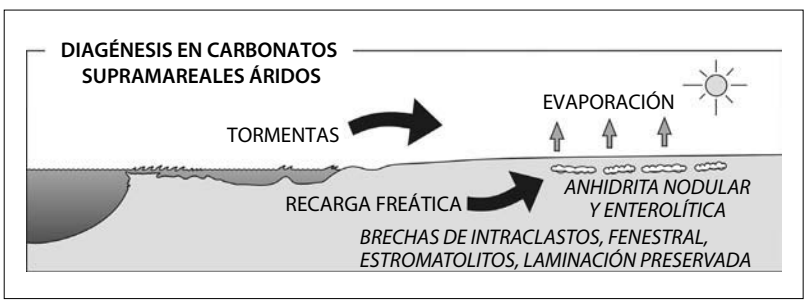


Figura 21.23. Factores de la diagénesis marina de los carbonatos supramareales en climas áridos y facies típicas.

Diagénesis marina de enterramiento somero en taludes de plataformas tropicales y en carbonatos templados someros

Diagénesis marina de enterramiento somero en plataformas tropicales

El agua intersticial que se entierra con los carbonatos tropicales someros está originalmente sobresaturada en aragonito y contiene abundante sulfato. Durante el enterramiento somero, la oxidación de la materia orgánica por microbios sulfato-reductores produce CO_2, con el consiguiente descenso del pH (Coleman, 1985) y del grado de sobresaturación en carbonatos. En estas condiciones el agua intersticial puede llagar a subsaturarse en aragonito mientras aún permanece sobresaturada en calcita, lo que induce la estabilización mineralógica, es decir la disolución de los componentes aragoníticos y la precipitación de reemplazamientos y cementos calcíticos (Melim *et al.*, 2002). Además de la estabilización mineralógica, la circulación convectiva de aguas oceánicas por el interior de las plataformas y atolones puede inducir do-

lomitización, así como el reflujo de aguas marinas ligeramente evaporadas (ver el apartado sobre dolomitización).

En los atolones, las aguas oceánicas circulan con mucha facilidad a través de las calizas permeables (debido a las mareas y a convección), transmitiéndose al interior del atolón la estratificación del agua oceánica en cuanto a su estado de saturación en carbonatos. Como el atolón está formado por calizas someras que deben su posición actual a subsidencia, la circulación de aguas oceánicas por debajo del nivel de compensación del aragonito causa la disolución de los componentes aragoníticos, al tiempo que precipitan cementos de calcita (Saller, 1986).

Taludes de las grandes plataformas tropicales

En los taludes de las plataformas tropicales bahamianas tiene lugar una intensa diagénesis submarina. El sedimento del talud procede en su mayoría de la resedimentación de material del margen de la plataforma, con una proporción subordinada de material planctónico (foraminíferos planctónicos, cocolitofóridos...). Por debajo de la lisoclina del aragonito y por encima de la de la calcita, las aguas en contacto con los sedimentos del talud pueden estar al mismo tiempo subsaturadas en aragonito y sobresaturadas en calcita. Por tanto, los componentes aragoníticos tienden a disolverse, induciendo la precipitación de reemplazamientos y cementos de calcita (Dix y Mullins, 1988; Land y Moore, 1980; James y Choquette, 1990). Esta cementación calcítica puede generar *hardgrounds* pelágicos, como los «litohermios» descritos por Neuman *et al.* (1977) a 600-700 m de profundidad en los estrechos de Florida. A medida que aumenta la profundidad en el talud desciende la temperatura y por tanto la incorporación de Mg en los cementos de calcita, que llegan a ser de bajo contenido en magnesio a partir de una cierta profundidad (~1 km en los taludes de Bahamas: Schlager y James, 1978).

Plataformas someras templadas

En las plataformas someras templadas, la sedimentación carbonática actual se caracteriza por la acumulación de esqueletos calcíticos (más o menos magnesianos) de moluscos, foraminíferos y briozoos, con presencia también de equinodermos y algas rojas coralináceas (la asociación *Foramol* de Lees y Buller, 1972). Aún estando las aguas normalmente subsaturadas en aragonito, la escasez de componentes aragoníticos impide que tenga lugar una disolución significativa en el fondo del mar. La cementación por calcita es también escasa (James y Choquette, 1983 y 1990). Al igual que en los mares tropicales, la bioerosión microbiana continúa activa en el fondo de los mares templados someros, sólo que en este caso las microperforaciones quedan sin cementar y por tanto no se produce la micritización de los bioclastos (Tucker y Wright, 1990).

Diagénesis marina en carbonatos pelágicos

Los carbonatos pelágicos están constituidos fundamentalmente por restos de organismos planctónicos (cocolitofóridos, foraminíferos...) de calcita de bajo contenido en magnesio, caídos desde la zona fótica (Morse, 2003). Se pueden acumular carbonatos pelágicos en los fondos abisales, sobre corteza oceánica, o en las zonas distales de los márgenes continentales pasivos, sobre corteza continental adelgazada (Scholle *et al.*, 1983). En ambos casos, para que se acumule carbonato el fondo debe estar por encima del nivel de compensación de la calcita, cuya profundidad es muy variable (Scholle *et al.*, 1983; Broecker, 2003).

Como las aguas marinas profundas suelen estar subsaturadas en carbonatos, el proceso diagenético marino dominante es la disolución, que tiene lugar en o muy cerca de la interfase agua-sedimento relacionada con la difusión de agua marina subsaturada suprayacente (James y Choquette, 1990). Esta disolución aumenta en presencia de materia orgánica, cuya oxidación microbiana produce CO_2 (Morse, 2003). La cementación es escasa y es sólo significativa en mares poco profundos (Milliman, 1974). Los volcanes submarinos y mesetas oceánicas, al ser menos profundos que las llanuras abisales, pueden estar situados por encima de la lisoclina de la calcita y por tanto sus depósitos pelágicos pueden sufrir cementación submarina por calcita. La cementación y reemplazamiento por minerales no carbonáticos como por ejemplo fosfatos, glauconita y óxidos de hierro y manganeso son también comunes (Tucker y Wright, 1990).

Los carbonatos pelágicos acumulados en márgenes continentales pasivos con corteza continental adelgazada tienen en general un mayor potencial diagenético que los acumulados sobre corteza oceánica. Esto se debe a que en los márgenes continentales la profundidad es menor, y, por tanto, 1) se pueden sedimentar algunos componentes metaestables, y 2) el grado de subsaturación del agua marina en carbonatos es menor, pudiendo permitir en algunos casos la precipitación de cementos de calcita de bajo contenido en magnesio. Además, la tectónica de bloques que puede darse en este tipo de márgenes continentales puede crear elevaciones topográficas en las que se acumule preferentemente material pelágico carbonático. En los bloques elevados el agua marina puede circular a través de los sedimentos pelágicos favoreciendo la cementación submarina.

Por tanto, en los carbonatos pelágicos de márgenes continentales pasivos la diagénesis submarina puede suponer la disolución selectiva de componentes aragoníticos (Palmer *et al.*, 1988), así como la formación de *hardgrounds* por cementación calcítica submarina (Vera, 1989; Tucker y Wright, 1990). Ambos procesos se ven además favorecidos por la baja tasa de sedimentación que caracteriza a estos sedimentos, lo que facilita un mayor tiempo de contacto con el agua marina (Scholle *et al.*, 1983). Los carbonatos pelágicos sedimentados en márgenes continentales pasivos abundan más en ciertas épocas geológicas, como el Devónico (las calizas *griotte),* Jurásico *(rosso ammonítico)* o el Cretácico superior (las cretas o *chalks)* (Jenkins, 1986; Vera, 1989; Tucker y Wright, 1990).

DIAGÉNESIS METEÓRICA

Por definición, la diagénesis meteórica es la que sucede en presencia de agua meteórica. Normalmente, el agua meteórica apenas penetra unos cientos de metros bajo la superficie, razón por la cual la diagénesis meteórica típicamente sucede a baja temperatura. Sin embargo, en regiones con alto relieve topográfico y clima húmedo el agua meteórica puede penetrar a profundidades de hasta ~1-2 km, donde su calentamiento favorece la precipitación (hidrofrígida) de carbonatos y la dolomitización. En su ascenso hacia las zonas de descarga, el agua meteórica que ha circulado a una cierta profundidad se enfriará, favoreciendo la disolución (hidrotermal) de carbonatos y la dedolomitización. La diagénesis asociada a la circulación profunda de aguas meteóricas está a caballo entre la diagénesis meteórica y la diagénesis de enterramiento, ya que la composición y salinidad de las aguas originalmente meteóricas puede modificarse sustancialmente por interacción con las rocas, especialmente si éstas incluyen minerales evaporíticos.

Todos los carbonatos continentales y la mayoría de los carbonatos marinos someros sufren diagénesis meteórica en alguna de estas situaciones: 1) poco después de su sedimentación, como sucede en los carbonatos continentales y perimareales; 2) miles de años tras su sedimentación como consecuencia de la progradación de facies supramareales sobre facies marinas someras; 3) decenas o centenares de miles de años después de su sedimentación, tras una caí-

da relativa del nivel del mar (glacio-eustática, por ejemplo); 4) en cualquier momento de su historia, como consecuencia de su emersión tectónica. Los carbonatos marinos relativamente profundos (de talud, pelágicos) normalmente se salvan de sufrir diagénesis meteórica a no ser que se exhumen en cinturones orogénicos.

La diagénesis meteórica puede producir cambios notables en la composición mineralógica de los carbonatos y en su porosidad (por disolución y cementación). Este potencial se debe por una parte a los grandes volúmenes de agua meteórica que pueden llegar circular por rocas permeables a lo largo del tiempo, y por otra a que el agua meteórica suele estar inicialmente subsaturada en carbonatos, debido a la acidificación que provoca la incorporación de CO_2 atmosférico y edáfico. Por tanto, la diagénesis meteórica es más intensa en climas húmedos, tanto tropicales (por la abundancia de suelos ricos en CO_2) como fríos (por la mayor solubilidad del CO_2 en aguas frías).

Tradicionalmente se ha pensado que la porosidad secundaria en rocas carbonáticas se debe en gran parte a disolución meteórica, y que en el subsuelo existe una alta probabilidad de encontrar carbonatos porosos por debajo de superficies de exposición subaérea, cuya distribución es parcialmente predecible usando conceptos de estratigrafía secuencial. Sin embargo, los datos de pozos han demostrado las grandes limitaciones de este modelo: la diagénesis meteórica no siempre genera porosidad secundaria en los carbonatos, y en los casos en que se genera porosidad secundaria, ésta tiende a destruirse en el enterramiento por compactación y cementación (Mazzullo, 2004).

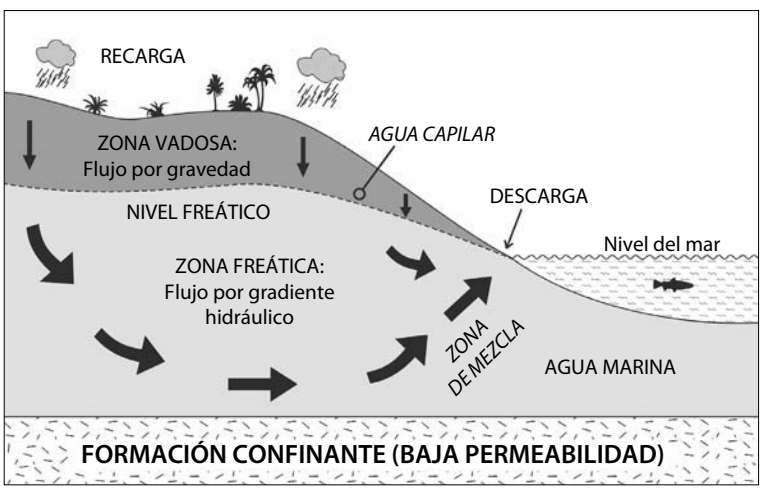


Figura 21.24. Esquema de un acuífero meteórico costero confinado en su base.

Los acuíferos meteóricos

Un acuífero es una formación con rocas lo bastante porosas y permeables como para almacenar y transmitir volúmenes de agua económica o geológicamente significativos. Los acuíferos meteóricos libres o no confinados se extienden sin interrupción desde la superficie hasta su base, que puede ser el contacto con una formación poco permeable o bien un acuífero de agua salina, sobre la que flota el agua dulce. El nivel freático es la superficie por debajo de la cual todos los poros de la roca están llenos de agua, estando por encima llenos de aire o de aire más agua. La zona situada por debajo del nivel freático se denomina zona freática o saturada, y la zona situada por encima del nivel freático se denomina vadosa o no saturada. La recarga de este tipo de acuíferos tiene lugar a través de la zona vadosa, que está en conexión directa con la atmósfera (figura 21.24).

En la zona vadosa generalmente el agua circula por gravedad en sentido descendente. No obstante, parte del agua vadosa puede quedar retenida o incluso ascender por la acción de fuerzas capilares, especialmente en presencia de microporosidad. En la parte superior de la zona vadosa se pueden desarrollar suelos que favorecen la incorporación de CO_2 al agua vadosa. Por esta razón en el resto de la zona vadosa generalmente domina la disolución.

En la zona freática el agua fluye en respuesta a gradientes de potencial hidráulico, y por tanto puede hacerlo en sentido descendente, horizontal o ascendente. Si el nivel freático fuese horizontal y estuviese a la misma altura que el nivel de base (por ejemplo, el nivel del mar en un acuífero costero), ningún punto la zona freática tendría potencial hidráulico y el flujo sería

cero. Si embargo, en los acuíferos meteóricos el nivel freático no es horizontal, sino que está más alto en las zonas de recarga que en las zonas de descarga. El potencial hidráulico en cada punto de la zona freática está determinado por el exceso de presión de fluidos respecto al valor que tendría si el nivel freático coincidiese con el nivel de base. Por tanto, el potencial hidráulico decrece hacia las zonas donde el nivel freático esté más bajo. Como el flujo se dirige hacia donde decrezca el potencial hidráulico, el flujo se dirige hacia las zonas de descarga, que típicamente coinciden con bajos topográficos. Por esta razón al flujo de los acuíferos meteóricos se le suele llamar también «flujo por topografía».

Los acuíferos meteóricos costeros descargan hacia el mar y suelen estar limitados en su base por una zona freática de agua marina, sobre la que flota el acuífero meteórico (figura 21.25). Ejemplos son la península de Yucatán, donde una zona freática meteórica de ~70 m de espesor flota sobre aguas marinas (Moore, 1989; Heraud Piña, 1995), o el gran Banco de Bahamas (Vogel *et al.*, 1990). El contacto entre el acuífero meteórico y el marino puede ser muy neto, es decir una haloclina (Mylroie y Carew, 2000) o transicional, formándose es este caso una zona de mezcla de unos pocos metros de espesor (Smart *et al.,* 1988a y b). Las zonas de mezcla son importantes en la diagénesis ya que son lugares preferentes de disolución (Back *et al.*, 1986; Smart *et al.*, 1988a; Vogel *et al.*, 1990) y en casos de cementación (Pomar, 1989; Csoma *et al.*, 2004 y 2006).

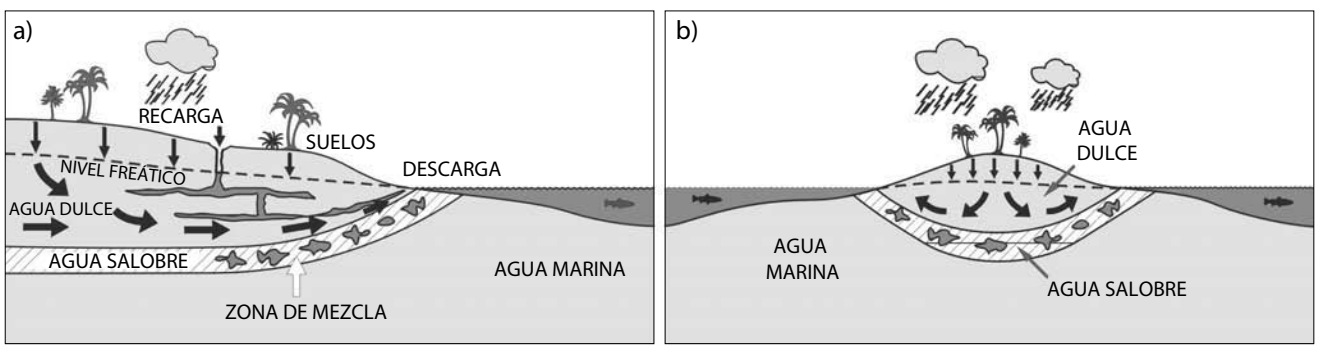


Figura 21.25. Esquemas de acuíferos meteóricos costeros de tipo Yucatán (a) y de tipo Bahamas (b). Inspirado en Moore (2001).

A los acuíferos meteóricos que están limitados a techo por un nivel confinante se les denomina acuíferos confinados o artesianos (figura 21.26). Estos acuíferos están desconectados de la atmósfera en la mayor parte de su extensión. Pueden desarrollarse acuíferos meteóricos confinados bajo el mar siempre que estén separados de éste por formaciones de baja permeabilidad y el potencial hidráulico en las zonas de recarga sea suficiente (Johnson, 1983; Moore, 2001). Estos acuíferos meteóricos submarinos pueden descargar directamente en el fondo del mar, formando fuentes submarinas de agua dulce que por cierto son muy frecuentes en el mediterráneo, incluyendo aguas españolas (Fleury *et al.*, 2007). En estos acuíferos submarinos el flujo meteórico ascendente interfiere con un flujo descendente de agua marina causado por diferencias de densidad, lo que puede inducir la mezcla de ambos tipos de agua, especialmente en tiempos de sequía cuando la descarga meteórica es baja (Fleury *et al.*, 2007).

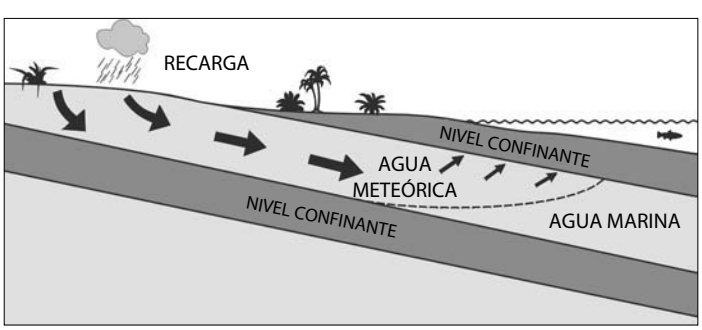


Figura 21.26. Esquema de un acuífero meteórico costero confinado. Inspirado en Moore (2001).

Existen dos tipos principales de acuíferos meteóricos en rocas carbonáticas, que corresponden a dos

estilos distintos de diagénesis meteórica: 1) acuíferos de flujo difuso, desarrollados en carbonatos que aún preservan proporciones significativas de porosidad primaria o móldica y pueden ser mineralógicamente inmaduros, y 2) acuíferos kársticos, en los que el flujo tiene lugar a través de conductos (cuevas).

Diagénesis meteórica en carbonatos mineralógicamente inmaduros

Los carbonatos mineralógicamente inmaduros son los que aún contienen carbonatos cálcicos metaestables (aragonito y calcita magnesiana) además de calcita de bajo contenido en magnesio (estable). Esto es típico de los carbonatos jóvenes sedimentados en mares someros cálidos en épocas de mares «aragoníticos» (Sandberg, 1983), es decir mares ricos en sulfato magnésico (Lowenstein *et al.*, 2001). Como la cementación marina normalmente no es ocluyente, estos carbonatos suelen contener inicialmente abundante porosidad primaria. Por tanto, una vez que se exponen al agua meteórica (por progradación, descenso eustático o levantamiento tectónico), se pueden formar acuíferos de flujo difuso en las facies inicialmente más permeables (calcarenitas, calizas arrecifales...). Los dos efectos más importantes de la diagénesis meteórica (temprana o de enterramiento somero) en este tipo de carbonatos son la estabilización mineralógica y la cementación por calcita (Longman, 1980; James y Choquette, 1984).

Disolución selectiva y estabilización mineralógica

Dos son los motores principales de la diagénesis meteórica en los carbonatos inmaduros: 1) el alto grado de subsaturación en carbonatos que suele caracterizar al agua meteórica, ya que antes de infiltrarse en las rocas puede atravesar suelos con altas presiones parciales de CO_2, 2) el contraste de solubilidad entre los diferentes minerales de carbonato cálcico, lo que determina que tanto aragonito como calcita magnesiana, que son más solubles, tiendan a disolverse antes que la calcita de bajo contenido en magnesio (figura 21.20). Estos dos motores diagenéticos son la causa de que los carbonatos inmaduros sufran «estabilización mineralógica», que es el cambio de la asociación mineral metaestable (aragonito-calcita magnesiana-calcita) a una composición mineral estable dominada por la calcita de bajo contenido en magnesio. Este tipo de calcita es la única fase de carbonato cálcico estable a temperaturas y presiones diagenéticas (Goldsmith, 1983; Dickson, 1990) y además la única que puede precipitar a partir de la mayoría de las aguas meteóricas, cuya relación molar Mg/Ca es típicamente menor de 1 (Morse *et al.*, 1997; Stanley *et al.*, 2002). Los estudios de calizas pleistocenas sugieren que la estabilización mineralógica meteórica es geológicamente rápida (de unas decenas a pocos cientos de miles de años), y es más efectiva en la zona freática que en la vadosa (Moore, 2001). La estabilización mineralógica no es exclusiva de diagénesis meteórica, ya que también puede suceder en la diagénesis marina de enterramiento somero (Melim *et al.*, 2002).

La estabilización mineralógica generalmente no supone una ganancia neta de porosidad. La disolución selectiva de los componentes de aragonito y calcita magnesiana por aguas meteóricas ricas en CO_2 causará una disminución progresiva de la acidez y por tanto de la subsaturación en carbonatos, ya que el anión carbonato es una base (acepta protones para transformase en HCO_3^-). Al ser la calcita de bajo contenido en magnesio la fase de $CaCO_3$ más insoluble, el agua se saturará antes en este mineral. Por tanto, a medida que progrese la disolución selectiva de aragonito llegará un momento en que el agua se sobresature en calcita de bajo contenido en magnesio y al mismo tiempo siga subsaturada en aragonito. En estas condiciones podrá precipitar calcita y simultáneamente disolverse aragonito, que tenderá a desaparecer.

Como la precipitación de calcita es más lenta que la disolución del aragonito (Morse y Mackenzie, 1990), si el agua está en movimiento el $CaCO_3$ producido por disolución de aragonito puede precipitar como calcita más tarde y por tanto aguas abajo del flujo. A escala de todo el acuífero, este proceso supone la creación de porosidad móldica en las zonas de recarga y la cementación por calcita aguas abajo, hacia las zonas de descarga (Moore, 2001). Por tanto, este proceso no supone una generación neta de porosidad sino más bien su redistribución, y se favorece en los acuíferos meteóricos con altas tasas de flujo y que se recarguen por aguas inicialmente muy subsaturadas en aragonito (Moore, 2001). En cambio, con tasas de flujo y grado de subsaturación menores, se favorece la precipitación de la calcita en los mismos sitios donde se disuelve el aragonito, es decir el reemplazamiento de aragonito por calcita sin apenas producción neta de porosidad secundaria (Saller, 1992).

En el caso de la estabilización de calcita magnesiana, los mismos cristales que se disuelven normalmente actúan de núcleo para la precipitación de calcita de bajo contenido en magnesio. Así, los componentes de calcita magnesiana normalmente no sufren disolución selectiva, excepto en acuíferos con muy altas tasas de flujo y/o en presencia de aguas muy subsaturadas (Moore, 2001). Por tanto, y a diferencia del caso del aragonito, la estabilización de la calcita magnesiana normalmente no genera porosidad móldica y la textura de los componentes recristalizados suele preservarse.

Los carbonatos que contengan yeso o anhidrita también pueden sufrir un proceso similar a la estabilización mineralógica en presencia de agua meteórica. Esta situación se da fácilmente en carbonatos supramareales sedimentados en climas áridos y semiáridos, que suelen estar formados por dolomicritas con yeso/anhidrita intrasedimentario o en capas. Debido a que los sulfatos cálcicos son mucho más solubles que los carbonatos, la circulación de agua meteórica normalmente inducirá la disolución selectiva del sulfato cálcico. El consecuente aumento en la relación aCa^{2+}/aMg^{2+} causará la inestabilización de la dolomita en favor de la calcita (ver apartado sobre dedolomitización) y por tanto el reemplazamiento de dolomita por calcita. Además, la porosidad generada por disolución de dolomita tenderá a cementarse por calcita debido a un efecto de ión común (el Ca^{2+}): si el agua intersticial está equilibrio con la calcita o dolomita, la adición de una cantidad extra de calcio al agua por disolución de $CaSO_4$ inducirá necesariamente sobresaturación en calcita.

Calcitas meteóricas (cementos y reemplazamientos)

Debido a la baja relación Mg/Ca que suele caracterizar a las aguas meteóricas, la calcita de bajo contenido en magnesio (< 4% en moles de $MgCO_3$) es el mineral diagenético (cemento o reemplazamiento) carbonático predominante en la diagénesis meteórica.

En calcarenitas, los cementos meteóricos freáticos de calcita suelen tener texturas en mosaico drúsico, muy similares a las de los cementos de enterramiento profundo (Moore, 2001). Sin embargo, y a diferencia de los cementos profundos, los cementos de calcita meteórica tempranos o de enterramiento somero típicamente cristalizan en porosidad intergranular o móldica y son previos a una compactación mecánica significativa. No obstante, estos cementos de calcita en mosaico previos a la compactación no son exclusivos meteóricos ya que en ciertas condiciones pueden formarse también en diagénesis marina de enterramiento somero (Melim *et al.*, 2002). En cuanto a los cementos meteóricos precipitados en la diagénesis de emersión, normalmente no precipitan en porosidad intergranular o móldica, ya que éstas suelen ocluirse en el enterramiento, pero en cambio son frecuentes en fracturas (Rossi *et al.*, 2001a) o en cuevas (ver más adelante).

En calcarenitas, los cementos meteóricos vadosos de calcita se caracterizan por su distribución irregular, texturas en menisco y microestalactíticas, y tamaños cristalinos normalmente

micríticos y microesparíticos. Las texturas en menisco no indican necesariamente precipitación en zona vadosa sino la presencia en los poros de agua (como fase mojante) y otro fluido inmiscible (aire, petróleo, gas...).

Los caliches o calcretas pedogénicas se forman por cementación micrítica en suelos de climas semiáridos (Moore, 2001; Alonso-Zarza, 2003). En ellas, la precipitación de calcita está inducida en gran parte por la evaporación y transpiración de las plantas. En paleosuelos aluviales y palustres del Cretácico superior y Paleógeno del dominio mediterráneo es común la aparición de *microcodium,* una estructura biogénica formada por reemplazamiento en rizosferas y que localmente puede representar el componente mayoritario de niveles de gran potencia y extensión lateral (Freytet y Plaziat, 1982; Rossi, 1997). Las calcretas o caliches freáticos se forman en la franja capilar sobre el nivel freático, y se favorecen especialmente si la disolución de yesos intercalados o intrasedimentarios aumenta la actividad del Ca^{2+}, lo que induce la cementación por calcita por efecto de ión común y la calcitización de la dolomita (Rossi y Cañaveras, 1999).

Geoquímica de las calcitas meteóricas

Dado el carácter diluido de la mayor parte de las aguas meteóricas, las calcitas meteóricas suelen ser típicamente muy pobres en elementos traza. El contenido en magnesio y estroncio de las calcitas típicamente aumenta aguas abajo del flujo dentro del acuífero meteórico, reflejando un aumento en las actividades del Mg^{2+} y Sr^{2+} como consecuencia de la recristalización/disolución de los componentes de calcita magnesiana y aragonito.

Las calcitas meteóricas son generalmente no ferrosas y no manganosas, ya que el agua meteórica es típicamente rica en oxígeno y por tanto oxidante. Por tanto, las calcitas meteóricas suelen ser no cátodoluminiscentes ya que normalmente no incorporan Mn^{2+} (figura 21.27). Sin embargo, algunas calcitas meteóricas precipitan en condiciones reductoras, lo que tiende a ocurrir en las partes más profundas de la zona freática y en acuíferos meteóricos confinados, donde el oxígeno puede haberse consumido por descomposición microbiana aerobia de materia orgánica. En estas condiciones las calcitas pueden incorporar Mn^{2+} y Fe^{2+} siempre que el agua contenga estos iones, lo que sucede en presencia de óxidos de hierro y manganeso y de materia orgánica como agente reductor. Como la reducción del Mn^{4+} ocurre antes por ser termodinámicamente más favorable que la del Fe^{3+} (Coleman, 1985), las primeras calcitas formadas en ambiente reductor suelen ser cátodoluminiscentes brillantes ya que incorporan Mn^{2+} y no Fe^{3+}. Es por esto que muchas calcitas meteóricas se caracterizan por ser predominantemente no cátodoluminiscentes pero presentan bandas con cátodoluminiscencia brillante (Rossi y Cañaveras 1999; Rossi *et al.*, 2001a; Benito *et al.*, 2001) (figura 21.27; lámina 21.2D). Las calcitas posteriores formadas en ambiente reductor pueden incorporar Fe^{2+} además de Mn^{2+}, lo que les confiere una cátodoluminiscencia mate.

En los cementos de calcita meteórica, la *composición isotópica del oxígeno* depende esencialmente de la composición isotópica del agua. La incorporación a estas calcitas de oxígeno procedente de la disolución de las rocas suele ser insignificante, dada la baja solubilidad de carbonatos y las altas relaciones agua/roca típicas de los acuíferos meteóricos (Allan y Matthews, 1982). Debido al fraccionamiento isotópico calcita-agua, las calcitas precipitadas en equilibrio isotópico a ~15 °C están enriquecidas un ~30 por mil en ^{18}O respecto al agua (Kim y O'Neil, 1997). Así por ejemplo, una calcita precipitada a ~15 °C de un agua meteórica con $\delta^{18}O_{VSMOW}$ = –8 por mil (típica del norte de España) tendrá una composición de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ = 22,4 por mil, es decir $\delta^{18}O_{VPDB}$ = –8,3 por mil (Coplen, 1988). Es decir, referidas al patrón VPDB, las calcitas meteóricas tienen valores de $\delta^{18}O$ típicamente negativos, lo que significa que son isotópicamente más ligeras que las calcitas marinas (el patrón PDB es

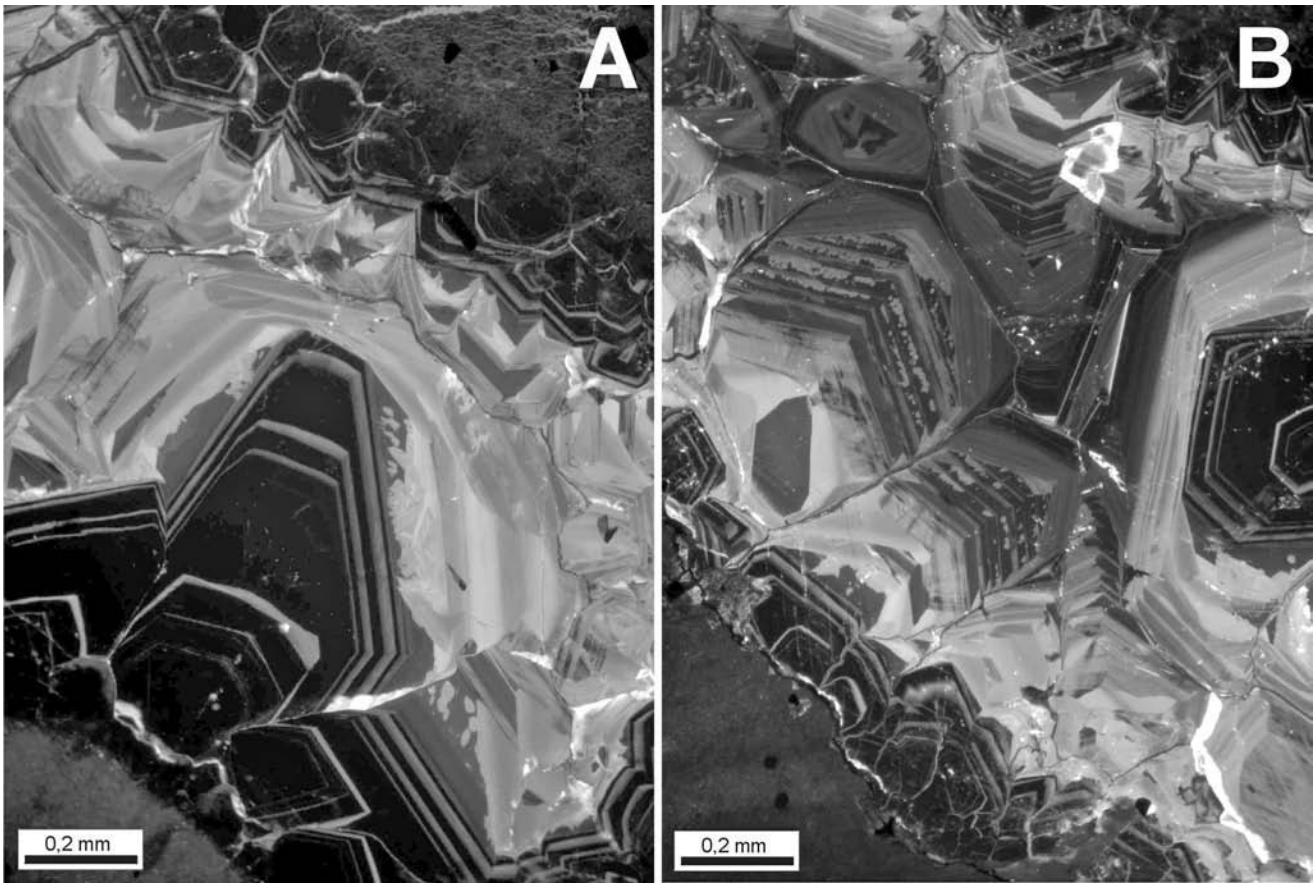


Figura 21.27. Aspecto en CL de cementos de calcita de origen meteórico. Las primeras generaciones son predominantemente no luminiscentes con líneas brillantes, seguidas por calcitas con luminiscencia brillante y mate, con espectaculares zonados concéntricos, sectoriales e intrasectoriales.

un belemnites). Esto no es sorprendente, ya que las aguas meteóricas son isotópicamente más ligeras que el mar ya que en última instancia proceden de su evaporación.

El que un cemento de calcita tenga un $\delta^{18}O_{VPDB}$ negativo no diagnostica precipitación a partir de aguas metéoricas, ya que podría haberse formado a partir de aguas isotópicamente pesadas pero a temperaturas elevadas (ver, por ejemplo, Dickson *et al.*, 2001). Por ejemplo, se puede conseguir una calcita como la del ejemplo anterior ($\delta^{18}O_{VPDB}$ = –8,3 por mil) por precipitación a ~82 °C a partir de agua marina evaporada ($\delta^{18}O_{VSMOW}$ = +3 por mil), ya que el fraccionamiento agua-calcita disminuye al aumentar la temperatura (Kim y O'Neil, 1997).

Debido a la alta variabilidad de composiciones isotópicas que puede tener el agua de lluvia (en función de la latitud, altitud, distancia al mar...), las calcitas meteóricas pueden tener un rango muy amplio de composiciones isotópicas en oxígeno, que son por tanto poco diagnósticas. En un lugar concreto, la composición isotópica en oxígeno de las calcitas meteóricas tiende a ser relativamente constante (Lohmann, 1988), aunque puede variar significativamente a lo largo de tiempo debido a cambios en el grado de evaporación en la zona vadosa (Moore, 2001) o en la composición de la lluvia ligados a cambios del clima (Lauritzen y Lundberg, 1999).

La *composición isotópica del carbono* de las calcitas meteóricas es normalmente bastante ligera ($\delta^{13}C_{VPDB}$ negativo) pero también muy variable, ya que éstas incorporan proporciones variables de dos tipos de carbono: 1) el procedente de los suelos, que es isotópicamente muy ligero ya que deriva de la oxidación de materia orgánica ($\delta^{13}C_{VPDB}$ típicamente en torno a –25 por

mil), y 2) el procedente de la interacción con las rocas, que en el caso de las calizas marinas tiene un $\delta^{13}C_{VPDB}$ que oscila típicamente entre 0 y +3 por mil (Allan y Mattheus, 1982; Lohmann 1988; Benito *et al.*, 2001). La influencia del carbono orgánico es máxima en la zona vadosa, cerca de los suelos, y la influencia del carbono de la roca aumenta en la zona freática (Moore, 2001) y a medida que disminuye la relación agua/roca (Heydari, 2003). Sin embargo, en un lugar determinado de la zona freática el $\delta^{13}C$ de las calcitas meteóricas tiende a hacerse cada vez más negativo con el paso del tiempo, reflejando un decrecimiento en la interacción agua-roca asociado a la progresiva desaparición del aragonito y calcita magnesiana (Lohmann, 1988). El que un cemento de calcita tenga un $\delta^{13}C_{VPDB}$ negativo no implica necesariamente precipitación a partir de aguas metéoricas, ya que podría haberse formado en la diagénesis de enterramiento profundo asociado a la descarboxilación de kerógeno o a la oxidación de hidrocarburos por reacción con sulfatos (ver el apartado sobre diagénesis de enterramiento más abajo).

Diagénesis meteórica en acuíferos kársticos

La mayor parte de las calizas y dolomías pre-pleistocenas están formadas por calcita de bajo contenido en magnesio y dolomita. Normalmente su porosidad primaria y móldica es escasa, ya que han sido destruida por compactación y/o cementación (marina, meteórica o profunda). Sin embargo, en estos carbonatos el agua meteórica puede generar cuevas por disolución a favor de fracturas. Estas cuevas pueden preservarse en el enterramiento profundo durante muchos millones de años con un grado variable de colapso y localmente pueden albergar volúmenes apreciables de hidrocarburos (Craig, 1988; Loucks, 1999; Mazzullo, 2004), como ocurre, por ejemplo, en el golfo de Valencia (Bouvier, 1990).

La karstificación meteórica no sólo afecta a series carbonáticas antiguas exhumadas, sino que puede afectar a carbonatos relativamente jóvenes, en los que pueden coexistir el flujo difuso y el flujo por conductos de disolución dentro de un mismo acuífero (Moore, 2001). De hecho, muchos de los carbonatos pleistocenos inmaduros del área del Caribe contienen abundantes conductos de disolución que coexisten con porosidad primaria o secundaria móldica (Vogel *et al.,* 1990).

El acuífero meteórico kárstico

Los acuíferos meteóricos kársticos son esencialmente anisótropos. En ellos, los conductos de disolución se extienden ininterrumpidamente desde las zonas de recarga hasta las de descarga, explotando una combinación de fracturas u otras discontinuidades con el gradiente hidráulico apropiado (figura 21.28). La red de conductos kársticos es jerárquica: muchos conductos pequeños se van uniendo hasta desembocar en un único conducto más grande por el que descarga todo el acuífero. Cuando la formación carbonática karstificada aflora en superficie, puede desarrollar un modelado peculiar (el modelado kárstico). Este modelado se caracteriza por la presencia de formas de absorción del agua vadosa (dolinas, simas y sumideros) y de rasgos de disolución superficial (lapiaces). La formación carbonática karstificada puede no aflorar en superficie, al estar cu-

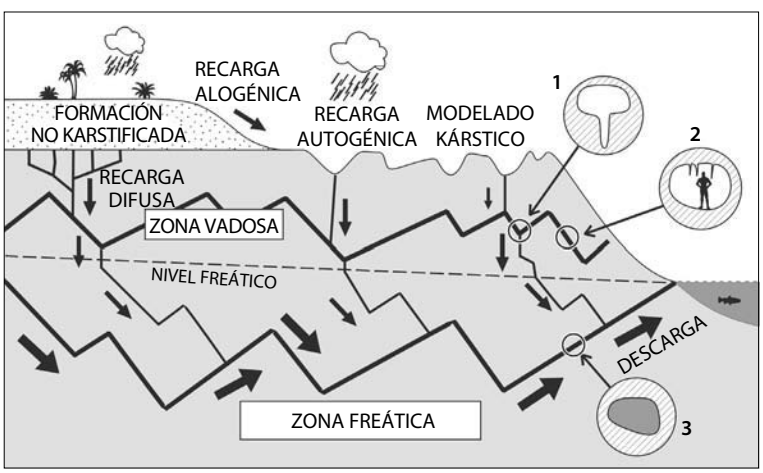


Figura 21.28. Anatomía de un acuífero kárstico no confinado (explicación en el texto).

bierta por otra formación, carbonática o no carbonática, confinante o no confinante. En estos casos, el paisaje superficial no tendrá porqué presentar rasgos kársticos, a pesar de la karstificación a que puedan estar sometidas las formaciones carbonáticas subyacentes (figura 21.28). Karst y paisaje kárstico no son por tanto sinónimos.

Contrariamente a una creencia muy extendida (Tucker y Wright, 1990), la forma del nivel freático en los acuíferos kársticos no confinados no es necesariamente irregular, sino que puede ser bastante plana y relativamente poco inclinada debido a la altísima conductividad hidráulica (Fetter, 1994; Rossi *et al*. 1997) (figura 21.28). No obstante, la distribución intrínsecamente anisótropa de la porosidad (es decir, de los conductos) hace que el nivel freático sea difícil de establecer en pozos, pudiendo dar una falsa impresión de irregularidad.

Dentro de los acuíferos meteóricos kársticos, el agua puede mantenerse subsaturada en calcita y dolomita a lo largo de prácticamente todo su recorrido desde las zonas de recarga hasta las de descarga, lo que explica por qué son tan comunes las cuevas con gran desarrollo lineal (decenas a centenares de kilómetros; ver, por ejemplo, Courbon *et al*., 1989). Esto se debe en parte a que la cinética de la disolución de dolomita y calcita es relativamente lenta a bajas temperaturas. De no ser así, no sería posible explicar la presencia habitual en muchas cuevas de conductos simples de varios kilómetros de longitud. Además, en las confluencias entre conductos que descargan aguas con diferente contenido en CO_2, la subsaturación tiende renovarse por procesos de mezcla, resultando una intensificación de la disolución en dichas confluencias (Bögli, 1980). Por tanto, la génesis de porosidad por disolución en los acuíferos kársticos meteóricos es mucho más efectiva que en los acuíferos meteóricos desarrollados en carbonatos inmaduros, donde normalmente no hay ganancia neta de porosidad sino más bien una redistribución de la porosidad inicial.

Distribución espacial de los conductos de disolución en acuíferos meteóricos kársticos

En la zona freática del acuífero meteórico kárstico los conductos son típicamente tubulares (tubos freáticos), ya que los tubos son formas de mínima resistencia y en ellos la disolución afecta por igual a todo el contorno del conducto (figura 21.28, situación 3). En la zona freática la localización de los conductos está determinada por el gradiente de potencial hidráulico y la disponibilidad y apertura de fracturas e interestratos. En el caso de que la densidad de fracturas y otras discontinuidades sea muy alta, o que aun se preserve porosidad primaria o móldica, los conductos freáticos se desarrollan preferentemente en el nivel freático, ya que es el camino más directo entre la zona de recarga y el punto de descarga (las *ideal water-table caves* de Ford y Ewers, 1978) (figura 21.29). En el caso de que las discontinuidades permeables estén muy espaciadas, la circulación freática puede ser relativamente profunda: como el flujo freático está gobernado por el gradiente de potencial hidráulico, la trayectoria general de las redes de tubos freáticos será predominantemente descendente en

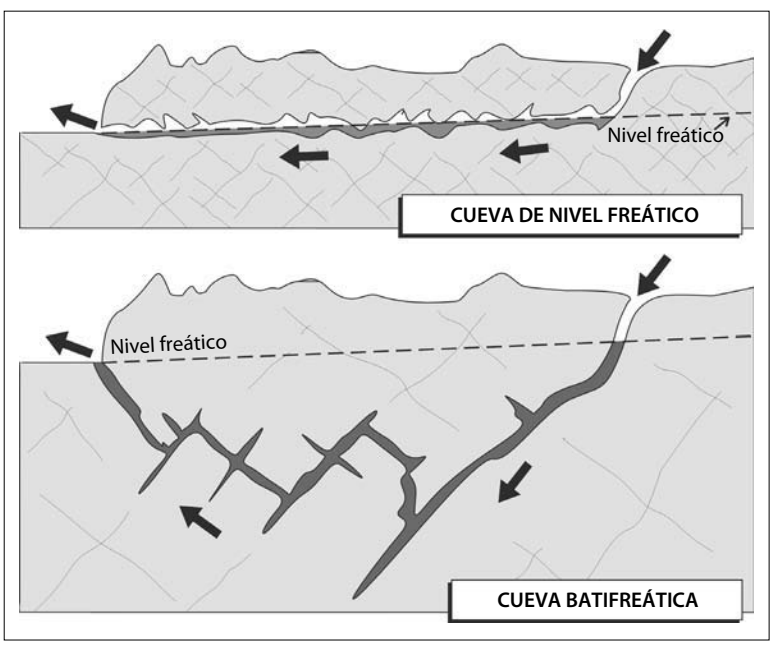


Figura 21.29. Perfil esquemático de las cuevas de nivel freático y batifreáticas y su relación con el espaciado de las discontinuidades. Basado en Ford y Ewers (1978).

la parte más proximal del flujo y predominantemente ascendente en la parte más distal y por tanto más próxima al punto de descarga (figura 21.29). La profundidad que puede alcanzar la circulación freática es muy variable, pudiendo existir tubos freáticos activos varios cientos de metros por debajo del nivel freático (Ford, 1988). Esta profundización es directamente proporcional al potencial hidráulico e inversamente proporcional a la densidad de fracturas y discontinuidades que los tubos puedan explotar (Ford y Williams, 1989).

En la zona vadosa del acuífero meteórico kárstico la distribución de los conductos es distinta. La inmensa mayoría de los conductos presentes en la zona vadosa se originaron inicialmente en la zona freática (fueron tubos freáticos), y han terminado en la zona vadosa merced a un descenso general del nivel freático (figura 21.28, situaciones 1 y 2), debido a encajamiento fluvial o al descenso del nivel del mar en una zona costera. Como en la zona vadosa la circulación es esencialmente descendente, el agua vadosa aprovecha las partes de tubos freáticos previos cuya combinación constituya el camino más directo hacia la zona freática. La agresividad potencial de las aguas vadosas provoca una intensa modificación por disolución de los conductos freáticos previos: La disolución se concentra lógicamente en las partes más bajas de los tubos, originando cañones vadosos (figura 21.28, situación 1). En la zona vadosa también se pueden formar conductos que no tienen un precursor freático y tienden a ser muy verticales (pozos). En zonas vadosas excepcionalmente potentes, como por ejemplo la de los Picos de Europa (cordillera Cantábrica), los pozos vadosos pueden tener varios cientos de metros de altura y combinarse en series de más de un kilómetro de desnivel total (Rossi, 2004).

En series formadas por alternancias de carbonatos y evaporitas, la karstificación meteórica tiende a afectar selectivamente a las capas de halita o yeso debido a su mayor solubilidad. Las cuevas resultantes tienden a concentrarse en las capas evaporíticas y tienen por tanto un alto potencial para colapsar y formar niveles estratiformes de brechas de colapso (Rossi, 1995; Rossi y Cañaveras, 1999).

Karstificación en acuíferos meteóricos costeros

En regiones costeras, la karstificación puede generar niveles de conductos epifreáticos, especialmente en carbonatos relativamente jóvenes que aún preservan porosidad primaria o móldica (Mylroie y Carew, 2000). La mezcla de aguas vadosas y freáticas puede contribuir a la formación de estos conductos (Vogel *et al.*, 1990; Smart *et al.*, 1988b), que debido a su carácter epifreático tienden a ser más anchos que altos (Mylroie y Carew, 2000). Debido al alto nivel del mar holoceno, en zonas costeras actuales los conductos epifreáticos pre-holocenos están generalmente inundados y pueden marcar antiguos niveles del mar. Buenos ejemplos de esta situación son las cuevas inundadas de Mallorca, Bahamas (accesibles a través de los denominados *blue holes:* Farr y Palmer, 1984; Smart *et al.*, 1988b), o Yucatán (accesibles a través de los cenotes: Heraud Piña, 1995). La mayor parte de estas redes de conductos son poligénicas, al haber estado sometidas alternativamente a condiciones freáticas y vadosas como respuesta a las importantes oscilaciones eustáticas del Pleistoceno (Gascoyne, 1984).

En regiones costeras también se forman niveles de cuevas sub-horizontales en las zonas de mezcla y en las haloclinas que separan los acuíferos de agua meteórica y marina (Mylroie y Carew, 2000; Smart *et al.*, 1988a). La solubilidad de la calcita respecto a la salinidad en mezclas de agua marina y dulce define una curva cóncava hacia el campo subsaturado, por tanto la mezcla de aguas marinas y dulces saturadas puede producir subsaturación (Plummer, 1975). Las cuevas formadas en zonas de mezcla son típicamente cámaras ovaladas subhorizontales o bien conductos espongioformes (Mylroie y Carew, 2000; Mylroie, 2004). Estas cuevas alcanzan su máximo desarrollo en los bordes de las zonas de mezcla, cerca de las zonas de descarga costeras, ya que en estas áreas la velocidad del flujo en el acuífero meteórico aumenta (Mylroie, 2004).

Cementación y sedimentación interna en cuevas

Los conductos kársticos pueden rellenarse por colapso, sedimentación detrítica y cementación. La sedimentación detrítica es común en las regiones donde las aguas superficiales circulan por rocas no karstificables antes de sumirse en sistemas de cuevas. En ríos subterráneos vadosos o epifreáticos pueden acumularse sedimentos de tamaños variados, desde arcilla hasta grava, mientras que en la zona freática predomina la sedimentación arcillosa. En ambos casos, la sedimentación detrítica se favorece durante las subidas del nivel de base, como por ejemplo las asociadas a subidas del nivel del mar en zonas costeras.

Los cementos precipitados en cuevas se denominan espeleotemas, con independencia de que su cristalización suceda en la zona vadosa o freática del acuífero meteórico, o incluso en el enterramiento profundo. Los espeleotemas más comunes y los mejor conocidos son los vadosos, cuya variedad de hábitos, texturas y composiciones minerales es enorme (Hill y Forti, 1986 y 1997; González y Lohmann, 1988; Chafetz *et al*., 1985). Los espeleotemas vadosos más frecuentes son los de calcita y aragonito, seguidos por los de yeso. La precipitación de carbonato cálcico en las cuevas vadosas se debe en gran parte al efecto de la desgasificación, ya que las aguas vadosas que han circulado por suelos tienen normalmente un contenido en CO_2 mucho mayor que la atmósfera de las cuevas: la exolución de CO_2 de las aguas vadosas al entrar en las cuevas produce una subida del pH y la consiguiente sobresaturación en calcita o aragonito. La precipitación de aragonito se favorece si la relación Mg/Ca del agua es relativamente alta (González y Lohmann, 1988), ya que el aragonito es más insoluble que las calcitas muy magnesianas. En cuevas vadosas cuyas atmósferas no estén saturadas en vapor de agua, la evaporación puede contribuir significativamente a la precipitación de espeleotemas, además de la desgasificación.

Colapso

Debido a compactación mecánica diferencial, muchas cuevas kársticas acaban colapsando, tanto cerca de la superficie como en el enterramiento profundo. Sin embargo, los sondeos han demostrado la presencia de cuevas no colapsadas en formaciones enterradas a profundidades kilométricas (Loucks, 1999).

Debido a sus secciones tubulares, los conductos freáticos son relativamente poco susceptibles al colapso. Sin embargo, los conductos freáticos que han sufrido modificación vadosa colapsan con más facilidad, especialmente si se trata de cuevas epifreáticas con terrazas de roca (Rossi *et al*., 1997). Debido a sus normalmente altas relaciones ancho/alto, los conductos formados en haloclinas y zonas de mezcla de acuíferos costeros son muy susceptibles al colapso (Bouvier *et al*., 1990; Mylroie y Carew, 2000), así como los formados por disolución selectiva de estratos o formaciones evaporíticas (Rossi y Cañaveras, 1999).

Además de la sección de los conductos, la presión ejercida por los fluidos que rellenan las cavidades condiciona su potencial para colapsar: el colapso se favorece en la zona vadosa, donde la presión del fluido (aire) es relativamente baja (atmosférica), y es menos probable en la zona freática, especialmente donde la presión ejercida por el fluido (agua) sea alta comparada con la presión litostática. En la diagénesis de enterramiento, el potencial para el colapso es similar al de la zona freática, pero decrece notablemente donde las presiones de fluido superen el gradiente hidrostático, es decir en presencia de sobrepresión.

El colapso de cuevas de disolución produce fracturas en los estratos suprayacentes así como distintos tipos de brechas: brechas craqueladas *(crackle),* formadas por una densa red de fracturas delimitando clastos sin desplazamiento relativo; brechas en mosaico, formadas por clastos que encajan mutuamente pero con presencia de algunos clastos rotados; y brechas caóticas (Loucks, 1999; Loucks *et al*., 2004).

DIAGÉNESIS DE ENTERRAMIENTO

Las rocas pasan la mayor parte de su historia enterradas a una cierta profundidad. Su paso por la diagénesis temprana y de emersión es geológicamente efímero, ya que o bien se entierran bajo otras rocas o bien acaban desmanteladas por la erosión. El efecto más importante de la diagénesis de enterramiento es la reducción general de la porosidad y permeabilidad por compactación y cementación (Scholle y Halley, 1985; Bjørlykke, 1994). En el caso de las rocas carbonáticas, la porosidad tiende a disminuir no sólo al aumentar la profundidad de enterramiento, sino también al aumentar la temperatura y el tiempo de exposición a temperaturas relativamente altas (Schomoker, 1984; Ehrenberg y Nadeau, 2005). No obstante, existen excepciones a esta tendencia, como la inhibición de la compactación (por sobrepresión o por una dolomitización relativamente temprana), la disolución profunda, o la inhibición de la cementación por emplazamiento de hidrocarburos.

Nuestro conocimiento de la diagénesis de enterramiento procede en parte del estudio de rocas que han estado enterradas antes de aflorar en superficie. Sin embargo, y a diferencia del metamorfismo, la mayor parte de lo que sabemos a ciencia cierta sobre las condiciones (temperatura, presión, composición de fluidos) y productos de la diagénesis de enterramiento procede de la observación directa. Esto se debe al acceso que proporcionan los pozos de exploración de hidrocarburos, cada día más profundos, más numerosos y mejor estudiados.

Durante el enterramiento, los principales procesos diagenéticos son: la compactación (mecánica y química), cementación, reemplazamiento (por dolomita, anhidrita...), recristalización, maduración de la materia orgánica, reacciones de deshidratación (minerales de la arcilla, yeso, materia orgánica), reacciones redox (reducción de sulfatos...) y disolución.

Los procesos diagenéticos que suceden en el enterramiento están controlados por tres tipos de factores: intrínsecos, extrínsecos y mixtos. Entre los factores intrínsecos, destacan: 1) la composición mineralógica, especialmente en lo que se refiere a la presencia de minerales metaestables (aragonito, calcita magnesiana, dolomita cálcica, ópalo, goethita...), cuyo potencial para sufrir reacciones diagenéticas (disolución, recristalización, reemplazamiento) es alto, y 2) la textura (tamaño, selección, presencia de matriz, cementos tempranos...) que a su vez controla la porosidad y permeabilidad y por tanto el potencial de la roca para transmitir fluidos reactivos. Los principales factores extrínsecos que controlan la diagénesis de enterramiento son la temperatura y presión, que tienden a aumentar, y el flujo de los fluidos intersticiales. El principal condicionante mixto es la composición de los fluidos intersticiales.

Influencia del aumento de temperatura en la diagénesis de enterramiento

El aumento de temperatura influye decisivamente en la diagénesis. Debido a que la velocidad de las reacciones químicas aumenta exponencialmente con la temperatura, en el enterramiento profundo muchas reacciones de precipitación y disolución mineral son geológicamente instantáneas, especialmente en el caso de los carbonatos. Por esta razón, la diagénesis de enterramiento se caracteriza por el estado general de equilibrio entre la superficie de los minerales y el agua intersticial, siendo las situaciones de desequilibrio (subsaturación o sobresaturación) generalmente muy transitorias. Algunas reacciones diagenéticas suceden muy lentamente hasta que se alcanza un cierto umbral de temperatura, a partir del cual se aceleran exponencialmente. Ejemplos son la maduración de la materia orgánica, que se inicia a ~50-60 °C, la illitización de las esmectitas, que en rocas arcillosas se inicia a ~70-100 °C, o la reducción termoquímica del sulfato, que se inicia a ~120-140 °C. Finalmente, al aumentar la temperatura desciende la solubilidad de los carbonatos y anhidrita ya que su reacción de disolución es exotérmica, y aumenta el campo de estabilidad de la dolomita a expensas del de la calcita. Por

tanto, al aumentar la temperatura en el enterramiento se favorece la precipitación de carbonatos y anhidrita y la dolomitización.

A una profundidad determinada, la temperatura depende del flujo térmico conductivo y conductividad térmica de las rocas. A igual flujo térmico, el aumento de la temperatura con la profundidad es mayor cuanto menor sea la conductividad térmica, por eso los gradientes geotérmicos suelen ser sensiblemente mayores en las lutitas (poco conductoras) que en la halita (muy conductora). Además, la temperatura en profundidad también depende del transporte advectivo de calor que se produce si el flujo de aguas intersticiales corta a las isotermas: el flujo descendente enfría las rocas, y el flujo ascendente (hidrotermalismo) las calienta. Paradójicamente, el flujo descendente favorece la precipitación de carbonatos y la dolomitización, ya que al descender el agua se calienta, mientras que el flujo ascendente favorece la disolución de carbonatos y la dedolomitización, ya que al ascender el agua se enfría.

Influencia de la presión en la diagénesis de enterramiento

La presión influye en la diagénesis de enterramiento de varias formas: 1) la solubilidad de los minerales aumenta con la presión; 2) las rocas se compactan porque la presión efectiva aumenta, y 3) el agua intersticial puede fluir en respuesta a gradientes de sobrepresión.

Aparte de las presiones dirigidas de origen tectónico, una roca enterrada está sometida a dos tipos de presiones: 1) presión litostática, que es debida al peso de las rocas y fluidos suprayacentes, es máxima en la vertical y se transmite a través de los contactos intergranulares; 2) presión de fluidos, que es la ejercida por el fluido intersticial (normalmente agua). Se denomina presión efectiva a la que realmente soportan los contactos intergranulares. La presión efectiva es menor que la presión litostática, ya que la presión de fluidos, al ser igual en todas las direcciones, tiene también una componente vertical que contrarresta en parte a la presión litostática. Por tanto la presión efectiva, que es la que realmente controla la compactación, se obtiene restando la presión de fluidos de la presión litostática.

En una roca enterrada a una profundidad determinada, la presión de fluidos será hidrostática si se debe exclusivamente al peso ejercido por la columna de agua comprendida entre esa profundidad y el nivel freático o nivel del mar. Que una formación esté a presión hidrostática significa que sus fluidos tienen una comunicación relativamente buena con la superficie, y que los fluidos que se expulsen por compactación puedan migrar libremente fuera de la formación. Ahora bien, en muchas formaciones enterradas la presión de fluidos es superior a la hidrostática. En este caso, se dice que tales formaciones tienen sobrepresión. Esto sucede en formaciones que o bien son de baja permeabilidad o bien están confinadas por rocas impermeables. En estos casos, al aumentar la presión litostática durante el enterramiento los fluidos no pueden expulsarse fácilmente, causando un aumento anormal de la presión de fluidos. En la práctica, la presión de fluidos sólo puede aumentar hasta un cierto límite, marcado por la resistencia mecánica de la roca. Cuando se alcanza ese límite, las rocas se rompen (por hidrofracturación), permitiendo el escape de fluidos y la consiguiente disminución de presión.

La sobrepresión es importante en la diagénesis por dos motivos: retarda la compactación, y controla el flujo potencial de los fluidos profundos y el consiguiente transporte de masa y calor: 1) en rocas sobrepresionadas, la porosidad puede ser mayor de la que tendrían si su presión fuese hidrostática. Esto se debe a que, a igual profundidad, en rocas sobrepresionadas la presión efectiva es menor que si estuviesen a presión hidrostática. En rocas carbonáticas, uno de los ejemplos mejor conocidos de este efecto es la creta cretácico-terciaria del mar del Norte, en el que se llegan a preservar porosidades primarias del 25 al 42% a ~3 km de profundidad (Feazel *et al.*, 1985); 2) en las formaciones con sobrepresión, el agua intersticial tiene potencial hidráulico y por tanto puede fluir hacia zonas donde el potencial hidráulico

(es decir la sobrepresión) sea menor, siempre que se establezca comunicación hidráulica entre ellas (por ejemplo, por fracturación).

Flujo de los fluidos intersticiales

El flujo de las aguas intersticiales puede suceder en respuesta a gradientes de potencial hidráulico y es importante en la diagénesis principalmente por dos motivos: 1) el flujo de agua es una forma muy efectiva de transportar calor, ya que el agua tiene menor conductividad térmica que los minerales, especialmente si es de baja salinidad. Por tanto, la advección puede calentar o refrigerar las rocas, y, por tanto, inducir, acelerar o retardar las reacciones químicas; 2) el flujo del agua intersticial es una forma muy efectiva de transportar solutos, disolviéndolos en unas zonas y precipitándolos en otras, cambiando la composición química, porosidad y permeabilidad de las rocas.

Debido a la notable reducción general de porosidad y permeabilidad con la profundidad, en la diagénesis de enterramiento 1) el flujo del agua intersticial tiene velocidades medias relativamente bajas, y 2) no se pueden mover grandes volúmenes de agua, debido a que la porosidad general y por tanto el agua disponible son escasas.

En cuencas sedimentarias invertidas y emergidas el flujo está dominado por circulación de agua meteórica por topografía, limitado en profundidad por la presencia de salmueras densas. En profundidad, por debajo de la influencia de la circulación del agua meteórica debido a gradientes topográficos, el motor principal del flujo de los fluidos intersticiales es la compactación. El flujo por compactación obedece a la expulsión de fluidos intersticiales a consecuencia de la reducción general de la porosidad. El flujo por compactación se dirige desde el interior hacia los márgenes de las cuencas y tiene componentes tanto laterales (a través de niveles permeables) como ascendentes (a través de zonas de fractura) (Bjørlykke, 1994). En este régimen de flujo, y en los casos en que la densidad del agua intersticial sea constante o varíe poco, el potencial hidráulico en cada punto está definido por su sobrepresión, es decir el exceso de presión de fluidos por encima del valor hidrostático teórico. En esta situación, el agua intersticial tenderá a moverse hacia donde disminuya la sobrepresión.

En realidad, la densidad de los fluidos intersticiales es variable, lo que puede inducir un flujo por gradientes de densidad: los fluidos menos densos tienden a ascender por flotación por encima de fluidos más densos, ya que éstos son atraídos por la tierra con más fuerza. Este es el caso de la ascensión por flotación de petróleo y gases, o el caso del reflujo de salmueras evaporíticas comentado anteriormente. En el caso del agua, el aumento de densidad que genera su expansión térmica debería en teoría desencadenar el ascenso de las aguas intersticiales debido al progresivo aumento de la temperatura con la profundidad. Sin embargo, este fenómeno en la práctica no se produce debido por una parte a las numerosas barreras horizontales de permeabilidad que contienen las cuencas sedimentarias, lo que dificulta enormemente el flujo vertical, y por otra al hecho de que la salinidad en general aumenta notablemente con la profundidad, contrarrestando con creces la influencia de la temperatura en la densidad.

Composición de los fluidos intersticiales

En la diagénesis profunda, la porosidad de las rocas normalmente contiene agua de salinidad variable pero también puede contener otros fluidos, como por ejemplo petróleo, hidrocarburos gaseosos, CO_2, H_2S, azufre nativo o N_2. Uno de los factores que más influye en la reactividad diagenética de las aguas intersticiales es su salinidad (Hanor, 1996b), lo que en gran parte se debe a que la solubilidad mineral aumenta notablemente con la salinidad por efecto del decrecimiento en los coeficientes de actividad de los iones disueltos. Otros fluidos,

especialmente el CO_2 y H_2S, son también especialmente reactivos y su generación *in situ* o migración puede inducir importantes reacciones diagenéticas.

La composición de las aguas intersticiales profundas depende de la salinidad: el anión dominante es el cloro, excepto en aguas de baja salinidad donde hay una contribución de otros aniones como en bicarbonato o el sulfato; en cuanto a los cationes, domina el sodio a salinidades moderadas y el calcio a altas salinidades, aumentando también el contenido en estroncio con la salinidad (Collins, 1975; Hanor, 1987 y 1994).

La salinidad de las aguas intersticiales profundas normalmente aumenta con la profundidad: las aguas profundas son típicamente salmueras muy concentradas que pueden sobrepasar el 28% en peso de solutos disueltos (Hanor, 1987 y 1994). Esta alta salinidad es paradójica, ya que, teniendo en cuenta que los ambientes deposicionales de la mayoría de las rocas sedimentarias son marinos o fluvio-deltaicos, las aguas connatas deberían ser marinas, dulces o salobres. Dos mecanismos pueden explicar la alta salinidad de las aguas profundas: disolución de halitas en profundidad y reflujo de salmueras residuales evaporíticas (Hanor, 1994; Hanor y McIntosh, 2006 y 2007). Estos dos mecanismos explican satisfactoriamente la alta salinidad de las salmueras profundas pero no la composición catiónica de las aguas más salinas: la disolución de halita produce cloruro sódico, no cloruro cálcico, y la evaporación del agua del mar produce salmueras de tipo Cl-SO_4-Mg-K-Na en lugar de Cl-Ca. Esta paradoja se ha explicado de dos formas, no mutuamente incompatibles: 1) las salmueras originales se han modificado por interacción agua-roca (dolomitización, albitización, cementación...) (Carpenter, 1979; Hanor y McIntosh, 2006), y 2) las salmueras profundas de tipo Cl-Ca pueden representar en parte salmueras residuales generadas por evaporación de agua del mar en períodos en los que el agua del mar era directamente rica en $CaCl_2$ (Lowenstein *et al.*, 2003; Gleeson y Turner, 2007)

Diagénesis de enterramiento de la materia orgánica

La generación de hidrocarburos, CO_2 y otros gases por maduración térmica de la materia orgánica es uno de los procesos que más influye en la diagénesis de enterramiento de las rocas carbonáticas. Ejemplos de esta influencia son: 1) la generación de hidrocarburos en rocas madre, lo que puede producir sobrepresión y por tanto inducir flujo; 2) la migración de hidrocarburos a la porosidad de una roca, lo que puede inhibir su cementación (ver más adelante), o 3) la oxidación de los hidrocarburos a CO_2 a altas temperaturas por reducción de sulfato (ver más abajo). El CO_2 generado por oxidación de hidrocarburos o por descarboxilación de materia orgánica tiene una gran influencia en la diagénesis de los carbonatos: la adición de CO_2 al sistema agua-roca puede producir la disolución de carbonatos o bien su precipitación, esto último en los casos en que el pH esté regulado por mecanismos que no sean la disolución de carbonatos, como por ejemplo reacciones entre aluminosilicatos (Hutcheon *et al.*, 1993).

Las rocas ricas en materia orgánica capaces de generar en su enterramiento grandes cantidades de hidrocarburos (rocas madre) pueden ser tanto siliciclásticas como carbonáticas (Palacas, 1984). En ambos casos suele tratarse de pizarras (*shales* en inglés), es decir lutitas (siliciclásticas, calciclásticas o mixtas) con fisibilidad, más o menos bituminosas. En estas pizarras, la fisibilidad se debe normalmente a la preservación de la laminación deposicional, ya que suelen sedimentarse en ambientes anóxicos caracterizados por la escasez de bioturbación. En España hay varios ejemplos de rocas madre carbonáticas o mixtas que han generado petróleo en su historia de enterramiento, entre las que están las pizarras negras liásicas de la cuenca Vasco-cantábrica (Quesada *et al.*, 1997), la Formación Armancies del Eoceno surpirenaico (Permanyer *et al.*, 1988) o la Formación Ascla del Maestrazgo oriental (Rossi *et al.*, 2001a).

Durante el enterramiento somero, la materia orgánica contenida inicialmente en los sedimentos y que no haya desaparecido por descomposición aerobia, tiende a metabolizarse por microbios anaerobios. En ausencia de oxígeno, estos microbios pueden usar varios agentes (NO^{3-}, Mn^{4+}, Fe^{3+}, SO_4^{2-}...) para oxidar la materia orgánica a CO_2 (Coleman, 1985). Cuando cesa la descomposición microbiana (por agotamiento de los agentes oxidantes o de los compuestos metabolizables, o por aumento de temperatura) la materia orgánica remanente se ha transformado en parte en kerógeno. El kerógeno está formado por partículas sólidas, insolubles en disolventes orgánicos, cuyo origen en algunos casos puede reconocerse al microscopio (esporas, algas, fragmentos de plantas superiores...). El kerógeno está formado por polímeros de gran peso molecular y su composición varía según el origen inicial de la materia orgánica, aunque normalmente es rico en lignina y lípidos por ser estos compuestos relativamente más resistentes a la degradación microbiana. Además de kerógeno, en la diagénesis temprana y de enterramiento somero se produce bitumen, un material sólido o semisólido que ocupa los poros y está formado por lípidos y otros compuestos solubles en disolventes orgánicos, que pueden transformarse directamente en petróleo a temperaturas relativamente bajas (Speight, 2006). Los geoquímicos orgánicos hablan incorrectamente de «diagénesis» para referirse sólo a los procesos diagenéticos tempranos y de enterramiento somero que transforman la materia orgánica sedimentaria en kerógeno y bitumen. El término «bitumen» es ambiguo, ya que se aplica también para designar los hidrocarburos sólidos o semisólidos presentes en poros de rocas almacén, con independencia de su grado de solubilidad (Speight, 2006).

El kerógeno es inherentemente metaestable y durante la diagénesis enterramiento *tiende* a transformarse en las fases estables correspondientes, es decir agua, CO_2, CH_4, H_2S, y grafito. Esta transformación se denomina «maduración», y consiste en una serie de reacciones que suponen la pérdida de hidrógeno (en forma de hidrocarburos y H_2O) y oxígeno (en forma de CO_2 y H_2O) del kerógeno y su progresiva transformación en compuestos cada vez más ricos en carbono. La maduración se inicia entre unos 50 a 60 °C y su grado aumenta al aumentar la exposición del kerógeno al tiempo, temperatura y presión (Tissot y Welte, 1984; Hunt, 1996). La «catagénesis» se refiere a las reacciones de maduración que suceden entre ~50 °C y ~150 °C, e incluyen la generación hidrocarburos líquidos y gaseosos; la «metagénesis» se refiere a las reacciones de maduración que a suceden a más de ~150 °C, que consisten esencialmente en la producción de metano por craqueo de los hidrocarburos previamente formados y de otras moléculas orgánicas (Peters *et al.*, 2005). Los kerógenos ricos en hidrógeno (los que proceden de ceras de algas, cutículas de hojas, resinas...) al calentarse producen esencialmente petróleo. Los kerógenos ricos en lignina (por ejemplo, los que proceden de restos de madera) al calentarse generan esencialmente CO_2 y CH_4 y acaban convirtiéndose en carbón o incluso en grafito. En estos kerógenos abunda la vitrinita, que se forma a partir de la lignina y celulosa presentes en las paredes celulares de plantas terrestres.

Las primeras fases del proceso de maduración de los diferentes tipos de kerógenos se suelen caracterizar por el dominio de reacciones de descarboxilación térmica, que supone la generación de CO_2 a partir de grupos carboxílicos, especialmente si el kerógeno es rico en lignina. A medida que el proceso de maduración progresa, la vitrinita tiende a convertirse en grafito por aromatización (aumento en la proporción de anillos aromáticos en su estructura), pérdida de oxígeno en forma de CO_2 y pérdida de hidrógeno en forma de metano (Peters *et al.*, 2005). Esta transformación está acompañada por un aumento en la reflectividad (el brillo) debido a que la estructura se va pareciendo más a la del grafito, que debe su alto brillo (refleja el 11-15% de la luz incidente) a estar formado por capas de anillos de carbono. Aunque se trata de reacciones independientes, se ha calibrado de forma empírica que los kerógenos ricos en hidrógeno generan petróleo cuando la reflectividad de la vitrinita («Ro») se sitúa entre ~0,55% y ~0,8%, a lo que se denomina «ventana del petróleo». Con valores de reflectividad

de la vitrinita superiores al 0,8%, el kerógeno empieza a producir hidrocarburos gaseosos progresivamente más ricos en CH_4 a medida que aumenta el grado de madurez térmica. El límite superior de la ventana del gas coincide con valores de reflectividad de la vitrinita en torno a 2,5-3%, lo que supone a efectos prácticos el inicio del metamorfismo.

Reacciones en minerales arcillosos

Las reacciones de los minerales arcillosos influyen en la diagénesis de las rocas carbonáticas. Por una parte, las rocas carbonáticas pueden contener minerales arcillosos en abundancia, denominándose en este caso calizas margosas y margas. Además, las rocas carbonáticas están normalmente interestratificadas con rocas arcillosas, ya que éstas constituyen casi el 70% de todas las rocas de origen sedimentario (Blatt y Tracy, 1996). Por tanto, una parte importante del agua intersticial que contienen los carbonatos durante el enterramiento procede de las lutitas (siliciclásticas o margas) intercaladas.

La reacción más importante que sufren las lutitas durante la diagénesis de enterramiento es la illitización de las esmectitas, que comienza a ~70-100 °C (Cuadros, 2006) y se acelera al aumentar la temperatura. Esta reacción libera agua, cationes (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}) y sílice, que pueden exportarse a las rocas carbonáticas adyacentes e inducir reacciones diagenéticas (cementación, dolomitización...) e influir en la composición química de los carbonatos autigénicos (por ejemplo, aumentando su contenido en Fe^{2+}). La reacción supone la desaparición de la esmectita a favor de la illita y el aumento de la proporción de illita en los interestratificados illita-esmectita (Hower *et al.*, 1976; Boles, 2003; Cuadros, 2006), según la siguiente reacción general: esmectita + $K^+ \Rightarrow$ illita + Na^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+} + SiO_2 + H_2O (Boles y Franks, 1979). Como la illitización consume K^+, la reacción también depende de la disponibilidad de este catión, que puede proceder de la hidrólisis del feldespato potásico contenido en las lutitas (Hower *et al.*, 1976; Berger *et al.*, 1999) o de aguas intersticiales ricas en K^+ contenidas en rocas permeables adyacentes (Berger *et al.*, 1999). En este caso, el K^+ puede proceder de la hidrólisis de feldespatos en areniscas o bien de salmueras residuales evaporíticas (Bottomleya y Clark, 2004) contenidas en areniscas o carbonatos.

La cementación durante el enterramiento

Junto con la compactación química, la cementación de enterramiento o «profunda» es la principal responsable de que las rocas carbonáticas que han sufrido diagénesis de enterramiento tengan típicamente porosidades tan bajas (figura 21.3).

Una de las pocas excepciones a la fuerte tendencia que tienen los carbonatos al enterrarse a la cementación es su inhibición por hidrocarburos. Esto puede suceder si la porosidad de una roca se rellena por petróleo o gas relativamente pronto en su historia de enterramiento, especialmente en los casos en que la saturación en hidrocarburo sea alta y éste tienda a ser la fase mojante, ya que las reacciones de disolución y precipitación mineral suceden en el agua. La inhibición de la cementación por emplazamiento de hidrocarburos es la causa de numerosas anomalías positivas de porosidad observadas en el subsuelo, tanto en rocas siliciclásticas (Rossi *et al.*, 2003) como en carbonatos (Neilson *et al.*,1998; Heasley *et al.*, 2000; Heydari, 2003), que son más propensos a este fenómeno debido a la mayor tendencia de la calcita y dolomita a ser mojados por el petróleo (Barclay y Worden, 2000).

Debido a las temperaturas relativamente altas, los cementos precipitados en el enterramiento tienden a excluir fases metaestables, y en el caso de las rocas carbonáticas están formados fundamentalmente por calcita de bajo contenido en magnesio y dolomita, esta última normalmente barroca. Otros minerales que pueden aparecer como cementos profundos son los sul-

fatos (anhidrita, barita y celestina), sulfuros (pirita, marcasita, esfalerita, galena...) o silicatos (cuarzo, kaolín, feldespatos...) entre otros.

La diagénesis profunda se caracteriza por el estado general de *equilibrio* entre las superficies de los minerales y el agua intersticial. No es cierto que las aguas profundas estén generalmente sobresaturadas en minerales carbonáticos (Moore, 2001). Si fuese así, precipitarían inmediatamente carbonatos para restablecer el equilibrio, dadas las altas velocidades de precipitación de los minerales carbonáticos a las temperaturas propias del enterramiento profundo. Por lo tanto, si en la diagénesis de enterramiento se produce un cambio en las condiciones de temperatura, presión o composición de fluidos que induzca sobresaturación, el sistema agua-roca responde inmediatamente mediante cementación para restablecer el equilibrio.

El origen principal de los cementos calcíticos profundos es la compactación química (Bathurst, 1987 y 1995; Moore, 2001; Dickson *et al.*, 2001; Heydari, 2003; Ehrenberg, 2006): en la proximidad de los estilolitos se generan iones CO_3^{2-} y Ca^{2+} por disolución *in situ,* ya que la solubilidad de la calcita es proporcional a la presión. Por tanto, la concentración de esos iones disminuye a medida que nos alejemos de los estilolitos. Este gradiente de concentración desencadena un transporte por difusión hacia las zonas donde la presión efectiva, y por tanto la concentración de iones CO_3^{2-} y Ca^{2+}, sea menor, causando en estas zonas sobresaturación en calcita y por tanto cementación. De esta forma se produce la cementación generalizada de la porosidad primaria o secundaria adyacente a los estilolitos, y de las microfracturas extensionales perpendiculares a los estilolitos que se suelen generar bajo el mismo campo de esfuerzos.

Otros mecanismos que pueden provocar supersaturación en carbonatos durante el enterramiento, y por tanto la precipitación de cementos, son: 1) el calentamiento, por subsidencia o por flujo descendente de aguas intersticiales; 2) el descenso de presión y la desgasificación de CO_2 asociada a un flujo ascendente de aguas intersticiales; 3) las reacciones químicas que supongan la liberación de cationes (Ca^{2+}, Mg^{2+}...: disolución de anhidrita, illitización de esmectita...) o aniones (HCO_3^-: oxidación de hidrocarburos, descarboxilación de materia orgánica...), o 4) los procesos de mezcla de aguas, especialmente relevantes en el caso de la cementación por sulfuros.

El flujo descendente del agua intersticial favorece la cementación, ya que al descender el agua se calienta y por tanto disminuye la solubilidad de los carbonatos y de los sulfatos de calcio y estroncio. Aunque el flujo descendente puede obedecer a gradientes de sobrepresión, normalmente se debe a gradientes de densidad, como en el caso del reflujo de salmueras residuales que pueden inducir la precipitación de cementos hidrofrígidos de dolomita barroca (Dickson *et al.*, 2001) y anhidrita (Jones y Xiao, 2005).

El criterio principal para diagnosticar que un cemento precipitó en la diagénesis de enterramiento es su posición en la secuencia paragenética. En calcarenitas, los cementos de enterramiento postdatan la compactación mecánica (figura 21.15), ya que ésta sucede durante los primeros cientos de metros de enterramiento. Como los cementos de enterramiento precipitan a temperaturas relativamente altas (>~50 °C), pueden preservar asociaciones de inclusiones acuosas bifásicas con relaciones líquido/vapor constantes (Goldstein y Reynolds, 2001) y en casos inclusiones de hidrocarburos (figura 21.5).

En muchos casos los cementos de calcita de enterramiento son ferrosos ($FeCO_3$: 0,3-5% mol.) debido a que las aguas intersticiales profundas son típicamente reductoras (Hanor, 1994) y además pueden contener Fe^{2+} disuelto. Este catión normalmente procede de la reducción de Fe^{3+} (presente en goethita o hematites detríticas o diagenéticas tempranas) por reacción con agentes reductores (normalmente compuestos orgánicos). Debido a que el coeficiente de distribución del Fe^{2+} en la calcita es muy superior a la unidad (Veizer, 1983), la relación Fe/Ca de una calcita es mucho mayor que la del agua de la que precipita. Por tanto, para que formen cementos de calcita ferrosa el contenido en Fe^{2+} de las aguas intersticiales no tiene que ser muy

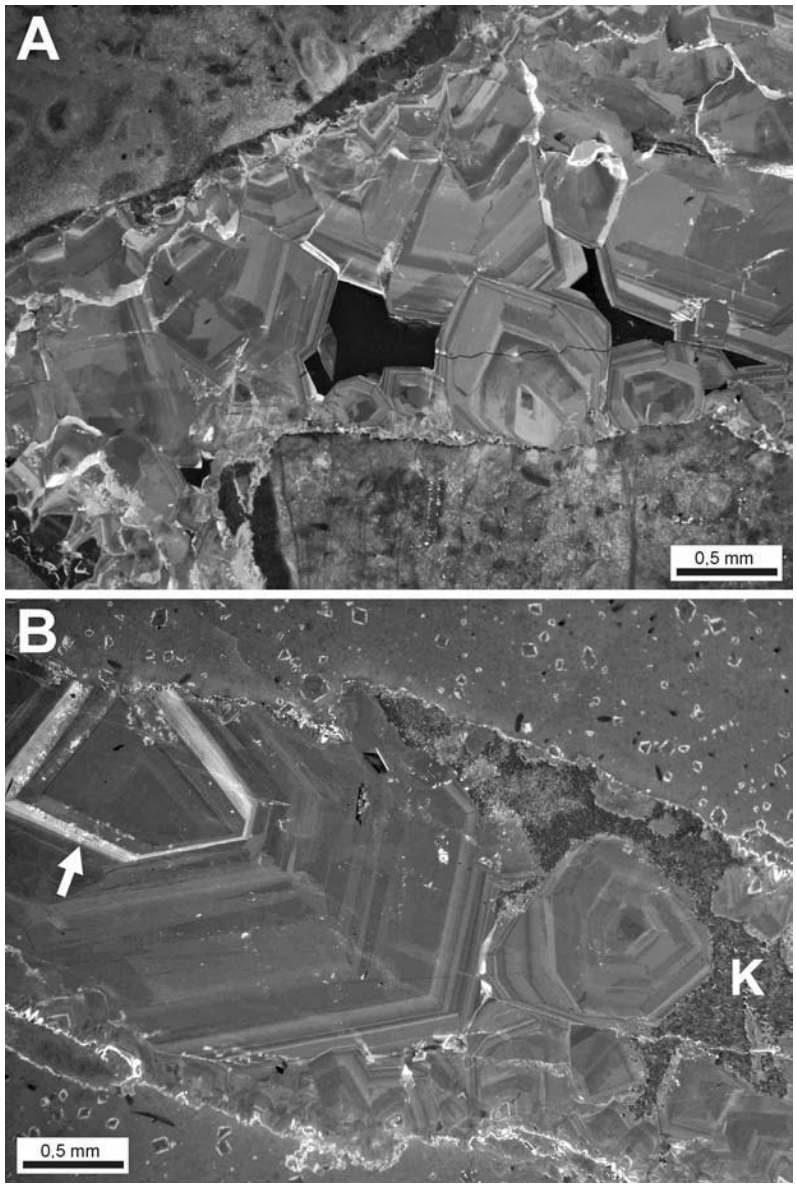


Figura 21.30. Imágenes de CL de cementos de calcita de enterramiento. Estas calcitas presentan una cátodoluminiscencia naranja mate, revelando una combinación de zonados concéntricos y sectoriales. Las calcitas están asociadas a cementos de kaolín (K, flecha) y contienen inclusiones primarias de petróleo y agua (no observables a esta escala), estas últimas bifásicas y con relaciones agua/vapor constantes. En «A», queda porosidad remanente (en negro) y la secuencia paragenética (calcita no luminiscente, en la esquina inferior izquierda, seguida por calcita luminiscente mate) es compatible con una profundización.

alto. De hecho, si el contenido en Fe^{2+} del agua es muy alto en lugar de calcita podría formarse siderita.

Los cementos de calcita de enterramiento típicamente contienen Mn^{2+} (>100 ppm), cuyo origen es análogo al del Fe^{2+}. El coeficiente de distribución del Mn^{2+} es relativamente grande y muy superior a la del Fe^{2+} (Veizer, 1983), por eso las calcitas pueden incorporar cantidades apreciables de Mn^{2+} a pesar de que la concentración de este catión en el agua sea baja. Como el manganeso es el principal activador de la cátodoluminiscencia en calcitas, y el hierro su principal inhibidor, las calcitas de enterramiento tienen típicamente una luminiscencia mate (Machel y Burton, 1991) (figuras 21.15 y 21.30; lámina 21.2).

La composición isotópica no es un criterio fiable para diagnosticar el origen diagenético profundo de un cemento calcítico. De forma similar a muchos cementos meteóricos, los cementos de enterramiento suelen tener una composición isotópica en carbono variable, reflejando la contribución de dos fuentes de carbonato (Lohmann, 1988): 1) el procedente de la disolución de la propia roca, normalmente por presión, lo que causa que los valores de $\delta^{13}C$ de los cementos sean muy similares a los de la roca (ver, por ejemplo, Dickson *et al.*, 2001), y 2) el procedente de la oxidación de carbono orgánico, isotópicamente muy ligero (normalmente hidrocarburos en el caso de la diagénesis profunda), lo que causa que los cementos resultantes tengan valores de $\delta^{13}C$ muy negativos. En el caso del oxígeno, tanto en los cementos meteóricos como en los de enterramiento los valores de $\delta^{18}O$ son relativamente constantes (Lohmann, 1988). Sin embargo, comparados con los meteóricos los cementos de enterramiento suelen reflejar un empobrecimiento progresivo en O^{18}, debido a que el fraccionamiento isotópico disminuye a ir aumentando la temperatura. No obstante, el valor de $\delta^{18}O$ de un cemento profundo precipitado a alta temperatura a partir de una salmuera evaporítica residual ($\delta^{18}O$ positivo) puede ser prácticamente idéntico al de un cemento precipitado a baja temperatura a partir de aguas meteóricas típicas ($\delta^{18}O$ negativo) (Dickson *et al.*, 2001). Este hecho refleja la incertidumbre inherente en la interpretación del $\delta^{18}O$ en los minerales, ya que su valor depende tanto la temperatura como de la composición isotópica del agua de precipitación.

Cementos de anhidrita y celestina en la diagénesis de enterramiento

En rocas carbonáticas, la anhidrita es probablemente el cemento no carbonático más abundante producido en la diagénesis de enterramiento (Heydari y Moore 1989; Heydari, 1997; Machel, 2005; etc.). La solubilidad de la anhidrita aumenta con la presión y desciende al aumentar la temperatura. Por tanto, el simple calentamiento del agua marina (por subsidencia o flujo descendente) puede inducir sobresaturación y la consiguiente precipitación de anhidrita. También se pueden formar cementos de anhidrita si el flujo de aguas intersticiales produce mezcla de un agua rica en SO_4^{2-} con otra rica en Ca^{2+}, y en los casos en que, sin necesidad de flujo, una reacción química libere Ca^{2+} a un agua inicialmente en equilibrio con la anhidrita. El reflujo descendente de salmueras residuales producidas por evaporación de agua marina es un mecanismo muy efectivo para producir abundantes cementos de anhidrita (Jones y Xiao, 2005), ya que la dolomitización asociada aumenta la aCa^{2+}, induciendo así sobresaturación en anhidrita. Este mecanismo requiere que las salmueras sean inicialmente ricas en SO_4^{2-}, lo que normalmente requiere un origen por evaporación de aguas marinas ricas en $MgSO_4$, es decir aguas marinas neógenas, carboníferas, o permotriásicas (Lowenstein *et al.*, 2001) que no hayan perdido su sulfato por reducción a sulfuro. Otro mecanismo para formar cementos de anhidrita es el flujo descendente de salmueras en equilibrio con anhidrita, lo que por un simple efecto de calentamiento puede resultar en precipitación (Jones y Xiao, 2005). Finalmente, puede inducirse la precipitación de cementos de anhidrita en los casos en que se produzca el flujo de aguas intersticiales causado por liberación episódica de sobrepresión.

Los cementos y reemplazamientos de celestina precipitados en la diagénesis el enterramiento son comunes en carbonatos costeros asociados a evaporitas (Taberner *et al.*, 2002) y en casos forman yacimientos de interés económico. Como la celestina tiene una solubilidad relativamente baja, pero a la vez la barita es mucho más insoluble que la celestina, la formación de esos yacimientos normalmente requiere la mezcla de un agua rica en SO_4^{2-} y pobre en Sr^{2+} con un agua rica en Sr^{2+} y pobre en Ba^{2+} (Hanor, 2004). El candidato más obvio para el segundo tipo de agua lo constituyen las salmueras hipersalinas profundas, que suelen estar enriquecidas en Sr^{2+} por interacción con carbonatos (dolomitización...) o siliciclásticos (albitización...), y pueden tener suficiente sulfato como para mantener baja la actividad del Ba^{2+} (por precipitación de barita) (Hanor, 2004). En cuanto al agua rica en SO_4^{2-}, puede tratarse de aguas que hayan disuelto evaporitas o de salmueras residuales que hayan interaccionado poco con las rocas.

Reducción termoquímica del sulfato

En una disolución acuosa, la coexistencia de compuestos orgánicos (agentes reductores), y sulfato (con azufre en su estado más oxidado, S^{6+}) es termodinámicamente inestable incluso a temperaturas superficiales (Cross *et al.*, 2004). Por tanto, en estos casos debería producirse una reacción de transferencia de electrones que resultase en la reducción del sulfato a sulfuro (H_2S, HS^-) y la oxidación del carbono orgánico a carbono inorgánico (CO_2, HCO_3^-). Como los enlaces azufre-oxígeno en el ión sulfato son relativamente fuertes, su ruptura requiere altas energías de activación (Bildstein *et al.*, 2001; Cross *et al.*, 2004). Esta es la causa de que la reacción sólo suceda espontáneamente por encima de 120-140 °C, hablándose en este caso de reducción termoquímica (Worden *et al.*, 1995; Heydari, 1997; Nöth, 1997; Machel, 2001). A temperaturas menores, la reacción puede suceder encimáticamente por la acción de microbios sulfato-reductores, que en ausencia de otros oxidantes más eficaces (O_2, Mn^{4+}, Fe^{3+}...) usan el sulfato para oxidar materia orgánica. Aunque algunas bacterias pueden reducir el sulfato a temperaturas de hasta 110 °C, la mayor parte de los microbios sulfato-reductores sólo son activos por debajo de ~60-80 °C (Machel, 2001). Por tanto, a temperaturas mayores de 60-80 °C y me-

nores de 120-140 °C los compuestos orgánicos y el sulfato pueden coexistir de forma metaestable, como se observa en muchos almacenes de petróleo (ver, por ejemplo, Rossi *et al*., 2002a).

Debido a que sólo sucede a más de 120-140 °C, la sulfato-reducción termoquímica es un proceso diagenético de enterramiento profundo, coincidente a grandes rasgos con la ventana del gas (Ro > ~1,3; Nöth, 1997; Machel, 2001). La sulfato-reducción termoquímica requiere rocas porosas cuya agua intersticial contenga compuestos orgánicos reactivos y sulfatos disueltos. En condiciones de enterramiento profundo, la única fuente de compuestos orgánicos reactivos es el petróleo o gas, que puede acumularse en trampas formadas por rocas porosas y permeables (rocas almacén) selladas por rocas de baja permeabilidad. En los poros de las rocas almacén, la fase acuosa que coexiste con el petróleo o gas contiene hidrocarburos disueltos y también puede contener sulfato, especialmente si la roca contiene anhidrita (por ejemplo, en cementos nodulares). En estos casos, si la temperatura sobrepasa los 120-140 °C se podrá producir reducción termoquímica del sulfato disuelto, con la consiguiente producción de H_2S y CO_2 in situ. Debido a las posibles limitaciones para el transporte de reactivos por difusión, las zonas de transición petróleo-agua o gas-agua, localizadas en la base de las columnas de hidrocarburo en contacto con el acuífero, son los lugares más favorables para la sulfato-reducción termoquímica.

La reacción de sulfato-reducción termoquímica tiene lugar mediante una serie de pasos intermedios que incluyen 1) la generación de azufre elemental, por reacción de H_2S con sulfato, y 2) la oxidación de hidrocarburos por el azufre elemental, que se reduce a H_2S (Nöth, 1997). Se trata pues de una reacción autocatalítica, en la que el H_2S es a la vez un catalizador y un producto, que para iniciarse requiere la presencia previa de H_2S (Nöth, 1997; Machel, 2001). Este H_2S puede proceder del craqueo térmico de compuestos de petróleo ricos en azufre o del equilibrio con piritas pre-existentes (formadas por sulfato reducción microbiana). El H_2S generado en la reacción puede reaccionar también con hidrocarburos saturados, produciendo hidrocarburos con azufre (como por ejemplo asfaltenos, que pueden precipitar como bitumen), y azufre elemental, que a su vez podrá emplearse en la producción de más H2S por reacción con hidrocarburos (Machel 2001). Ignorando los pasos intermedios, la reacción general de reducción termoquímica del sulfato por hidrocarburos es: hidrocarburos + $SO_4 \Rightarrow$ hidrocarburos alterados + bitumen + (H_2S, HS^-) + (CO_2, HCO_3^-) + H_2O + calor (Machel, 2001).

La reducción termoquímica de sulfatos por hidrocarburos es la causa principal de las acumulaciones de H_2S en zonas profundas de cuencas sedimentarias. Debido a su alta solubilidad, el H2S producido por reducción termoquímica se disolverá inicialmente en el agua intersticial. Si el agua contiene Fe^{2+} Zn^{2+} o Pb^{2+}, lo que sucede en ciertas salmueras profundas, se producirá precipitación de sulfuros de estos metales debido a su baja solubilidad. Si por el contrario el agua no contiene Fe^{2+} Zn^{2+} o Pb^{2+}, el H_2S continuará disolviéndose en el agua hasta que se alcance la saturación y la consiguiente liberación de H_2S gas. Este gas podrá acumularse en la trampa que inicialmente contenía los hidrocarburos, que tenderán a desplazarse o a destruirse por completo si hay sulfato de sobra (Heydari, 1997). El gas H_2S puede escapar de la trampa y ascender a niveles superiores, o puede migrar disuelto en las aguas intersticiales por difusión o advección, lo que tiene implicaciones en la génesis de los yacimientos diagenéticos de sulfuros en carbonatos. Las acumulaciones conocidas de H_2S están casi invariablemente en rocas carbonáticas (normalmente dolomías) que inicialmente contenían petróleo o gas y anhidrita. En areniscas prácticamente no existen acumulaciones de H_2S debido a la mayor disponibilidad inicial de hierro, causando que el H_2S producido precipite en forma de pirita (Machel, 2001; Worden *et al*., 2003).

La reducción termoquímica del sulfato favorece la precipitación de calcita, ya que: 1) se producen iones bicarbonato por oxidación de los hidrocarburos; 2) la disolución de anhidrita produce un aumento en la actividad del Ca^{2+}, induciendo sobresaturación en calcita, y 3) es posible que la actividad del ión carbonato aumente, contribuyendo aún más a la sobresatura-

ción, debido a que en su conjunto la reacción de reducción termoquímica del sulfato puede suponer un aumento neto en la alcalinidad (Nöth, 1997). La precipitación de carbonatos no se favorece si el H2S se emplea en la precipitación de sulfuros, ya que este proceso genera acidez (p. ej., $H_2S + Zn^{2+} \Rightarrow ZnS + 2H^+$). La calcita precipitada a consecuencia de reducción termoquímica del sulfato típicamente reemplaza anhidrita (Machel 2001; Worden *et al.*, 1995; Heydari y Moore, 1989), ya que la disolución de ésta suele ser fuente del sulfato. Si el hidrocarburo que se oxida es el metano, la reacción neta es: $CaSO_4 + CH_4 \Rightarrow H_2S + CaCO_3 + H_2O$ (Bildstein *et al.*, 2001).

En dolomías exclusivamente, la reducción termoquímica del sulfato puede causar cementación por dolomita, típicamente con textura barroca (Machel, 1987). La precipitación de dolomita no se favorece en los casos en que el sulfato proceda de la disolución de anhidrita, ya que esto que aumenta la relación aCa^{2+}/aMg^{2+} del agua. Alternativamente, el sulfato puede proceder de aguas intersticiales ricas en sulfato.

Cementos de sulfuros, barita y fluorita

Los cementos de sulfuros (esfalerita, galena, pirita, marcasita), barita y fluorita son relativamente comunes en carbonatos que han sufrido diagénesis de enterramiento. Estos cementos suelen postdatar eventos de fracturación y/o disolución tardía, normalmente están asociados a cementos de dolomita barroca y calcita y en casos también de cuarzo y caolín, y en muchos casos presentan evidencias de precipitación en presencia de petróleo (inclusiones fluidas, bitumen...) (Moore y Druckmann, 1981; Prezbindowski, 1985; Woronick y Land, 1985; Moore, 2001; Rossi *et al.*, 2001a; Esteban y Taberner, 2003; Benito *et al.*, 2006; Wierzbicki *et al.*, 2006; Warren 2006; Salas *et al.*, 2007). Normalmente, los cementos de sulfuros, barita y fluorita son escasos, pero en casos forman importantes yacimientos, llamados de tipo *Mississippi Valley* (MVT) por su abundancia en el Domo de Ozark en Missouri y Arkansas. En España se conocen en al menos tres zonas: Picos de Europa (Gómez-Fernández *et al.*, 2000), cuenca vasco-cantábrica (Velasco *et al.*, 1994) y Maestrazgo (Grandia, 2003).

Los yacimientos MVT se emplazan casi exclusivamente en dolomías, donde los sulfuros esencialmente cementan brechas y cuevas, reemplazando la roca caja sólo localmente (Sangster, 1988; Kesler *et al.*, 1994; Leach *et al.*, 2006; Warren 2006; Gleeson y Turner, 2007). Las brechas son producto del colapso de sistemas de cuevas (Sangster, 1988). Las cuevas colapsadas se han interpretado como meteóricas (Kesler *et al.*, 1994) o bien como diagenéticas profundas: hidrotermales (Sass-Gustkiewicz *et al.*, 1982) o por mezcla (Corbella y Ayora, 2003). Los yacimientos MVT son claramente diagenéticos y carecen de relación con magmatismo. Los datos de inclusiones fluidas primarias indican precipitación entre ~75 y ~150 °C (Sangster, 1988; Basuki y Spooner, 2002) a partir de salmueras muy salinas (~16-26% en peso) dominadas por $CaCl_2$ (Sangster, 1988; Hanor, 1994; Kesler *et al.*, 1994; Basuki y Spooner, 2002). Las relaciones Cl/Br indican que en la mayoría de los casos se trata de salmueras residuales producidas por evaporación de agua marina hasta el grado de haber precipitado halita (Luczag, 2006; Leach *et al.*, 2006; Gleeson y Turner, 2007; Grandia *et al.*, 2003), con una contribución subordinada de salmueras generadas por disolución de halita (Basuki y Spooner, 2002).

El plomo y cinc necesarios para formar los yacimientos MVT procede de la interacción de salmueras muy salinas con rocas siliciclásticas. A más de 2-3 km de profundidad de enterramiento, las salmueras que suelen contener las rocas sedimentarias pueden ser muy ricas en plomo y cinc sólo si su salinidad es superior al ~16% en peso, ya que por encima de este umbral la clorinidad es lo bastante alta como para que el plomo y cinc formen complejos solubles con el cloro (p. ej., $ZnCl_4^{2-}$) (Hanor, 1996a). Además, la relativamente alta temperatura (>60°) y el bajo pH de estas salmueras contribuyen a solubilizar los metales (Hanor,

1996a). Si estas salmueras interaccionan con rocas siliciclásticas, especialmente *red beds,* pueden cargarse en metales, por ejemplo por solubilización de óxidos de hierro asociada a la reducción del Fe^{3+}, liberándose así el plomo y cinc coprecipitados originalmente con la hematites o goethita (Carpenter *et al.*, 1974; Collins, 1975; Hanor, 1987 y 2004; Warren 2000b).

El sulfuro necesario para la formación de los yacimientos MVT procede de la reducción termoquímica de sulfato marino por petróleo o gas, como se deduce de la composición isotópica del azufre en los sulfuros (Sangster, 1988; Gleeson y Turner, 2007; Leach *et al.*, 2006; Anderson y Thom, 2008) y de la estrecha relación entre yacimientos MVT y campos de petróleo observada en algunas cuencas (Kesler *et al.*, 1994). Parece pues que la presencia tanto de de anhidrita o de salmueras ricas en sulfato, como de petróleo o gas son condiciones necesarias para la formación estos yacimientos.

El mecanismo físico-químico responsable de la precipitación de los sulfuros en los yacimientos MVT es controvertido. Partiendo de una situación de equilibrio, se pueden precipitar sulfuros bajando la temperatura, subiendo el pH, bajando la salinidad o mezclando dos fluidos.

El flujo ascendente de una salmuera que contenga metales y sulfuro es una buena forma de precipitar sulfuros (Anderson, 1975), ya que al ascender al agua se enfría, tendiendo a precipitar sulfuros y a disolver carbonatos. La disolución de carbonatos eleva el pH (el ión carbonato es una base), lo que contribuye a precipitar sulfuros (ver, por ejemplo, Corbella *et al.*, 2006). Además del efecto hidrotermal, la posible mezcla de la salmuera ascendente con un agua de baja salinidad contribuye especialmente a la precipitación de sulfuros por un efecto de dilución, ya que al bajar la salinidad se desestabilizan los complejos cloro-metal, bajando drásticamente la solubilidad de los metales (Hanor, 1996a). Sin embargo, debido a la baja solubilidad general de los sulfuros, un agua no puede ser a la vez rica en metales y rica en sulfuros, lo que limita mucho la cantidad total de sulfuros que puede precipitar por su ascenso. Los balances de masa revelan que para explicar los sulfuros observados en algunas cuencas por este mecanismo, se requiere el movimiento de volúmenes ingentes de fluidos (Leach *et al.*, 2006), algo muy poco probable a la vista de la escasez de agua disponible y la baja permeabilidad general que caracteriza la diagénesis profunda.

Debido a que una misma salmuera no puede ser al mismo tiempo rica en metales y en sulfuro, la mayor parte de los modelos de formación de los yacimientos MVT invocan la mezcla de una salmuera rica en metales con un fluido rico en H_2S (Anderson, 1975; Kesler *et al.*, 1994; Grandia *et al.*, 2003; Corbella *et al.*, 2006). Normalmente se asume que la salmuera metalífera es el fluido ascendente, que se inyecta en trampas de hidrocarburos con abundante H_2S (producido por reducción termoquímica) almacenados en brechas de colapso (Sangster, 1988; Warren, 2006). En este caso los efectos del enfriamiento y dilución de la salmuera metalífera también contribuyen a la precipitación de sulfuros (Leach *et al.*, 2006). Estas situaciones favorecen la disolución de carbonatos por efecto del enfriamiento y mezcla (Corbella *et al.*, 2006) y también por efecto de precipitación de sulfuros, ya que esta produce acidez ($H_2S + Zn^{2+} \Rightarrow ZnS + 2H^+$) (Leach *et al.*, 2006). La precipitación de cementos de carbonatos (por ejemplo, de dolomita barroca) puede suceder si las salmueras ascendentes son ricas en CO_2 y el descenso de presión asociado al ascenso causa desgasificación (Leach *et al.*, 2006). Una variante del modelo de mezcla invoca el transporte en la misma salmuera de los metales y sulfato, que al inyectarse en una acumulación de hidrocarburos puede sufrir reducción termoquímica, con la consiguiente producción de H_2S y precipitación de sulfuros. Otra variante invoca la mezcla de una salmuera ascendente rica en metales e hidrocarburos con un agua rica en sulfato, lo que, si la temperatura es adecuada, produciría la reducción termoquímica del sulfato y la consiguiente precipitación de sulfuros (Anderson y Thom, 2008). Finalmente, aunque todos los modelos comentados asumen la migración de un fluido, es también posible precipitar sulfuros en los casos en que las salmueras asociadas a una acumulación de

hidrocarburos sean ricas en metales, y si hay sulfato disponible y la temperatura supera los 120-140 °C se puede producir H_2S por reducción termoquímica y la consiguiente precipitación de sulfuros in situ (Machel, 2001).

La disolución en la diagénesis de enterramiento

En general, la diagénesis de enterramiento no favorece la disolución sino la cementación por carbonatos, debido a la compactación química y al aumento general de la temperatura (Ehrenberg y Nadeau, 2005). Aún así, en la diagénesis profunda de los carbonatos localmente se puede producir disolución. Entender donde y porqué se produce esta disolución «mesogenética» es importante desde el punto de vista práctico, ya que la porosidad secundaria resultante puede albergar petróleo, gases o sulfuros.

Tradicionalmente se pensaba que en los carbonatos sólo se producía porosidad secundaria, incluyendo cuevas kársticas, en la diagénesis meteórica (de enterramiento temprano o de emersión) (Longman, 1980; Lohmann, 1988), y que por tanto su distribución en el subsuelo estaba ligada directamente a superficies de exposición subaérea. Sin embargo, ahora sabemos que una parte importante de la porosidad que pueden tener las rocas carbonáticas enterradas por debajo de 2-3 km se debe a disolución profunda, que produce desde microporos, generalmente no selectivos, hasta cuevas kársticas (Moore, 2001; Esteban y Taberner, 2003; Mazzullo, 2004; Wierzbicki *et al.*, 2006; Salas *et al.*, 2007). En estos casos, el origen profundo de los poros secundarios o cuevas está indicado porque 1) afectan (corroen) a cementos de origen profundo (dolomita barroca...) o 2) las primeras generaciones de cemento que los rellenan son de origen profundo demostrado. Estos cementos contienen en muchos casos inclusiones primarias de hidrocarburos, presentan indicaciones de disolución y precipitación alternantes, y pueden estar formados no sólo por calcita y dolomita barroca, sino también por minerales no carbonáticos (dickita, cuarzo, barita, sulfuros, fluorita...) (Druckman y Moore, 1985; Esteban y Taberner, 2003; Mazzullo, 2004). Los yacimientos MVT también preservan pruebas de que las cavidades rellenas por sulfuros son producto de disolución profunda (Sass-Gustkiewicz *et al.*, 1982; Corbella y Ayora, 2003; Leach *et al.*, 2006).

El flujo episódico ascendente (es decir, hidrotermal) de aguas profundas, en respuesta a gradientes de sobrepresión, es un buen mecanismo para producir disolución profunda en carbonatos (Giles, 1997), ya que: 1) las aguas al ascender se enfrían, tendiendo a subsaturarse en carbonatos, y 2) al ascender pueden mezclarse con otras aguas de distinta salinidad o contenido en CO_2, lo que puede inducir subsaturación. En yacimientos MVT, además del efecto hidrotermal o de mezcla (Corbella *et al.*, 2006) la propia precipitación de sulfuros genera acidez y por tanto puede inducir disolución (Anderson, 1975). Sin embargo, si este fuese el mecanismo dominante los sulfuros serían esencialmente reemplazantes, y no cementantes como se observa normalmente (Sangster, 1988; Corbella y Ayora, 2003).

Tradicionalmente, la disolución profunda de carbonatos se ha asignado a una migración de aguas ácidas previa a la migración de hidrocarburos, debiéndose su acidez al contenido en CO_2 y ácidos orgánicos procedentes de la maduración de materia orgánica en rocas madre (Moore, 2001; Esteban y Taberner, 2003; Mazzullo, 2004; Esteban *et al.*, 2006). Sin embargo, la gran capacidad que tienen las rocas para regular el pH, especialmente si contienen carbonatos y/o aluminosilicatos, hace poco probable que se puedan generar aguas muy ácidas en el subsuelo o que éstas puedan migrar distancias apreciables sin antes equilibrarse con las rocas (Giles 1997; Corbella y Ayora, 2003). Es cierto que las salmueras profundas son moderadamente ácidas (Hanor, 1994), pero no es menos cierto que normalmente están en equilibrio con la calcita, y que por tanto su aCa^{2+} tiene que ser muy alta para contrarrestar la escasa aCO_3^{2-} que dicta su pH. De hecho, las salmueras profundas son típicamente muy ricas en

calcio. Por tanto, la migración de un agua ácida en equilibrio con la calcita no podrá producir disolución de calcita por efecto de su acidez, pero si por efecto de su enfriamiento o mezcla.

Finalmente, se puede producir una disolución muy efectiva de los carbonatos por acción de ácido sulfúrico, producido éste por oxidación de H_2S de acuerdo con esta reacción: $H_2S + 2O_2 \Rightarrow SO_4^{2-} + 2H^+$ (Botrell *et al.*, 2000). Este fenómeno puede suceder en los casos en que el SH_2 producido por reducción de sulfatos (termoquímica o microbiana) migre hacia los márgenes de una cuenca y allí interaccione con aguas meteóricas oxidantes (Hill, 1995). Se trata, pues, de un proceso diagenético a caballo entre la diagénesis profunda y la meteórica. La disolución de carbonatos por ácido sulfúrico genera yeso/anhidrita como subproducto ($H_2SO_4 + CaCO_3 \Rightarrow CaSO_4 + H_2O + CO_2$) y puede crear ingentes redes de cuevas, como las mundialmente famosas cuevas de Lechuguilla y Carlsbad en las Montañas de Guadalupe, entre Nuevo México y Texas (pronunciado Méjico y Tejas) (Hill, 1990 y 1995).

BIBLIOGRAFÍA

Aissaoui, D. M. (1985): Botryoidal aragonite and its diagenesis. *Sedimentology,* 32, 345-361.

— (1988): Magnesian calcite cements and their diagenesis: dissolution and dolomitization, Mururoa Atoll. *Sedimentology,* 35, 821-841.

Alonso-Zarza, A. M. (2003): Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews,* 60, 261-298.

Allan, J. R. y Matthews, R. K. (1982): Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology,* 29, 797-817.

Anderson, G. M. (1975): Precipitation of Mississippi Valley-type ores. *Economic Geology,* 70, 937-942.

Anderson, G. M. y Thom J. (2008): The role of thermochemical sulfate reduction in the origin of Mississippi Valley-type deposits. II. Carbonate-sulfide relationships. *Geofluids,* 8, 27-34.

Arkai, P.; Sassi, F. P. y Desmons, J. (2003): *Very low- to low-grade metamorphic rocks*. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.

Arvidson, R. S. y Mackenzie, F. T. (1999): The dolomite problem: control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science* 299, 257-288.

Assereto, R. L. y Kendall, C. G. St. C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology* 24, 153-210.

Ayora, C.; Taberner, C.; Saaltink, M. W. y Carrera J. (1998): The genesis of dedolomites: a discusion based on reactive transport modeling. *Journal of Hydrology* 209, 346-365.

Back, W.; Hanshaw, B. B.; Herman, J. S. y Van Driel, J. N. (1986): Differencial dissolution of a Pleistocene reef in the groundwater mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology,* 14, 137-140.

Back, W.; Hanshaw, B. B.; Plummer, L. N.; Rahn, P. H.; Rightmire, C. T. y Rubin, M. (1983): Process an rate of dedolomitization: mass transfer and C-14 dating in a regional carbonate aquifer. *Geological Society of America Bulletin,* 94, 1415-1429.

Bakalowicz, M. J.; Ford, D. C.; Miller, T. E.; Palmer, A. N. y Palmer, M. V. (1987): Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. *Geological Society of America Bulletin,* 99, 729-738.

Baker, P. A. y Kastner, M. (1981): Constraints of the formation of sedimentary dolomite. *Science,* 213, 214-216.

Banner, J. L. (1995): Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology,* 42, 805-824.

Banner, J. L.; Musgrove, M. y Capo, R. (1994): Tracing ground-water evolution in a limestone aquifer using Sr isotopes: Effects of multiple sources of dissolved ions and mineral-solution reactions. *Geology,* 22, 687-690.

Barclay, S. A. y Worden, R. H. (2000): Effects of reservoir wettability on quartz cementation in oil fields. En R. H. Worden y S. Morad (eds.), *Quartz cement in sandstone reservoirs. Special Publication of the International Association of Sedimentologists,* 29, 103-117.

Basuki N. I. y Spooner, E. T. C. (2002): A Review of Fluid Inclusion Temperatures and Salinities in Mississippi Valley-type Zn-Pb Deposits: Identifying Thresholds for Metal Transport. *Exploration and Mining Geology,* 11, 1-17.

Bathurst, R. G. C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology,* 12. Elsevier, 568 pp.

— (1982): Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Paleozoic carbonate mud buildups. *Journal of the Geological Society,* 129, 165-181.

— (1987): Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology,* 34, 749-778.

— (1995): Burial diagenesis of limestones under simple overburden. Stylolites, cementation and feedback. *Bulletin de la Societe Geologique de France,* 166, 181-192.

Beach, D. K. (1993): Submarine cementation of subsurface Pliocene carbonates from the interior of Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Petrology,* 63, 1059-1069.

Benito, M. I. (1991): *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-rifting) de la Cuenca de Cameros.* Kimmeridgiense. La Rioja-Soria. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid.

Benito, M. I.; Lohmann, K. C. y Mas R. (2001): Discrimination of Multiple Episodes of Meteoric Diagenesis in a Kimmeridgian Reefal Complex, North Iberian Range, Spain. *Journal of Sedimentary Research,* 71, 380-393.

— (2006): Micro-sized dolomite inclusions in ferroan calcite cements developed during burial diagenesis of Kimmeridgian reefs, northern Iberian Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research,* 76, 472-482.

Berger, G.; Velde, B. y Aigouy T. (1999): Potassium sources and illitization in Texas Gulf Coast shale diagenesis. *Journal of Sedimentary Research,* 69, 151-57.

Berger, W. H. (1970): Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology,* 8, 111-138.

Berner, R. A. (1971): *Principles of Chemical Sedimentology*. McGraw-Hill, New York.

— (2004): A model for calcium, magnesium and sulfate in seawater over Phanerozoic time. *American Journal of Science,* 304, 438-453.

Bildstein, O.; Worden, R. H. y Brosse E. (2001): Assessment of anhydrite dissolution as the rate-limiting step during thermochemical sulfate reduction. *Chemical Geology,* 176, 173-189.

Bjørlykke, K. (1994): Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. En J. Parnell (ed.), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins. Geological Society Special Plublication,* 78, 127-140.

Blatt, H. y Tracy, R. J. (1996): *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*. W. H. Freeman and Company. New York.

Boggs, S. Jr. y Krinsley, D. (2006): *Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks*. New York, Cambridge University Press.

Bögli, A. (1980): *Karst Hydrology and Phisical Speleology*. Springer-Verlag.

Boistelle, R. y Astier, J. P. (1988): Crystallization mechanisms in solution. *Journal of Crystal Growth,* 90, 14-30.

Boles, J. R. (2003): *Authigenesis*. En G. V. Middleton (ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks.* Enclyclopedia of Earth Sciences: Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 27-29.

Boles J. R. y Franks S. G. (1979): Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Research,* 49, 55-70.

Botrell, S. H.; Gunn, J. y Lowe, D. J. (2000): Calcite dissolution by sulfuric acid. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, USA, 156-157.

Bottomleya, D. J. y Clark, I. D. (2004): Potassium and boron co-depletion in Canadian Shield brines: evidence for diagenetic interactions between marine brines and basin sediments. *Chemical Geology,* 203, 225-236.

Bouvier, J. D.; Gevers, E. C. A. y Wigley, P. (1990): 3-D seismic interpretation and lateral prediction of the Amposta Marino field (Spanish Mediterranean Sea). *Geologie en Mijnbouw,* 69, 105-120.

Bradley, D. C. y Leach, D. L. (2003): Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralium Deposita,* 38, 652-667.

Brauer, J. y Baker, P. A. (1984): Experimental Hydrothermal Dedolomitization. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* 68 (Abstr.), 456-457.

Broecker, W. S. (2003): The Oceanic CaCO3 Cycle. En H. D. Holland y K. K. Turekian (eds.), *Treatise on Geochemistry,* vol. 6, 529-549.

Budai, J. M.; Lohmann, K. C. y Owen R. M. (1984): Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming an Utah thrust belt. *Journal of Sedimentary Petrology,* 54, 276-288.

Butler, G. P. (1969): Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial coast, Arabian gulf. *Journal of Sedimentary Petrology,* 39, 70-89.

Cañaveras, J. C.; Sánchez-Moral, S.; Calvo, J. P.; Hoyos, M. y Ordóñez, S. (1996): Dedolomites associated with karstitication. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from Tertiary Madrid basin, central Spain. *Carbonates and Evaporites,* 11, 85-103.

Carpenter, A. B. (1978): Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. En K. S. Johnson y J. A. Russell (eds.), *Thirteenth annual forum on the geology of industrial minerals. Oklahoma Geological Survey Circular,* 79, 60-77.

— (2001): Origin of Metal-Rich Oilfield Brines, An Historical Review. *Eleventh Annual V. M. Goldschmidt Conference,* 32-44.

Carpenter, A. B. Trout, M. L. y Pickett, E. E. (1974): Preliminary Report on the Origin and Chemical Evolution of Lead-and Zinc-Rich Oil Field Brines in Central Mississippi. *Economic Geology,* 69, 1191-1206.

Caspard, E.; Rudkiewicz, J. L.; Eberli, G. P.; Brosse, E. y Renard, M. (2004): Massive dolomitization of a Messinian reef in the Great Bahama Bank: A numerical modelling evaluation of Kohout geothermal convection. *Geofluids,* 4, 40-60.

Ceriani, A.; Di Giulio, A.; Goldstein, R. H. y Rossi, C. (2002): Diagenesis associated with cooling during burial: an example from Lower Cretaceous reservoir sandstones (Sirt basin, Libya). *AAPG, Bulletin,* 86, 1573-1592.

Chafetz, H. S. y Butler, J. C. (1980): Petrology of recent caliche pisolites, spherulites, and speleothem deposits from central Texas. *Sedimentology,* 27, 497-518.

Chafetz, H. S.; Wilkinson, B. H. y Love, K. M. (1985): Morphology and composition of non marine carbonate cements in near surface settings. En N. Scheneidermann y P. M. Harris (eds.), *Carbonate Cements. SEPM, Special Publication,* 36, 337-347.

Choquette, P. W. y James N. P. (1987): Diagenesis in Limestones - 3, The Deep Burial Environment. *Geoscience Canada,* 14, 3-35.

— (1988): Introduction. En N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst.* Springer-Verlag, 1-21.

Choquette, P. W. y Pray, L. C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG, Bulletin,* 54, 207-250.

Cobbold, P. R. y Rodrigues, N. (2007): Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins («beef» and «cone-in-cone»). *Geofluids,* 7, 313-322.

Coleman, M. L. (1985): Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals; kinetic considerations. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series* A, 315, 39-56.

Collins, A. G. (1975): Gechemistry of oil field waters. *Developments in Petroleum Science,* 1. Elsevier, Amsterdam.

Coplen, T. B. (1988): Normalization of oxygen and hydrogen isotope data: *Chemical Geology (Isotope Geosciences Section),* 72, 293-297.

Corbella, M. y Ayora, C. (2003): Role of fluid mixing in deep dissolution of carbonates. *Geologica Acta,* 1, 305-313.

Corbella, M.; Ayora, C.; Cardellach, E. y Soler, A. (2006): Reactive transport modeling and hydrothermal karst genesis: The example of the Rocabruna barite deposit (Eastern Pyrenees). *Chemical Geology,* 233, 113-125.

Courbon, P.; Chabert, C.; Bosted, P. y Lindsley, K. (1989): *Atlas of the great caves of the world*. Cave Books, St. Louis.

Craig, D. H. (1988): Caves and other features of Permian karst in San Andrés dolomite, Yates field reservoir, West Texas. En N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst,* Springer-Verlag, 342-363.

Cross, M. M.; Manning, D. A. C.; Bottrell, S. H. y Worden R. H. (2004): Thermochemical sulphate reduction (TSR): experimental determination of reaction kinetics and implications of the observed reaction rates for petroleum reservoirs. *Organic Geochemistry,* 35, 4, 393-404.

Csoma, A. E.; Goldstein, R. H.; Mindszenty, A. y Simone L. (2004): Diagenetic Salinity Cycles and Sea Level Along a Major Unconformity, Monte Composauro, Italy. *Journal of Sedimentary Research,* 74, 889-903.

Csoma, A. E.; Goldstein, R. H. y Pomar L. (2006): Pleistocene speleothems of Mallorca; implications for palaeoclimate and carbonate diagenesis in mixing zones. *Sedimentology,* 53, 213-236.

Cuadros, J. (2006): Modeling of smectite illitization in burial diagenesis environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 70, 4181-4195.

Dabrio, C. J. y Hernando, S. (2003): *Estratigrafía*. Colección Geociencias. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

Davies, G. R. y Smith, L. B. (2006): Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG, Bulletin,* 90, 1641-1690.

Dettman, D. L. y Lohmann, K. C. (1995): Microsampling carbonates for stable isotope and minor element analysis: physical separation of samples on a 20 micrometer scale. *Journal of Sedimentary Research,* A65, 566-569.

Dickson, J. A. D. (1966): Carbonate identification and genesis revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology,* 34, 491-495.

— (1993): Crystal growth diagrams as an aid to interpreting the fabrics of calcite aggregates. *Journal of Sedimentary Petrology,* 63, 1-17.

— (2001): Diagenesis and crystal caskets: echinoderm Mg calcite transformation, Dry Canyon, New Mexico, USA. *Journal of Sedimentary Research,* 71, 764-777.

— (2002): Fossil Echinoderms As Monitor of the Mg/Ca Ratio of Phanerozoic Oceans. *Science,* 298, 1222-1224.

Dickson, J. A. D.; Montanez, I. P. y Saller, A. H. (2001): Hypersaline Burial Diagenesis Delineated by Component Isotopic Analysis, Late Paleozoic Limestones, West Texas. *Journal of Sedimentary Research,* 71, 372-379.

Dickson, T. (1990): Carbonate mineralogy and chemistry. En M. E. Tucker, V. P. Wright y T. Dickson (eds.), *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 284-313.

Dix, G. R. y Mullins, H. T. (1988): Rapid burial diagenesis of deep-water carbonates: Exuma Sound, Bahamas. *Geology,* 16, 680-683.

Dravis, J. (1979): Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology,* 49, 195-208.

Dravis, J. J. y Yurewicz, D. A. (1985): Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology,* 55, 795-804.

Drever, J. (1997): *The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments*. Prentice Hall, New Jersey.

Dreybrodt, W. y Eisenlohr, L. (2000): Limestone dissolution rates in karst environments. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, USA, 136-148.

Druckman, Y. y Moore, C. H. (1985): Late subsurface porosity in a Jurassic grainstone reservoir, Smackover Formation, Mt. Vernon field, sothern Arkansas. En P. O. Roehl y P. W. Choquette (eds.), *Carbonate Petroleum Reservoirs*. Springer-Verlag, New York, 371-383.

Dublyansky, Y. V. (2000): Hydrothermal Speleogenesis in the Hungarian Karst. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA, 298-303.

Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks. En W. E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks; A symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir,* 1, 108-121.

— (1970): Meniscus cement. En O. Bricker (ed.): *Carbonate Cements*. John Hopkins Univ., *Stud. Geology,* 19, 297-300.

Ehrenberg, S. N. (2006): Porosity destruction in carbonate platforms. *Journal of Petroleum Geology* 29, 41-52.

Ehrenberg, S. N. y Nadeau, P. H. (2005): Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. *AAPG, Bulletin* 89, 435-445.

Ehrenberg, S. N.; Nadeau, P. H. y Aqrawi, A. A. M. (2007): A comparison of Khuff and Arab reservoir potential throughout the Middle East. *AAPG, Bulletin,* 91, 275-286.

Esteban M. y Taberner, C. (2003): Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines. *Journal of Geochemical Exploration,* 78-79 355-359.

Esteban, M.; Torrescusa, S.; Lukito, P.; Solla, C.; De Viguera, C.; Riaza, C.; Lara L. M. y Soriano, S. (2006): Facies sísmicas y diagénesis tardía en almacenes carbonatados. En W. Martínez del Olmo (ed.), *Asociación de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, XXV aniversario,* 1-17.

Evamy, B. D. (1967): Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. *Journal of Sedimentary Petrology,* 37, 1204-1215.

Farr, M. y Palmer, R. (1984): The blue holes: description and structure. *Cave Science,* 11, 9-22.

Faure, G. (1998): *Principles and Applications of Geochemistry,* 2.ª ed. Upper Saddle River, N. J. Prentice-Hall.

Feazel, C. T.; Keany, J. y Peterson, R. M. (1985): Cretaceous and Tertiary chalk of the Ekofisk field area, central North sea. En P. O. Roehl y P. W. Choquette (eds.), *Carbonate Petroleun Reservoirs*. Springer-Verlag, New York, 497-507.

Fernández-Calvo, C. (1981): *Sedimentología y diagénesis del Cretácico superior de La Mancha (Cuenca)*. Tesis Doctoral. Edit. Univ. Complutense. Madrid.

Fetter, C. W. (1994): *Applied hydrogeology,* 3.ª ed. Macmillan College Publishing Company, New York.

Fleury, P.; Bakalowicz, M. y de Marsily, G. (2007): Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. *Journal of Hydrology,* 339, 79-92.

Flügel, E. (1982): *Microfacies Analisys of Limestones*. Springer-Verlag.

— (2004): *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, New York.

Folk, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *AAPG, Bulletin,* 43, 1-38.

— (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. *SEPM, Special Publication,* 13, 14-48.

— (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology,* 44, 40-53.

Folk, R. L. y Land, L. S. (1975): Mg/Ca ratio and salinity, two controls over crystallization of dolomite. *AAPG, Bulletin,* 59, 60-68.

Ford, D. C. (1988): Characteristics of Dissolutional Cave Systems in Carbonate Rocks. En N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, 25-57.

— (2000): Speleogenesis under unconfined settings. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA, 319-351.

Ford, D. C. y Ewers, R. O. (1978): The development of limestone cave systems in the dimensions of lenght and depth. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 15, 1783-1798.

Ford, D. C. y Williams, P. W. (1989): *Karst geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, Londres.

Frey, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. En M. Frey (ed.), *Low Temperature Metamorphism,* Blackie and Son Ltd, Glasgow, 9-58.

Frey, M. y Robinson, D. (eds.) (1998): *Low-grade metamorphism*. Blackwell Publishing.

Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982): *Continental sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of southern France*. Contributions to Sedimentology, 12, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

Friedman, G. M. (1964): Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Petrology,* 34, 777-813.

Friedman, G. M. y Sanders, J. E. (1978): *Principles of Sedimentology,* John Wiley Sons, N. Y.

Friedman, G. M.; Sanders, J. E. y Kopaska-Merkel, D. C. (1992): *Principles of sedimentary deposits - stratigraphy and sedimentology*. Macmillan Publishing Company, New York.

García del Cura, M. A.; Calvo, J. P.; Ordónez, S.; Jones, B. F. y Canaveras, J. C. (2001): Petrographic and geochemical evidence for the formation of primary, bacterially induced lacustrine dolomite; La Roda «white earth» (Pliocene, central Spain). *Sedimentology,* 48, 897-915.

Gascoyne, M. (1984): Uranium-series ages of speleothems from Bahaman Blue Holes and their significance. *Cave Science,* 11, 45-49.

Giordano, T. H. (2002): Transport of Pb and Zn by carboxylate complexes in basinal ore fluids and related petroleum-field brines at 100°C: The influence of pH and oxygen fugacity. *Geochemical Transactions,* 3, 56-72.

Giles, M. R. (1997): *Diagenesis: A quantitative perspective. Implications for basin modelling and rock property prediction*. Kluver academic publishers, Dordrecht.

Given, R. K. y Wilkinson, B. H. (1985): Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology,* 55, 109-119.

Gleeson, S. A. y Turner, W. A. (2007): Fluid inclusion constraints on the origin of the brines responsible for Pb-Zn mineralization at Pine Point and coarse non-saddle and saddle dolomite formation in southern Northwest Territories. *Geofluids,* 7, 51-68.

Gluyas, J. y Cade, C. A. (1997): Prediction of porosity in compacted sands. En J. A. Kupecz, J. Gluyas y S. Bloch (eds.), *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*. *AAPG, Memoir,* 69, 19-28.

Goldstein, R. H. (2001): Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos,* 55, 159-193.

Goldstein, R. H. y Reynolds, T. J. (1984): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM, short course,* 31.

Goldstein R. H. y Rossi, C. (2002): Recrystallization in Quartz Overgrowths. *Journal of Sedimentary Research,* 72, 432-440.

Gómez-Fernández, F.; Both, R. A.; Mangas, J. y Arribas, A. (2000): Metallogenesis of Zn-Pb carbonate-hosted mineralization in the southeastern region of the Picos de Europa (central northern Spain) province: geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies. *Economic Geology,* 95, 19-40.

González, L. A.; Carpenter, S. J. y Lohmann, K. C. (1992): Inorganic Calcite Morphology: Roles of Fluid Chemistry and Fluid Flow. *Journal of Sedimentary Petrology,* 62, 382-399.

González, L. A. y Lohmann, K. C. (1988): Controls on Mineralogy and Composition of Spelean Carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. En N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, 81-101.

Grammer, G. M.; Crescini, C. M.; McNeill, D. F. y Taylor, L. H. (1999): Quantifying rates of syndepositional marine cementation in deeper platform environments-new insight into a fundamental process. *Journal of Sedimentary Research,* 69, 202-207.

Grammer, G. M.; Ginsburg, R. N.; Swart, P. K.; McNeil, D. F.; Jull, A. J. T. y Prezbindowski, D. R. (1993): Rapid growth rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize. *Journal of Sedimentary Petrology,* 63, 983-989.

Grandia, F.; Cardellach, E.; Canals, A. y Banks, D. A. (2003): Geochemistry of the Fluids Related to Epigenetic Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits in the Maestrat Basin, Eastern Spain: Fluid Inclusion and Isotope (Cl, C, O, S, Sr) Evidence. *Economic Geology,* 98, 933-954.

Goldsmith, J. R. (1983): Phase relations or rhombohedral carbonates. En R. J. Reeder. (ed.), *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. *Reviews in Mineralogy,* 11, 49-76.

Hanor, J. S. (1987): Origin and Migration of Subsurface Sedimentary Brines. *SEPM, Short Course,* 21.

— (1994): Origin of saline fluids in sedimentary basins. En J. Parnell (ed.), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins. Geological Society Special Publication,* 78, 151-174.

— (1996a): Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines. En D. F. Sangster (ed.), *Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits*. *Society of Economic Geologists Special Publication,* 4, 483-500.

— (1996b): Variations in chloride as a driving force in siliciclastic diagenesis. En *Siliciclastic diagenesis and fluid flow; concepts and applications*. *SEPM, Special Publication,* 55, 3-12.

— (2004): A Model for the Origin of Large Carbonate- and Evaporite-Hosted Celestine (SrSO4) Deposits. *Journal of Sedimentary Research,* 74, 168-175.

Hanor, J. S. y McIntosh J. C. (2006): Are secular variations in seawater chemistry reflected in the compositions of basinal brines? *Journal of Geochemical Exploration,* 89, 153-156.

Hanor, J. S. y McIntosh J. C. (2007): Diverse origins and timing of formation of basinal brines in the Gulf of Mexico sedimentary basin. *Geofluids,* 7, 227-237.

Hardie, L. A. (1987): Dolomitization: a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology,* 57, 166-183.

— (1996): Secular variations in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 My. *Geology,* 24, 279-283.

Harwood, G. (1988): Microscopical techniques: II. Principles of sedimentary petrography. En M. E. Tucker (ed.), *Techniques in Sedimentology*. Blackwells, Oxford, 108-173.

Heasley, E. C.; Worden, R. H. y Hendry J. P. (2000): Cement distribution in a carbonate reservoir; recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove Field, onshore, UK. *Marine and Petroleum Geology,* 17, 639-654.

Heraud Piña, M. A. (1995): La plate-forme du Yucatán (Mexique): un example de karst tropical péninsulaire. *Karstologia,* 26, 1-26.

Heydari, E. (1997): The role of burial diagenesis in hydrocarbon destruction and H_2S accumulation, Upper Jurassic Smackover Formation, Black Creek Field, Mississippi. *AAPG, Bulletin,* 81, 26-45.

— (2003): Meteoric versus burial control on porosity evolution of the Smackover Formation. *AAPG, Bulletin,* 87, 1779-1797.

Heydari, E. y Moore, C. H. (1989): Burial diagenesis and thermochemical sulfate reduction, Smackover Formation, southeastern Mississippi salt basin. *Geology,* 17, 1080-1084.

Hilgers, C. y Urai, J. L. (2002): Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. *Tectonophysics,* 352, 257-274.

Hill, C. A. (1990): Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas. *AAPG Bulletin,* 74, 1685-1694.

— (1995): Sulfur redox reactions: Hydrocarbons, native sulfur, Mississippi Valley-type deposits and sufuric acid karst in the Delaware Basin, New Mexico and Texas. *Enviromental Geology,* 25, 16-23.

Hill, C. A. y Forti, P. (1986): *Cave minerals of the world*. National Speleological Association, Huntsville, Alabama.

— (1997): *Cave minerals of the world, second edition*. National Speleological Association, Huntsville, Alabama.

Hoefs, J. (1997): *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin.

Holail, H.; Lonhmann, K. C. y Sanderson, I. (1988): Dolomitization and dedolomitization of upper Cretaceous carbonates: Bahariya oasis, Egypt. En V. Shukla y P. Baker (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of dolostones*. *SEPM, Special Publication,* 43, 191-208.

Hower, J.; Eslinger, E. V.; Hower, M. E. y Perry, E. A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin,* 87, 725-737.

Hunt, J. M. (1996): *Petroleum Geochemistry and Geology,* 2.ª ed. Freeman, W. H. and Co., New York.

Hutcheon, I.; Shevalier, M. y Abercrombie H. J. (1993): pH buffering by metastable mineral-fluid equilibria and evolution of carbon dioxide fugacity during burial diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 57, 1017-1027.

Inden, R. F. y Moore, C. H. (1983): Beach. En P. A. Scholle, D. G. Debout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate Depositional Environments*. *AAPG, Memoir,* 33, 211-265.

James, N. P. (1983): Reef environment. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate depositional environments*. *AAPG, Memoir,* 33, 345-440.

James, N. P. y Choquette, P. W. (1983): Diagenesis 6. Limestones - The Sea-Floor Diagenetic Environment. *Geoscience Canada,* 11, 161-194.

— (1984): Diagenesis 9. Limestones - The Meteoric Diagenetic Environment. *Geoscience Canada,* 10, 162-179.

— (1990): Limestones - The Sea-Floor Diagenetic Environment. En I. A. McIlreath y D. W. Morrow (eds.), *Diagenesis*. *Geoscience Canada, Reprint series,* 4, 13-34.

Jenkins, H. C. (1986): Pelagic environments. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwells, Oxford, 343-397.

Johnson, R. H. (1983): The saltwater-freshwater interface in the Tertiary limestone aquifer, southeastern atlantic continental shelf of the USA. *Journal of Hydrology,* 61, 239-251.

Johnson J. W.; Oelkers E. H. y Helgeson H. C. (1992): SUCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0° to 1000°C. *Computer Geoscience,* 18, 899-947.

Jones, G. D.; Whitaker, F. F.; Smart, P. L. y Sanford, W. E. (2004): Numerical analysis of seawater circulation in carbonate platforms: II. The dynamic interaction between geothermal and brine reflux circulation. *American Journal of Science,* 304, 250-284.

Jones, G. D. y Xiao, Y. (2005): Dolomitization, anhydrite cementation, and porosity evolution in a reflux system: Insights from reactive transport models. *AAPG, Bulletin,* 89, 577-601.

Katz, D. A.; Eberli, G. P.; Swart, P. K. y Smith, L. B. (2006): Tectonic-hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming. *AAPG, Bulletin,* 90, 1803-1841.

Kendall, A. C. (1985): Radiaxial fibrous, calcite: a reapraisal. En N. Scheneidermann y P. M. Harris (eds.), *Carbonate cements*. *SEPM, Special Publication,* 36, 59-77.

Kendall, C. G. St. C. y Warren, J. (1987): A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology,* 34, 1007-1027.

Kesler, S. E.; Jones, H. D.; Furman, F. C.; Sassen, R.; Anderson, W. H. y Kyle, J. R. (1994): Role of crude oil in the genesis of Mississippi valley-type deposits; evidence from the Cincinnati Arch. *Geology,* 22, 609-612.

Kim, S. T. y O'Neil, J. R. (1997): Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 61, 3461-3475.

Klimchouk, A. (2000): Speleogenesis under deep-seated and confined settings. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA, 244-260.

Klimchouk, A. y Ford, D. (2000a): Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA, 54-64.

— (2000b): Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA, 45-53.

Kobluk, R. D. y Risk, M. J. (1977): Micritization and carbonate grain binding by endolithic algae. *AAPG, Bulletin,* 61, 1069-1082.

Kupecz, J. A. y Land, L. S. (1994): Progressive recrystallization and stabilization of early-stage dolomite: Lower Ordovician Ellenburger Group, west Texas. En B. Purser *et al.* (eds.), *Dolomites, a volume in honor of Dolomieu. IAS, Special Publication,* 21, 255-279.

Land, L. S. (1980): The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. En R. L. Zenger, J. B. Dunham y D. H. Ethington (eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*. *SEPM, Special Publication,* 28, 87-110.

— (1985): The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education,* 33, 112-125.

— (1997): Mass transfer during burial diagenesis in the Gulf of Mexico sedimentary basin: an overview. En I. P. Montañez, J. M. Gregg y K. L. Shelton, *Basin-Wide diagenetic Patterns*. *SEPM, Special Publication,* 57, 29-38.

Land, L. S. (1998): Failure to precipitate dolomite at 25°C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry,* 4, 361-368.

Land, L. S. y Moore, C. H. (1980): Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican Island slope. *Journal of Sedimentary Petrology,* 50, 357-370.

Land, L. S. y Prezbindowski, D. R. (1981): The origin and evolution of saline formation water, Lower Cretaceous carbonates, South-Central Texas, USA. *Journal of Hydrology,* 54, 51-74.

Lane, S. J. y Dalton, J. A. (1994): Electron microprobe analysis of geological carbonates. *American Mineralogist,* 79, 745-749.

Langmuir, D. (1997): *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice Hall.

Lasemi, Z.; Boardman, M. R. y Sandberg, P. A. (1989): Cement origin of supratidal dolomite, Andros Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology,* 59, 249-257.

Lauritzen, S. E. y Lundberg, J. (1999): Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperaturee record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene,* 9, 659-669.

Leach, D.; Macquar, J. C.; Lagneau, V.; Leventhal, J.; Emsbo, P. y Premo W. (2006): Precipitation of lead-zinc ores in the Mississippi Valley-type deposit at Trèves, Cévennes region of southern France. *Geofluids,* 6, 24-44.

Lees, A. y Buller, A. T. (1972): Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology,* 13, 1767-1773.

Lippmann, F. (1973): *Sedimentary Carbonate Minerals*. Springer, New York.

Lohmann, K. C. (1988): Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. En N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst.* Springer-Verlag, 58-80.

Lohmann, K. C. y Meyers, W. J. (1977): Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites - a proposed criterion for former high magnesium calcites. *Journal of Sedimentary Petrology,* 47, 1078-1088.

Longman, M. W. (1980): Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. *AAPG, Bulletin,* 64, 461-487.

Loucks, R. G. (1999): Paleocave carbonate reservoirs; origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG, Bulletin,* 83, 1795-1834.

Loucks, R. G.; Mescher, P. K. y McMechan, G. A. (2004): Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed-paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas. *AAPG, Bulletin,* 88, 545-564.

Lowenstein, T. K.; Hardie, L. A.; Timofeeff, M. N. y Demicco, R. V. (2003): Secular variation in seawater chemistry and the origin of calcium chloride basinal brines. *Geology,* 31, 857-860.

Lowenstein, T. K.; Timofeeff, M. N.; Brennan, S. T.; Hardie, L. A. y Demicco, R. V. (2001): Oscillations in Phanerozoic Seawater Chemistry: Evidence from Fluid Inclusions. *Science,* 294, 1086-1088.

Luczaj, J. A. (2006): Evidence against the Dorag (mixing-zone) model for dolomitization along the Wisconsin arch–A case for hydrothermal diagenesis. *AAPG, Bulletin,* 90, 1719-1738.

Luczaj, J. A. y Goldstein, R. H. (2000): Diagenesis of the Lower Permian Krider Member, Southwest Kansas, USA: Fluid-Inclusion, U-Pb, and Fission-Track Evidence for Reflux Dolomitization During Latest Permian Time. *Journal of Sedimentary Research,* 70, 762-773.

Machel, H. G. (1985): Cathodoluminiscence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada,* 12, 139-147.

— (1987): Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology,* 15, 936-940.

— (2001): Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights. *Sedimentary Geology,* 140, 143-175.

— (2003): Dolomites and Dolomitization. En G. V. Middleton (ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks.* Encyclopedia of Earth Sciences, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 234-243.

— (2004): Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. En C. J. R. Braithwaite, G. Rizzi y G. Darke (eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs. Geological Society, Special Publication,* 235, 7-63.

Machel, H. G. (2005): Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks. *Geoscience Canada,* 32, 103-128.

Machel, H. G. y Burton, E. A. (1991): Factors governing cathodoluminesence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. En C. E. Barker y O. C. Kopp (eds.), *Luminesence microscopy; Quantitative and Qualitative Aspects. SEPM, Short Course,* 30, 37-57.

Machel, H. G. y Lonnee, J. (2002): Hydrothermal dolomite-a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology,* 152, 163-171.

Machel, H. G.; Mason, R. A.; Mariano, A. N. y Mucci, A. (1991): Causes and Measurements of luminescence in Calcite and Dolomite. En C. E. Barker y O. C. Kopp (eds.), *Luminesence microscopy; Quantitative and Qualitative Aspects*. *SEPM, Short Course,* 30, 9-26.

Macintyre, I. G. (1985): Submarine Cements - the peloidal question. En N. Schneidermann y P. M. Harris (eds.), *Carbonate cements*. *SEPM, Special Publication,* 36, 109-116.

Mackenzie, F. T.; Bischoff, W. D.; Bishop, F. C.; Loijens, M.; Schoonmaker, J. y Wollast, R. (1983): Magnesian Calcites: low-temperature occurrence, solubility and solid-solution behavior. En E. J. Reeder (ed.), *Carbonates: mineralogy and Chemistry*. *Reviews in Mineralogy,* 11, 97-144.

Mallarino, G.; Goldstein, R. H. y Di Stefano P. (2002): New approach for quantifying water depth applied to the enigma of drowning of carbonate platforms. *Geology,* 30, 783-786.

Marshall, D. J. (1988): *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Boston, Unwin Hyman.

Mazzullo, S. J. (1980): Calcite pseudospar replacive of marine acicular aragonite, and implications for aragonite cement diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology,* 50, 409-422.

— (1992): Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and evaporites,* 7, 21-37.

— (2004): Overview of Porosity Evolution in Carbonate Reservoirs. *Kansas Geological Society Bulletin,* 79 (1 y 2), 22-33.

McKenzie, J. A.; Hsü, K. J. y Schneider, J. F. (1980): Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. En D. H. Zenger, J. B. Dumham y R. L. Ethington (eds.), *Concepts and models of dolomitization*. *SEPM, Special Publication,* 28, 11-30.

Mckinley, J. M.; Worden, R. H. y Ruffell A. H. (2001): Contact Diagenesis: The Effect of an Intrusion on Reservoir Quality in the Triassic Sherwood Sandstone Group, Northern Ireland. *Journal of Sedimentary Research,* 71, 484-495.

Melim, L. A.; Swart, P. K. y Eberli, G. P. (2004): Mixing-Zone Diagenesis in the Subsurface of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research,* 74, 904-913.

Melim, L. A.; Westphal, H.; Swart, P. K.; Eberli, G. P. y Munnecke, A. (2002): Questioning carbonate diagenetic paradigms; evidence from the Neogene of the Bahamas. *Marine Geology,* 185, 27-53.

Merriman, R. J. y Peacor, D. R. (1998): Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. En M. Frey y D. Robinson (eds.), *Low-grade metamorphism*. Blackwell Publishing, 10-60.

Miller, J. (1988): Cathodoluminescence petrography. En M. E. Tucker (ed.), *Techniques in Sedimentology*. Blackwells, Oxford, 174-190.

Milliken, K. L. (2003): Diagenesis. En G. V. Middleton (ed.): *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks.* Encyclopedia of Earth Sciences: Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 214-219.

Milliman, J. D. (1974): *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Nueva York.

Montañez, I. P. y Read, J. F. (1992): Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), US Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology,* 62, 753-778.

Moore, C. H. (1989): Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developments in Sedimentology,* 46.

— (2001): Carbonate Reservoirs. Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. *Developments in Sedimentology,* 55.

Moore, C. H. y Druckman, Y. (1981): Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *AAPG, Bulletin,* 65, 597-628.

Morad, S.; Ketzer, J. M. y De Ros, L. F. (2000): Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology,* 47, *Supplement* 1, 95-120.

Morse, J. W. (2003): Formation and Diagenesis of Carbonate Sediments. En H. D. Holland y K. K. Turekian (eds.), *Treatise on Geochemistry*, vol. 7, 67-85.

Morse, J. W. y Arvidson, R. S. (2002): The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth-Science Reviews,* 58, 51-84.

Morse, J. W. y Casey, W. H. (1988): Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments. *American Journal of Science,* 288, 537-560.

Morse, J. W. y Mackenzie, F. T. (1990): Geochemistry of sedimentary carbonates. *Developments in Sedimentology,* 48.

Morse, J. W.; Wang, Q. y Tsio M. Y. (1997): Influences of temperature and Mg:Ca ratio on CaCO3 precipitates from seawater. *Geology,* 25, 85-87.

Mylroie, J. (2004): Speleogenesis: Coastal and oceanic settings. En J. Gunn (ed.), *Encyclopedia of Cave and Karst Science.* Routledge-Taylor and Francis, Nueva York, USA, 674-677.

Mylroie, J. E. y Carew, J. L. (2000): Speleogenesis in coastal and oceanic settings. En A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer y W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, USA, 226-233.

Neilson, J. E.; Oxtoby, N. H.; Simmons, M. D.; Simpson, I. R. y Fortunatova, N. K. (1998): The relationship between petroleum emplacement and carbonate reservoir quality: examples from Abu Dhabi and the Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology,* 15, 57-72.

Neuman, A. C.; Kofoed, J. W. y Keller, G. H. (1977): Lithoherms in the Straits of Florida. *Geology,* 5, 4-11.

Nordstrom, D. K. y Munoz, J. L. (1994): *Geochemical Thermodynamics,* 2.ª ed. Blackwell Scientific Publications, Boston.

Nöth, S. (1997): High H2S contents and other effects of thermochemical sulfate. Reduction in deeply buried carbonate reservoirs: a review. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau),* 86, 275-287.

Palacas, J. G. (1984): Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks. *AAPG, Studies in Geology,* 18.

Palmer, A. N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin,* 103, 1-21.

Palmer, T. J.; Hudson, J. D. y Wilson, M. A. (1988): Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient calcite seas. *Nature,* 335, 809-810.

Patterson, R. J. y Kinsman, D. J. J. (1982): Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkhas along the Arabian (Persian). *Gulf. AAPG, Bulletin,* 66, 28-43.

Permanyer, A.; Valles, D. y Dorronsoro C. (1988): Source rock potential of an Eocene carbonate slope; the Armancies Formation of the South-Pyrenean Basin, Northeast Spain. *AAPG Bulletin,* 72 (8), 1019.

Peters, K. K.; Walters, C. C. y Moldowan, J. M. (2005): *The Biomarker Guide, Volume 1: Biomarkers and Isotopes in the environment and Human History,* 2.ª ed. Cambridge University Press.

Plummer, L. N. (1975): Mixing of sea water with calcium carbonate ground water. *Geological Society of America Memoir,* 142, 219-236.

Plummer, L. N. y Busenberg, E. (1982): The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO2-H2O solutions between 0 and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO3-CO2-H2O. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 46, 1011-1040.

Pomar, L. (1989): Espeleotemas freáticos, karst litoral y oscilaciones del nivel del mar durante el cuaternario en la isla de Mallorca. En J. J. Durán y J. López-Martínez (eds.), *El Karst en España. Monografía,* 4, Soc. Esp. de Geomorf., 265-275.

Prezbindowski, D. R. (1985): Burial cementation; is it important? A case study, Stuart City Trend, south central Texas. En *Carbonate Cements*. *SEPM, Special Publication,* 36, 241-264.

Purser, B. H. (1980): *Sedimentation et diagènese des carbonates néritiques récents*. Éditions Technip.

Quesada, S.; Dorronsoro, C.; Robles, S.; Chaler, R. y Grimalt, J. O. (1997): Geochemical correlation of oil from the Ayoluengo Field to Liassic black shale units in the southwestern Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). *Organic Geochemistry,* 27, 25-40.

Radke, B. H. y Mathis, R. L. (1980): On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology,* 50, 1149-1168.

Reed, S. J. B. (1996): *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press.

Roeder, E. (1984): Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy,* 12.

Rossi, C. (1995): *Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior - Eoceno inferior en la Cuenca de Áger, Sierras Marginales, prepirineo de Lérida*. Dpto. Petrol. y Geoquím. Universidad Complutense Madrid.

— (1997): Microcodium y trazas fósiles de invertebrados en facies continentales (Paleoceno de la Cuenca de Áger, Lérida). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 10 (3-4), 371-391.

— (2004): Picos de Europa, Spain. En J. Gunn (ed.), *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Routledge-Taylor and Francis, Nueva York, USA, 586-589.

Rossi, C. y Cañaveras, J. C. (1999): Pseudospherulitic fibrous calcite in paleo-groundwater, unconformity-related diagenetic carbonates (Paleocene of the Áger basin and Miocene of the Madrid basin, Spain). *Journal of Sedimentary Research,* 69, 236-250.

Rossi, C.; Kälin, O.; Alaminos, A.; Goldstein, R. H.; Salvadores J. y Carr, C. (2003): *Quartz cementation concomitant to oil charging causes major reservoir quality variation in the giant Ourhoud field (Berkine basin, eastern Algeria)*. AAPG International Conference & Exhibition, Barcelona.

Rossi, C.; Kälin, O.; Arribas, J. y Tortosa, A. (2002a): Diagenesis, provenance and reservoir quality of Triassic TAGI sandstones from Ourhoud field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria. *Journal of Marine and Petroleum Geology,* 19, 117-142.

Rossi, C.; Muñoz, A. y Cortel, A. (1997): Cave development along the water table in the Cobre System (Sierra de Peñalabra, Cantabrian Mountains, N Spain). En P. Y. Jeannin (ed.), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology,* vol. 1. Speleo Projects, Basel, Switzerland, 179-182.

Rossi, C.; Goldstein R. H.; Ceriani, A. y Marfil, R. (2002b): Fluid inclusions record thermal and fluid evolution in reservoir sandstones, Khatatba Formation, Western Desert, Egypt: a case for fluid injection. *AAPG, Bulletin,* 86, 1773-1799.

Rossi, C.; Goldstein R. H.; Marfil, R.; Salas, R.; Benito, M. A.; Permanyer, A.; De la Peña, J. A. y Caja, M. A. (2001a): Diagenetic and Oil Migration History of the Kimmeridgian Ascla Formation, Maestrat Basin, Spain. *Journal of Marine and Petroleum Geology,* 18, 287-306.

Rossi, C.; Marfil, R.; Ramseyer, K. y Permanyer, A. (2001b): Facies-related diagenesis and multiphase siderite cementation and dissolution in the reservoir sandstones of the Khatatba Formation, Egypt's Western Desert. *Journal of Sedimentary Research,* 71, 459-472.

Sandberg, P. A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305, 19-22.

— (1985): Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. En N. Schneidermann y P. M. Harris (eds.), *Carbonate cements*. *SEPM, Special Publication,* 36, 33-57.

Sangster, D. F. (1988): Breccia-hosted lead-zinc deposits in carbonate rocks. En N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst*. New York, Springer-Verlag, 102-116.

Sanz-Rubio, E.; Sánchez-Moral, S.; Cañaveras, J. C.; Calvo. J. P. y Rouchy J. M. (2001): Calcitization of Mg-Ca carbonate and Ca sulphate deposits in a continental Tertiary basin (Calatayud Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology,* 140, 123-142.

Salas, J.; Taberner, C.; Esteban, M. y Ayora, C. (2007): Hydrothermal dolomitization, mixing corrosion and deep burial porosity formation: numerical results from 1-D reactive transport models. *Geofluids,* 7, 99-111.

Saller, A. H. (1986): Radiaxial calcite in Lower Miocene strata, subsurface Enewetak Atoll. *Journal of Sedimentary Petrology,* 56, 743-762.

— (1992): Calcitización of aragonite in Pleistocene limestones of Enewetak atoll, Bahamas, and Yucatan–An alternative to thin-film neomorphism. *Carbonates and Evaporites,* 7, 56-73.

Saller, A. H. y Henderson, N. (1998): Distribution of porosity and permeability in platform dolomites; insight from the Permian of West Texas. *AAPG, Bulletin,* 82, 1528-1550.

Sass-Gustkiewicz; Dzulynski, S. y Ridge, J. D. (1982): The emplacement of zinc-lead sulfide ores in the Upper Silesin district - a contribution to the understanding of Mississipi Valley-tipe deposits. *Economic Geology,* 77, 392-412.

Schlager, W y James, N. P. (1978): Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology,* 25, 675-702.

Scholle, P. A. (1978): *A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituens, Textures, Cements and Porosities*. *AAPG, Memoir,* 27.

Scholle, P. A.; Arthur, M. A. y Ekdale, A. A. (1983): Pelagic environments. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate depositional environments*. *AAPG, Memoir,* 33, 619-691.

Scholle, P. A. y Halley, R. B. (1985): Burial diagenesis: out of sight, out of mind. En N. Scheneidermann y P. M. Harris (eds.), *Carbonate Cements*. *SEPM, Special Publication,* 36, 309-334.

Scholle, P. A. y Ulmer-Scholle, D. (2003): A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG, Memoir,* 77, Tulsa, Ok.

Schomoker, J. W. (1984): Empirical relation between carbonate porosity and thermal maturity: an approach to regional porosity prediction. *AAPG, Bulletin,* 68, 1697-1703.

Schomoker, J. W. y Halley, R. B. (1982): Carbonate Porosity Versus Depth: A Predictable Relation for South Florida. *AAPG, Bulletin,* 66, 2561-2570.

Searl, A. (1989): Saddle dolomite: a new view of its nature and origin. *Mineralogical magazine,* 53, 547-555.

Shinn, E. A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology,* 12, 109-144.

— (1983): Tidal flat environment. En P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate depositional environments*. *AAPG, Memoir,* 33, 171-210.

Sibley, D. F. y Gregg, J. M. (1987): Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology,* 57, 967-975.

Smart, P. L.; Dawans J. M. y Whitaker F. (1988a): Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature,* 335, 811-813.

Smart, P. L.; Palmer, R. J.; Whitaker, F. y Wrigth, V. P. (1988b): Neptunian Dikes and Fissure Fills: an Overview and Account of Some Modern Examples. En N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, 149-163.

Speight, J. G. (2006): *The Chemistry and Technology of Petroleum,* 4.ª ed. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, Florida.

Spötl, C. y Pitman, J. K. (1998): Saddle (baroque) dolomite cementation in carbonates and sandstones - a reappraisal of a burial diagenetic concept. En S. Morad (ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones, IAS, Special Publication,* 26, 437-460.

Stanislavsky, E. y Gvirtzman, H. (1999): Basin-scale migration of continental-rift brines: Paleohydrologic modeling of the Dead Sea basin. *Geology,* 27, 791-794.

Stanley, S. M. y Hardie, L. A. (1998): Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 144, 3-19.

Stanley, S. M.; Ries, J. B. y Hardie, L. A. (2002): Low-magnesium calcite produced by coralline algae in seawater of Late Cretaceous composition. *Proceedings of the National Academy of Sciences,* 99, 15323-15326.

Taberner, C.; Marshall, J. D.; Hendry, J. P.; Pierre, C. y Thirwall, M. F. (2002): Celestite formation, bacterial sulphate reduction and carbonate cementation of Eocene reefs and basinal sediments (Igualada, NE Spain). *Sedimentology,* 49, 171-190.

Tissot, B. P. y Welte, D. H. (1984): *Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration*. Springer Verlag, Berlín.

Tucker, M. E. y Wright, P. (1990): *Carbonate Sedimentology.* Blackwell Scientific Publications.

Usdowski, E. (1994): Synthesis of dolomite and geochemical implications. En B. Purser *et al.* (eds.), *Dolomites, a volume in honor of Dolomieu. IAS, Special Publication,* 21, 345-360.

Van Santen, R. A. (1984): The Ostwald Step Rule. *Journal of Physical Chemistry,* 88, 5768-5769.

Vasconcelos, C. O.; McKenzie, J. A.; Bernasconi, S.; Gruic, D. y Tien, A. J. (1995): Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperature. *Nature,* 337, 220-222.

Veizer, J. (1983): Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. En R. J. Reeder (ed.), *Carbonates: mineralogy and chemistry*. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy,* 11, 265-299.

Velasco, F.; Herrero, J. M.; Gil, P. P.; Álvarez, L. y Yusta, I. (1994): Mississippi Valley-type, Sedex, and iron deposits in Lower Cretaceous rocks the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. En Fontboté y Boni (eds.), *Sediment-hosted Zn-Pb ores*. Springer-Verlag, Berlin, 246-270.

Vera, J. A. (1989): Sedimentación pelágica. En A. Arche (ed.), *Sedimentología.* Colección Nuevas tendencias, 12. CSIC, Madrid, 179-257.

Vogel, P. N.; Mylroie, J. E. y Carew, J. L. (1990): Limestone petrology and cave morphology on San Salvador island, Bahamas. *Cave Science,* 17, 19-30.

Wanless, H. R. (1979): Limestone response to stress: presure-solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology,* 49, 437-462.

Ward, W. B. y Reeder, R. J. (1993): The use of growth microfabrics and transmission electron microscopy in understanding replacement processes in carbonates. En R. Rezak y D. Lavoie (eds.), *Carbonate Microfabrics*. Springer-Verlag, New York, 253-264.

Warren, J. K. (1999): *Evaporites: their evolution and economics*. Blackwell Science, Malden, MA.

— (2000a): Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews,* 52, 1-81.

— (2000b): Evaporites, brines and base metals: low-temperature ore emplacement controlled by evaporite diagenesis. *Australian Journal of Earth Sciences,* 47, 179-208.

— (2006): *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer-Verlag.

West, I. M. (1973): Vanished evaporites - significance of strontium minerals. *Journal of Sedimentary Petrology,* 43, 278-279.

Whitaker, F. F. y Smart, P. L. (1990): Circulation of saline groundwaters through carbonate platforms: evidence from the great Bahama Bank. *Geology,* 18, 200-204.

Whitaker, F. F.; Smart, P. L.; Vahrenkamp, V. C.; Nicholson, H. y Wogelius, R. A. (1994): Dolomitisation by near-normal seawater? Evidence from the Bahamas. En B. Purser *et al.* (eds.), *Dolomites, a volume in honor of Dolomieu. IAS, Special Publication,* 21, 111-132.

White, D. E. (1957): Thermal waters of volcanic origin. *Geological Society of America Bulletin,* 68, 1637-1658.

White, W. B. (1976): Cave minerals and speleothems. En T. D. Ford y C. H. D. Cullingford (eds.), *The Science of Speleology*. Londres, Academic Press, 267-327.

Wierzbicki, R.; Dravis, J. J.; Al-Aasm, I. y Harland N. (2006): Burial dolomitization and dissolution of Upper Jurassic Abenaki platform carbonates, Deep Panuke reservoir, Nova Scotia, Canada. *AAPG, Bulletin,* 90, 1843-1861.

Williams, L. A.; Parks, G. A. y Crerar, D. A. (1985): Silica diagenesis, I. Solubility controls. *Journal of Sedimentary Petrology,* 55, 301-311.

Wilson, A. M.; Sanford, W.; Whitaker, F. F. y Smart, P. L. (2000): Geothermal convection; a mechanism for dolomitization at Enewetak Atoll? *Journal of Geochemical Exploration,* 69-70, 41-45.

Wilson, P. A. y Dickson, J. A. D. (1996): Radiaxial calcite: Alteration product of and petrographic proxy for magnesian calcite marine cement. *Geology,* 24, 945-948.

Wojcik, K. M.; Goldstein, R. H. y Walton, A. W. (1994): History of diagenetic fluids in a distant foreland area, Middle and Upper Pennsylvanian, Cherokee basin, Kansas, USA: Fluid inclusion evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 58, 1175-1191.

Worden R. H. y Burley S. D. (2003): Sandstone diagenesis: The evolution from sand to stone. En S. D. Burley y R. H. Worden (eds.), *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. *IAS, reprint series,* 4, 3-44.

Worden, R. H. Smalley, P. C. y Barclay, S. A. (2003): H2S and diagenetic pyrite in North Sea sandstones: due to TSR or organic sulphur compound cracking? *Journal of Geochemical Exploration,* 78-79, 487-491.

Worden, R. H.; Smalley, P. C. y Oxtoby N. H. (1995): Gas souring by thermochemical sulfate reduction at 140 degrees C. *AAPG, Bulletin,* 79, 854-863.

Woronick E. y Land L. S. (1985): Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and lower Glen Rose formations, South Texas. En N. Schneidermann y P. M. Harris, *Carbonate cements*. *SEPM, Special Publication,* 36, 265-275.

Wright, D. T. y Wacey, D. (2005): Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria from the Coorong Region, South Australia: significance and implications. *Sedimentology,* 52, 987-1008.

Yébenes, A. (1973): *Estudio petrogenético de las carniolas retroliásicas de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense (inédito). Madrid, España.

Zuffa, G. G. (1980): Hybrid arenites; their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology,* 50, 21-29.

XXII

Relaciones entre sedimentación y tectónica

por Alfredo Arche y José López-Gómez*

INTRODUCCIÓN

Tratar de forma exhaustiva en un único capítulo las relaciones entre sedimentación y tectónica sería un trabajo imposible, pues bajo este nombre se incluyen temas tan dispares como los contactos entre placas, regímenes volcánicos y magmáticos, subsidencia, evolución de abanicos aluviales (o turbidíticos) con relación a sus macizos alimentadores, reología de la litosfera, etc.

Por ello, siendo conscientes de esta limitación, pasaremos revista a dos conceptos básicos que aglutinan a parte de los anteriormente citados: los mecanismos de subsidencia (fundamental en la formación de las cuencas) y acumulación de sedimentos en las mismas, y la clasificación y tipo de cuencas de acuerdo con los movimientos de las placas y los sedimentos asociados a dichas cuencas.

Un aspecto importante que hay que resaltar antes de empezar este capítulo es que, la reconstrucción de una cuenca con sus diferentes estados evolutivos, objetivo final de los procesos sedimentarios, no puede realizarse sin tener en cuenta que la evolución tectónica del área es una de las causas inmediatas que controlan dichos procesos, y por tanto, su resultado final, las facies sedimentarias. Este aspecto, por sí solo, justificaría la elaboración de los apartados que se escriben a continuación.

MECANISMOS INICIALES DE FORMACIÓN DE CUENCAS

La formación de una cuenca tiene siempre, en mayor o menor grado, una relación con la dinámica existente entre el manto superior y la litosfera en una zona más o menos próxima a la citada cuenca. Esto quiere decir que el mecanismo inicial de la formación de dicha cuenca no hemos de buscarlo en la propia cuenca puesto que difícilmente será coetáneo a la misma, sino que empezaría posiblemente a gestarse decenas de millones de años antes.

Si nos preguntamos dónde se forma una cuenca, tendríamos que responder por partes; primero, que está en relación con la dinámica en las placas litosféricas y si hay tensión, compresión o estabilidad en ellas o entre ellas y, segundo, ver dónde y cómo se ha generado dicho esfuerzo y cuánto dura. En función de esta respuesta obtendremos cómo se ha iniciado la cuenca, pero el tipo de cuenca y su estilo de relleno se debe ya a la interacción de diferentes procesos que veremos más adelante.

Los mecanismos que alteran la estabilidad de las placas litosféricas incluida la de la parte superior de éstas, que es donde de generan las cuencas, se inician en el límite entre la litosfera y la astenosfera o, mejor dicho, inciden en dicho límite, pero se generan en zonas más profundas del manto. Las dos ideas con mayor respaldo científico sobre las primeras etapas de

* Instituto de Geología Económica - Departamento de Estratigrafía, CSIC - UCM, Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España. E-mail: aarche@geo.ucm.es; jlopez@geo.ucm.es.

génesis de las cuencas se basan en la actividad de movimientos convectivos en el manto superior o en la tensión en el interior de las placas; en ambos casos terminan provocando subsidencia mediante extensión, contracción o deformación flexible. Los movimientos convectivos se forman en la parte baja del manto inferior y ascienden en forma de penachos calientes hasta el límite litosfera-astenosfera antes citado, a unos 100 km de profundidad, quedando consolidado hasta los 400 km, en el interior de esta última (Morgan, 1971; Loper, 1985; Duncan y Richards, 1992; Olsen y Morgan, 1995; Bott, 1995; Reston y Pérez-Gussinyé, 2007) (figura 22.1). La ascensión de calor puede realizarse en unos 10 m.a. (Bott, 1995) pudiendo arras-

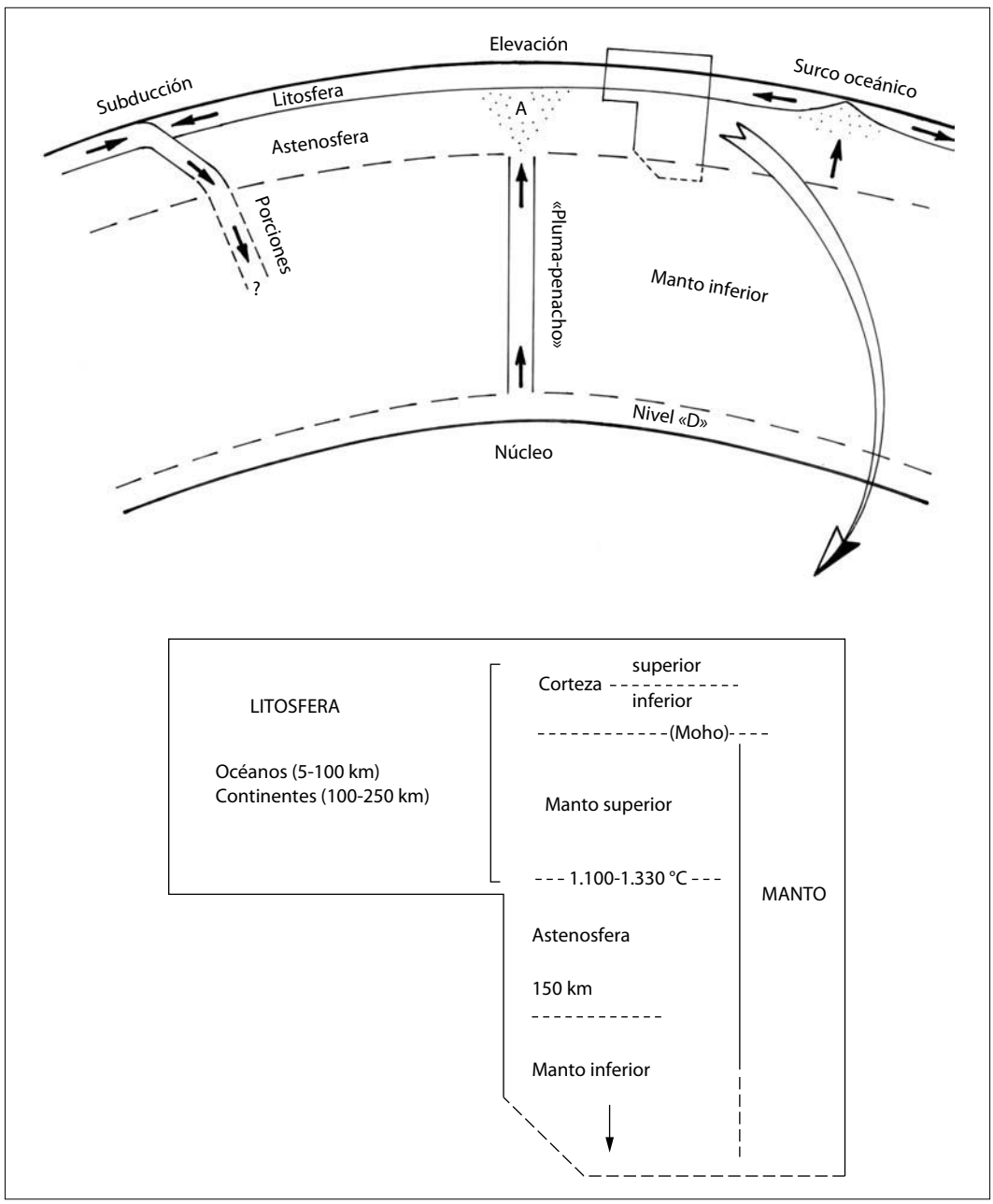


Figura 22.1. Esquema idealizado de la distribución del manto superior e inferior mostrando el intercambio entre el material subducido de la corteza y el material ascendente en forma de «pluma» o penacho del manto empujado por la convección de este último. La zona indicada con A representaría un punto caliente o *hot spot*. Modificado de Loper, 1985.

trar a la astenosfera dentro de la litosfera consiguiéndose isotermas que superan los 1.000 °C (Allen y Allen, 1990, 2005; Silver y Behn, 2008).

Cuando las placas litosféricas continentales se unen en un supercontinente único, como ha ocurrido, por ejemplo, a finales del Carbonífero y se establece una configuración Pangea-Pantalasa, se producen alteraciones en el régimen de temperaturas en el manto litosférico debido al apantallamiento térmico causado por la anómala extensión lateral de la placa litosférica continental única. Esta configuración no es estable y lleva a una ruptura del supercontinente en un plazo de unos 40 m.a. Existen dos alternativas para el mecanismo de esta ruptura: la formación de penachos calientes *(hot spots)* y puntos triples asociados (Morgan, 1983; Richards *et al.,* 1989), asociados al emplazamiento de basaltos de *plateau* calientes, o bien, recalentamiento del manto litosféricony fusión parcial del mismo, que provoca una efusión de basaltos por multitud de pequeños focos de forma difusa, sin elevaciones topográficas importantes (Condie, 2004; Coltice *et al.,* 2007).

La entrada de la astenosfera en la litosfera es debido también a la diferente reología que presentan los distintos niveles de ambas. Una vez que la litosfera se encuentra afectada por el material caliente ascendente reaccionará elevando la corteza por pérdida de densidad para pasar posteriormente a estirarse (sufriendo tensión) y romperse, formando grabens debido a la tensión generada (Neugebauer, 1978; Bott, 1981; Ziegler y Cloetingh, 2004). Así tendríamos una cuenca generada por tensión debida a un flujo térmico anormal *(hot spot)*.

La otra forma de generar tensión, y por tanto extensión y subsidencia, sin necesidad de flujo térmico, puede ser debida a esfuerzos generados en el interior de una placa cortical llegando a provocar unas fracturas lineales, tensionales, que se propagan lateralmente produciendo, igual que en el caso anterior, el adelgazamiento y fracturación de la corteza y con ello el ascenso pasivo del manto hacia la litosfera (McKenzie, 1978; Royden y Keen, 1980; Beaumont *et al.,* 1982a, 1982b; Weinberg *et al.,* 2007). En cualquier caso, la alteración general provocada por el ascenso de material caliente y el comportamiento reológico de la corteza y el manto litosférico van a condicionar, principalmente, la deformación de la litosfera (Newman y White, 1997; Ziegler y Cloetingh, 2004). Así, el diferente comportamiento reológico de la corteza inferior y superior (con baja y alta viscosidad respectivamente) hace que esta última pueda tener a su vez un comportamiento independiente.

Por otro lado, si el material caliente ascendente no puede romper la corteza por tener ésta una viscosidad demasiado elevada, puede, al menos, llegar a deformarla y facilitar, más adelante, la rotura (Zeyen *et al.,* 1997). En definitiva, el estilo o forma de romperse la corteza está controlado por la interacción de factores como espesor, composición, reología y resistencia de la litosfera (Fuchs, 1997; Reston y Pérez-Gussinyé, 2007).

Podemos decir que los dos casos anteriormente descritos constituyen básicamente los mecanismos iniciales de la formación de una cuenca, ya que, a su vez, derivan en diferentes mecanismos de respuesta de la litosfera que provocan subsidencia, y una cuenca no es más que una zona de la superficie terrestre expuesta a subsidencia prolongada (Allen y Allen, 1990). Como veremos seguidamente, otros mecanismos de respuesta de la litosfera posteriores a la formación de la cuenca (como la respuesta ante la carga) pueden también provocar subsidencia.

MECANISMOS DE RESPUESTA LITOSFÉRICA EN LA FORMACIÓN DE CUENCAS

Podemos diferenciar tres respuestas de la litosfera debidas a los esfuerzos que se concentran en ésta y que están relacionados con la formación de cuencas: subsidencia, elevación y, fracturación y separación de bordes.

Subsidencia

Sin subsidencia no habría apenas acumulación de sedimentos, pues una vez que se erosionasen por completo los relieves existentes y sus detritus rellenasen las depresiones, la superficie de la tierra quedaría toda ella a una misma cota, haciendo el transporte imposible. Sólo los volcanes alterarían efímeramente este estado de equilibrio; la situación descrita se daría si el espesor de las placas litosféricas fuese tres a cuatro veces mayor del que tienen, lo que impediría de hecho el proceso de subducción generalizado y, consecuentemente, los movimientos divergentes y la creación de océanos y cadenas plegadas como sucede en la Luna.

Sin embargo, la corteza terrestre tiene, además de los grandes desplazamientos horizontales, movimientos en la vertical que pueden alcanzar una magnitud de unos 15 km, suficientes para crear altas cadenas plegadas y depresiones en las que se pueden acumular potentes prismas sedimentarios.

Aunque estamos lejos de conocer las fuerzas causantes de la subsidencia en detalle, se conocen en la actualidad los principales mecanismos por los que se pueden producir estas deformaciones. De estos mecanismos de subsidencia, dos los vimos en el apartado anterior y, seguidamente, los completamos con el resto de los conocidos. Este campo de las Ciencias de la Tierra donde coinciden Geología, Geofísica y Geomorfología están tratados de forma amplia en las obras de Allen (1997), Watts (2001), Fowler (2005) y Allen y Allen (2005).

Mecanismos de subsidencia

Los principales mecanismos propuestos para explicar la subsidencia son:

a) Elevación de la corteza por dilatación causada por un flujo anómalo de calor, seguido de erosión del relieve formado y creación de una cuenca por contracción al cesar el flujo térmico (figura 22.2a) (Sleep, 1971; Ángel y Buck, 2007; Ziegler y Cloetingh, 2004). Este mecanismo tropieza con la dificultad de que, para conseguir el equilibrio isostático en la fase intermedia como único proceso responsable, sería necesaria la erosión de unos 15 km de corteza, lo que es poco plausible, pero la dilatación y contracción de la misma con los cambios de temperatura está comprobada. Además, durante las etapas de flujo calórico intenso en áreas pequeñas de la corteza, la expansión que se produce en la misma puede inducir la fractura de amplias áreas circundantes que no pueden reaccionar de forma elástica al aumento de volumen.

b) Intrusión de material básico o ultrabásico en los niveles inferiores de la corteza y posterior reajuste isostático (figura 22.2b) (Belousov, 1960). Este mecanismo sólo está documentado en algunos lopolitos ultrabásicos y la subsidencia causada es muy inferior a las acumulaciones de sedimentos medidas en la mayoría de las cuencas.

c) Cambios de fase en la corteza inferior, al cambiar las rocas por metamorfismo de fases de eclogitas a granulitas o por transición de gabros metaestables a eclogitas estables (figura 22.2c) (Falvey, 1974; Haxby *et al.,* 1976; Jagoutz *et al.,* 2007). Está comprobado como teoría plausible sólo en la cuenca de Michigan.

d) Ajuste isostático de un graben. Al hundirse un bloque ligero por separación de los dos bloques vecinos, la falta de masa resultante es compensada por el aporte de sedimentos que rellenaría el espacio creado (figura 22.2d) (Vening Meinesz, 1950). La evidencia geofísica ha demostrado que no existe la cuña de material ligero hundiéndose en el manto más denso bajo el centro del graben, ya que es imposible isostáticamente, sino todo lo contrario, rocas de mayor densidad a poca profundidad bajo una corteza continental fracturada y adelgazada.

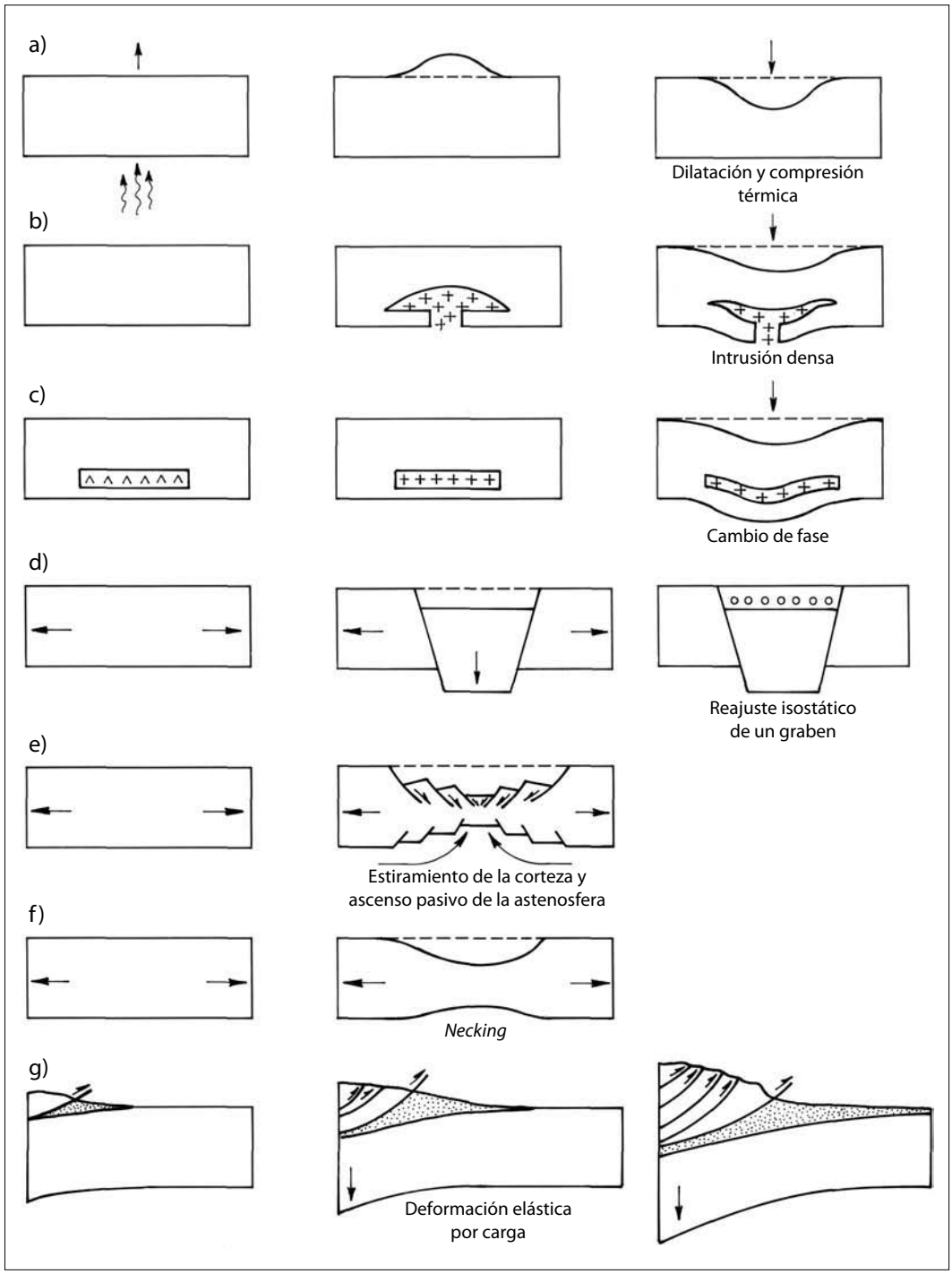


Figura 22.2. Diferentes mecanismos básicos que se han propuesto para explicar la subsidencia: a) dilatación y contracción térmica; b) reajuste isostático tras intrusión de material denso; c) reajuste isostático tras cambio de fase en la corteza inferior; d) reajuste isostático de un graben; e) extensión por liberación de tensiones en el interior de una placa continental; f) estiramiento *(necking)* de la corteza continental, y g) flexión elástica de la corteza por carga.

e) Fracturación y extensión de placas continentales por liberación de esfuerzos existentes en su interior (figura 22.2e) (McKenzie, 1978; Cloetingh y Kooi, 1992; Ángel y Buck, 2007). Las diversas variantes de este modelo se ajustan a los datos observados en rifts continentales y márgenes oceánicos.

f) Estiramiento *(necking)* de la corteza, lo que supone al menos un comportamiento viscoelástico o plástico de su parte inferior (figura 22.2f) (Artemjev y Artyushkov, 1971; Jagoutz *et al.,* 2007). Al igual que el caso anterior, con el que comparte muchas características, explica la formación de rifts continentales y márgenes oceánicos. Se combina con flujo térmico elevado.

g) Respuesta elástica a la carga de sedimentos o cabalgamientos (figura 22.2g) (Walcott, 1972; Ziegler y Cloetingh, 2004). Explica correctamente la presencia de cuencas asimétricas al frente de cadenas plegadas (cuencas de antepaís o *foreland basins*) y la acumulación de sedimentos en los márgenes oceánicos.

De todo lo anterior y, resumiendo, se deduce que hay tres procesos con validez universal responsables de la aparición de subsidencia y por tanto de la formación de la mayor parte de las cuencas:

1. Extensión de la corteza por tensión.
2. Contracción térmica causada por el calentamiento-enfriamiento de la corteza y el manto (subsidencia térmica).
3. Deformación flexible o elástica por carga.

El Tratamiento detallado de la reología de la litosfera y los procesos de transmisión del calor en cada uno de estos procesos excede los límites de este capítulo y se encuentran descritos en las obras de Beaumont y Tankard (1987), Middleton y Wilcoks (1994), Busby e Ingersoll (1995), Einsele (2000), Miall (2000), Allen y Allen (2005) y Keary y Vine (2006), entre otras.

Estos tres procesos actúan conjuntamente en cualquier cuenca, aunque no con la misma importancia en cada momento y sus efectos varían con el tiempo; para que se completen se necesitan períodos muy variables: desde unos pocos miles o algunos millones de años en el primero, a varias decenas de millones de años en los otros dos. En cualquier caso, la subsidencia total en una cuenca sería la suma de todos los procesos que conducen a ella (figura 22.3a). Por otro lado, los procesos que derivan en subsidencia no siempre implican una extensión ya que algunos se manifiestan prácticamente sólo en la vertical, sin extensión horizontal, como veremos más adelante.

La formación y posterior evolución de las cuencas será distinta en función de la respuesta de la litosfera a los efectos producidos por los tres procesos arriba mencionados, y esta respuesta está directamente relacionada con la propia composición de la litosfera. Así, en función de esta composición, la respuesta dada será de características frágil-dúctil, tanto para la corteza como para el manto superior, proporcionando, según el caso, fracturación o deformación (figura 22.3b). De este modo, la composición litosférica determina también su propio carácter reológico y, por tanto, condiciona los aspectos mecánicos de la formación de las cuencas.

Antes de analizar en detalle la deformación de las capas litosféricas es importante señalar que toda su dinámica está controlada por las corrientes convectivas del manto y, que éstas, se producen por heterogeneidades de su densidad debidas a calentamiento desigual por desintegración radioactiva de varios elementos (Turcotte y Oxbury, 1967; Richter, 1977). Las mayores heterogeneidades en el manto litosférico se producen cuando las placas litosféricas se introducen en su seno en las zonas de subducción (Richter y McKenzie, 1978). La heterogeneidad de densidades asociada al enfriamiento de las placas litosféricas en las dorsales oceánicas crean una fuerza horizontal denominada «empuje de dorsal» *(ridge push),* pero sólo representa el 10% del total de los esfuerzos que mueven las placas (Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2004); la fuerza dominante en la dinámica de placas es el esfuerzo descendente de las

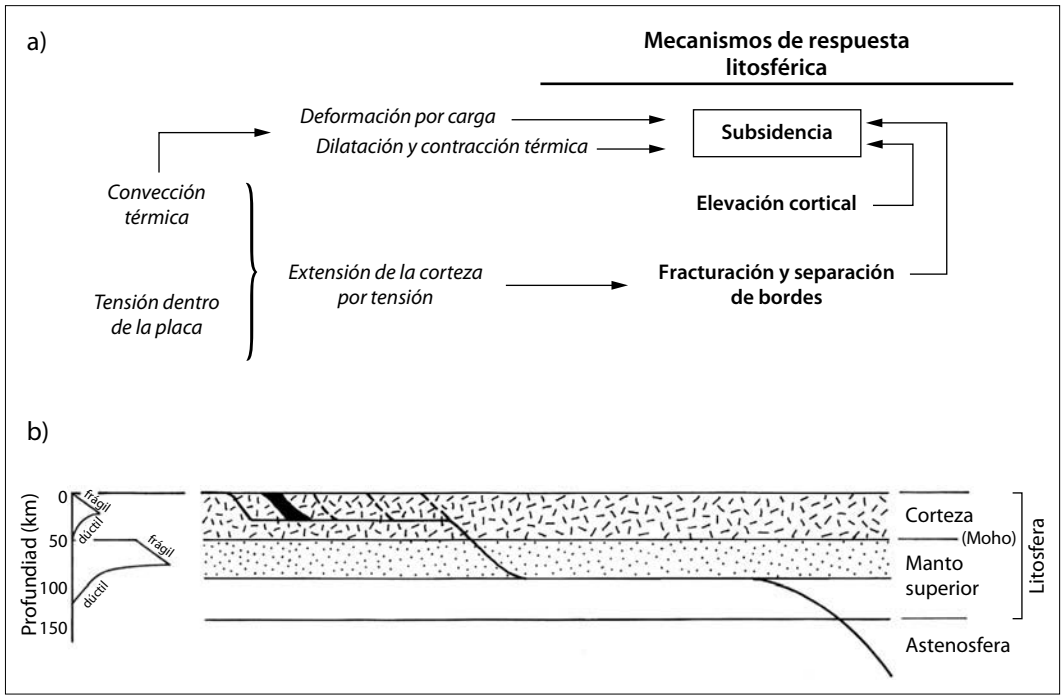


Figura 22.3. a) Diferentes mecanismos de respuesta litosférica y principales mecanismos que proporcionan subsidencia, b) comportamiento (dúctil-frágil) de la litosfera como respuesta a su composición.

placas subducidas denominado «tracción de placa» *(slab pull),* relacionada directamente con las corrientes convectivas del manto astenosférico (Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2002; Conrad *et al.,* 2004).

Extensión por tensión

Como se ha indicado anteriormente y ahora detallamos, existen dos modelos propuestos para explicar la extensión de la corteza y la formación de grabens por subsidencia: flujo térmico anormal *(hot-spot)* y tensiones en el interior de una placa cortical. El primer caso sería debido a un proceso «activo» mientras que el segundo sería «pasivo» (Neumann y Ramberg, 1978; Morgan y Baker, 1983; Kaz'min, 1984; Olsen y Morgan, 1995; Reston y Pérez-Gussinyé, 2007) (figura 22.4). Existen casos que se pueden explicar por uno u otro mecanismo indistintamente. La diferencia principal es que el primer mecanismo tiene una fuente magmática activa bajo la zona en extensión y que ésta es la consecuencia de un proceso de dilatación por calentamiento, mientras que en la segunda la causa de extensión es una acomodación de esfuerzos tectónicos, y los procesos magmáticos, una consecuencia posterior de los mismos (Reading, 1986).

El primer mecanismo supone que la elevación debe preceder al estiramiento, en este caso, se produce un extenso vulcanismo previo, fruto de la acción de un punto caliente del manto, una posterior elevación y estiramiento de la corteza y una fracturación radial y hundimiento final (Bott, 1981; Negel y Buck, 2007). La evolución de zonas como la depresión Afar en Etiopía y el graben del Rhin se adaptan a este mecanismo (figura 22.4). La elevación topográfica que precede a la ruptura puede durar decenas de millones de años, como se ha demostrado en el Afar (Morley, 1999; Yirgu *et al.,* 2006; Pik *et al.,* 2008).

La iniciación de la separación ha sido explicada de forma ligeramente diferente por Vetter y Meissner (1979) y Meissner y Strehlau (1982). Una pluma *(hot spot)* ascendente de material

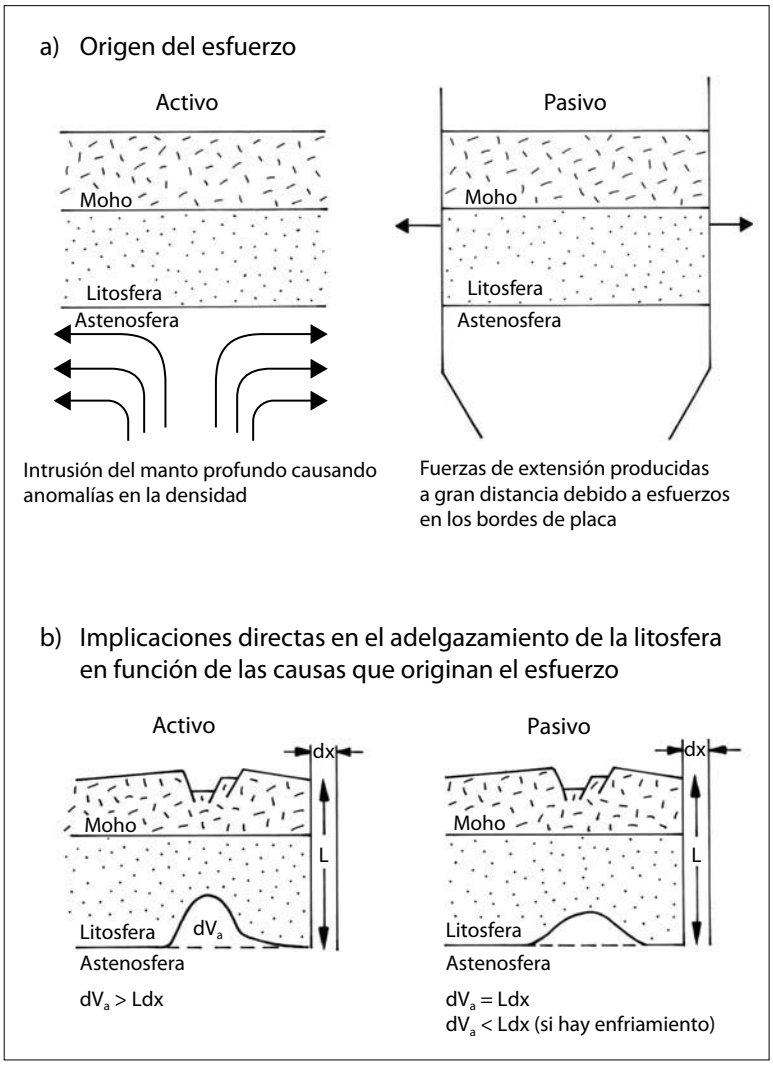


Figura 22.4. Modelo simplificado de las últimas etapas de los mecanismos que generan el esfuerzo que provoca la ruptura continental y las implicaciones directas que éstos causan en el adelgazamiento de la litosfera. Modificado de Olsen y Morgan, 1995.

ligero y caliente que atraviese un área de la corteza con gradiente vertical de viscosidades divergirá lateralmente al alcanzar un nivel de menor viscosidad, como la astenosfera y la corteza continental inferior.

El segundo mecanismo (McKenzie, 1978; Beaumont *et al.,* 1982b) supone que la tensión acumulada en el interior de una placa por movimientos diferenciales en sus bordes se puede liberar como una zona de fracturas lineales de distensión, que estiran la corteza (figura 22.4). El espacio creado se rellena por astenosfera plástica caliente que asciende pasivamente. Como indican Beaumont *et al.* (1982b), hay tres posibles variantes del mecanismo: una, la extensión simple de la corteza (figura 22.5a), otra, el mismo tipo de extensión acompañado de la intrusión de diques producidos por segregación de la astenosfera, que queda empobrecida en volátiles (figura 22.5b) y, otra la de una extensión variable con la profundidad, mayor en superficie y menor en profundidad (figura 22.5c).

Los dos mecanismos descritos, activo y pasivo, parecen hasta el momento, según la mayoría de los autores, los más coherentes para explicar la subsidencia por tensión y, por tanto, la posterior formación de cuencas; sin embargo, el mecanismo asociado a un punto caliente sublitosférico parece el más indicado a la hora de explicar el levantamiento de los rifts continentales actuales mientras que, el asociado a fuerzas en los límites de placas, parece justificar mejor los procesos de los grandes rift mesozoicos, como sería el caso del mar del Norte. Hay que tener en cuenta, por otro lado, que estos mecanismos pueden actuar sobreimpuestos y reforzados por otros locales, como los esfuerzos producidos por la topografía y la distribución de la densidad respecto a la profundidad (Bott, 1995; Burbank y Anderson, 2001). Las variantes posibles de extensión en la corteza continental y la posible subdivisión de la misma en fragmentos autónomos separados por despegues horizontales se estudia en detalle en Renaut y Ashley (2002).

Hay que considerar en este apartado que el adelgazamiento de la litosfera no es siempre un fenómeno relacionado con la extensión-subsidencia en la forma que acabamos de ver, ya que, algunos mecanismos relacionados con la conducción térmica, la inyección de magmas o la penetración diapírica (Neugebauer, 1987; Bott, 1995; Ziegler y Cloetingh, 2004) pueden producir adelgazamiento litosférico y, por tanto, subsidencia, sin necesidad de extensión. Los motivos que hicieron pensar en estos mecanismos se basan en que la masa astenosférica inyectada bajo algunos sistemas de rift modernos, como el del Este Africano, es mucho mayor que la que se pueda explicar exclusivamente debido a la simple extensión que pueda observarse desde la corteza superior.

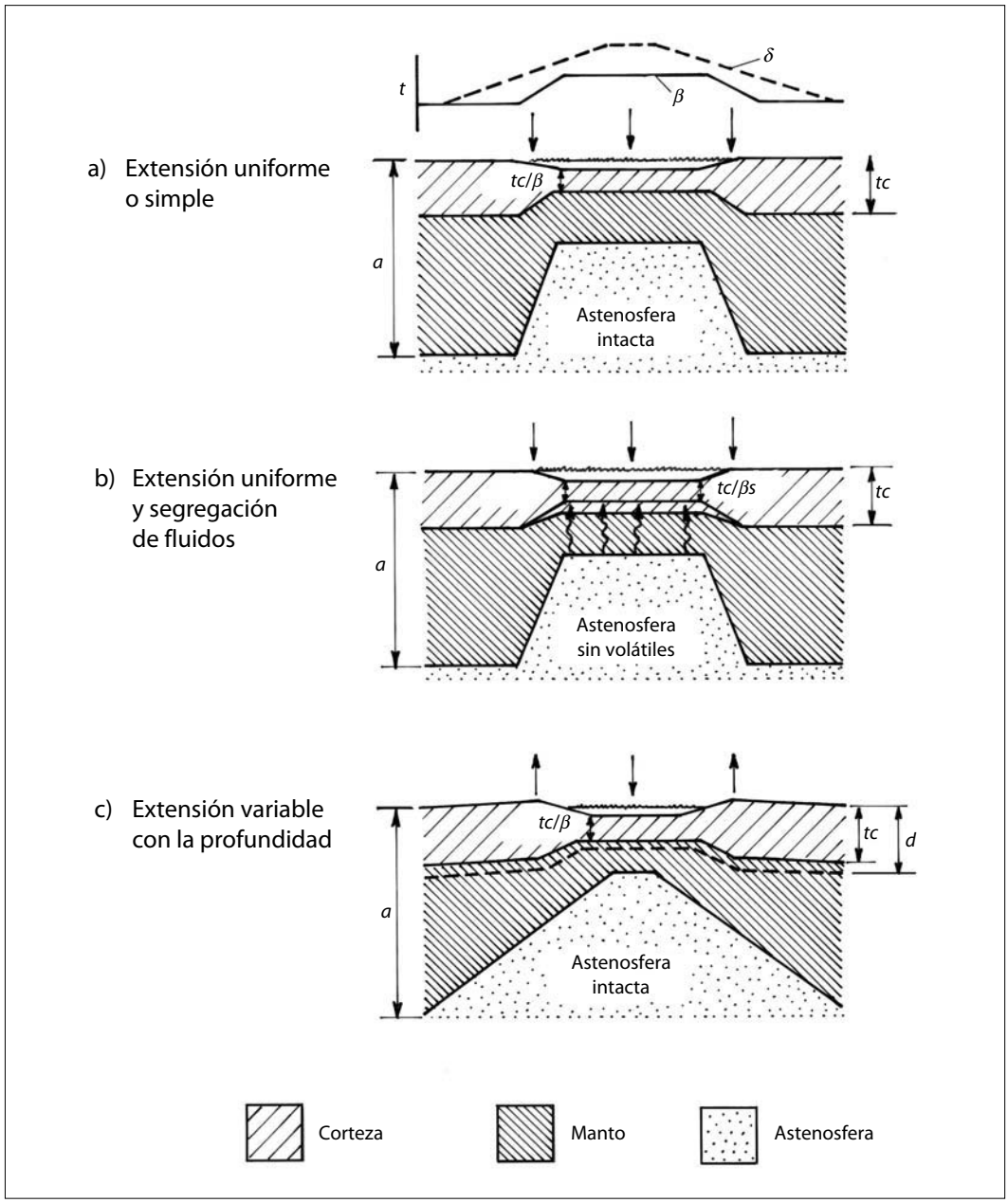


Figura 22.5. Extensión de la corteza e intrusión pasiva del manto con formación de un graben y sus variantes de extensión litosférica durante la ruptura de ésta o *rifting*. En el modelo de extensión uniforme (a) tanto la corteza como la litosfera son extendidas y adelgazadas por β (cantidad de extensión), al tiempo que β va variando con la posición, como se muestra en la parte superior de la figura. Siempre se produce subsidencia inicial cuando $\beta > 1$, al tiempo que la litosfera extendida es substituida por masa astenosférica. Una situación similar de extensión de β sucede en el modelo de extensión uniforme y segregación se fluidos (b); sin embargo, aquí, la corteza extendida es engrosada por basaltos llegados desde la astenosfera. En el modelo de extensión variable con la profundidad (c) la extensión es igualmente mediante β, y un nivel superior z que sea menor o igual que d (profundidad a la que cambia la cantidad de extensión de β a δ al tiempo que la ductilidad de la litosfera) es extendido mediante β, mientras que un nivel inferior que sea igual a d es extendido mediante δ, como se muestra en la parte alta de la figura. d debe ser mayor o menor que el espesor inicial de la corteza (t_c). Así, t_c/β_s es el espesor final de la corteza una vez que se han incorporado los fluidos segregados. El modelo de extensión variable con la profundidad puede llevar consigo un levantamiento inicial en regiones donde β es pequeño, de igual modo que puede provocar subsidencia cuando β y δ son elevados. Modificado de Beaumont *et al.*, 1982a.

Cuando el estiramiento va asociado a la subsidencia aquél se produce en un corto espacio de tiempo (p. ej., con una expansión de 2 cm/año se crea un rift de 100 km de ancho en 5 m.a.) y la subsidencia inicial antes de la deposición de sedimentos se sitúa aproximadamente en 2,5 km (Beaumont *et al.,* 1982b). Esta cifra es aproximadamente igual a la profundidad media de las dorsales medio-oceánicas actuales, por lo que estos modelos predicen también con precisión el comienzo y mantenimiento de la fuente de la corteza oceánica si el proceso de estiramiento continúa.

En cualquiera de los casos considerados, la extensión por tensión es muy rápida desde el punto de vista geológico, por lo que la astenosfera asciende conservando su temperatura y disminuyendo su presión, en un fenómeno adiabático que provoca la fusión parcial de la fracción más volátil (basáltica) cuando la corteza se adelgaza a unos 75 km y el coeficiente de extensión es 1,63 (Keen, 1987). Si este material fundido migra, la subsidencia del área será mayor que si permanece *in situ* debido a la diferencia de densidades entre el basalto fundido y el basalto sólido y los reajustes isostáticos consiguientes.

La extensión crustal se realiza de forma diferente según el nivel de la corteza. Así, la parte superior, rígida, se rompe en fallas normales lístricas con giro más o menos grande de los bloques afectados, lo que explica la falta de cuñas profundas de materiales ligeros bajo los grabens mientras que, la parte inferior, más caliente, lo hace por extensión dúctil continua.

Subsidencia térmica. Contracción causada por enfriamiento de la corteza y manto

El enfriamiento (después de una etapa previa de calentamiento y elevación) y la contracción térmica simultanea de los materiales de la corteza, se produce cuando se suprime el aporte de material caliente de la astenosfera o se aleja del foco caliente. Es un proceso relativamente lento, que decrece de forma exponencial con el tiempo, hasta que se alcanza un equilibrio al cabo de unos 60 m.a. (Beaumont *et al.,* 1982a; Sleep, 1971; Reston y Gussinyé, 2007). El calor inicial puede ser debido a una fuente térmica similar al modelo convectivo propuesto para la creación de tensión en el apartado previo.

Este proceso afectará a áreas mucho más extensas que las inicialmente separadas por estiramiento, y queda reflejado en una disposición de los sedimentos en «onlap» sobre los márgenes de la cuenca (figura 22.6). Asimismo, si se produce la expansión de fondos oceánicos, los antiguos bordes del rift inicial se alejarán cada vez más del foco de energía calorífica y también se contraerán. El equilibrio se obtiene al cabo de unos 60-80 m.a. tras una contracción de aproximadamente 3-3,5 km, lo que está de acuerdo con las profundidades medias de las llanuras abisales actuales.

El flujo de calor desde el interior de la Tierra hacia su superficie es continuo, como se demostró a principios de los años setenta al comprobarse la estrecha relación existente entre éste y la generación, migración y acumulación de petróleo y gas en las cuencas. Se ha llegado a estimar que la Tierra está perdiendo calor hacia el espacio en un valor medio de $3{,}10^{13}$-$4{,}10^{13}$ vatios desde toda su superficie, aunque de forma desigual en función de que se trate de una zona tectónicamente más o menos estable (Verhoogen, 1980). Hay dos principales fuentes de calor, una que asciende a través del límite de la parte alta convectiva del manto con la parte litosférica suprayacente mientras que, la otra, es debida a la desintegración de elementos radioactivos como el U, Th y K (McCulloh y Naeser, 1989; Huismans *et al.,* 2001).

El momento de paso de un tipo de subsidencia inicial por estiramiento a otra de contracción térmica en una cuenca marina en expansión se marca por una discordancia («discordancia de ruptura» de Watts, 1981) (figura 22.6). Si el manto litosférico, de carácter rígido, sufre una separación general mayor que la corteza, la disposición de los sedimentos en *onlap* sobre

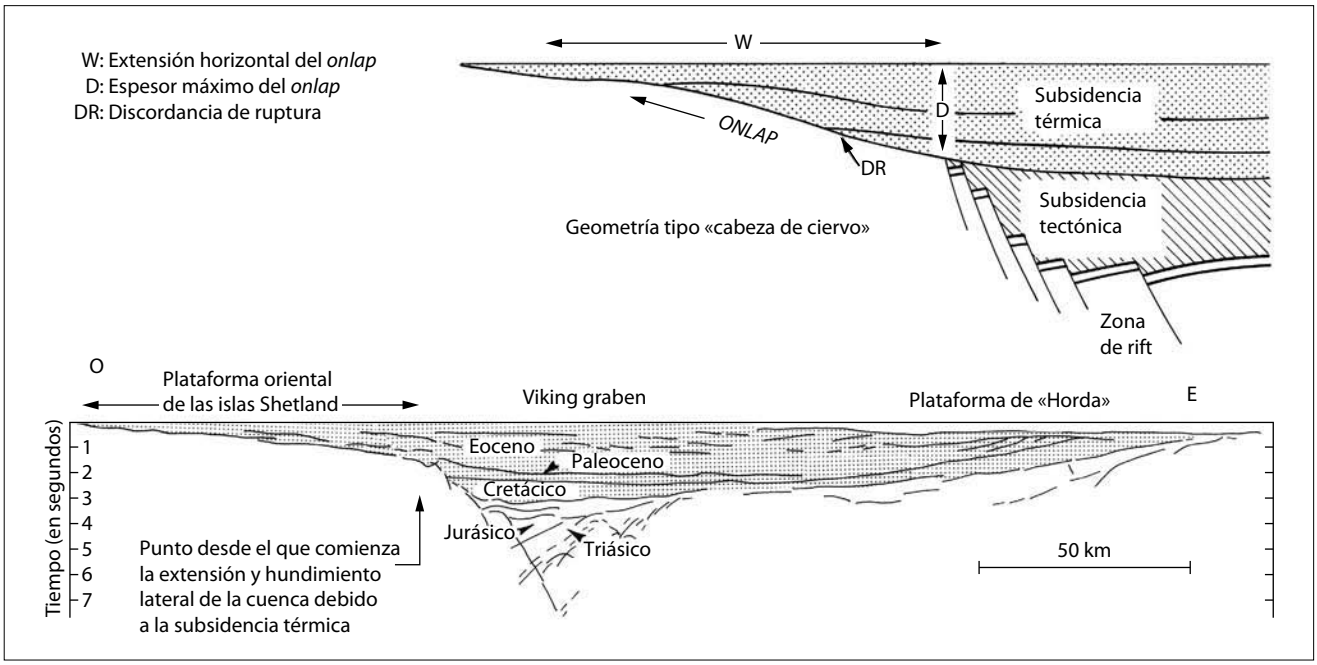


Figura 22.6. Geometría idealizada de «cabeza de ciervo» mostrando el solapamiento *(onlap)* estratigráfico hacia el margen de la cuenca durante la etapa de *postrift* (representado mediante puntos). La parte inferior de la figura muestra un ejemplo real tomado en la plataforma de «Horda», en el Viking Graben. Modificado de White y McKenzie, 1988.

el borde de la cuenca antes citada tomará una forma peculiar, similar a una «cabeza de ciervo» (*steer's head* de White y McKenzie, 1988). A partir de la «discordancia de ruptura» la subsidencia térmica se manifestará en la cuenca por actuar de forma más lenta y por abarcar una mayor superficie si comparamos con la subsidencia inicial o tectónica (figura 22.6). El caso mejor conocido de esta evolución temporal de las dos fases de extensión es probablemente el del Rhin, bien resumido en Bernouilli *et al.* (2007).

La acumulación rápida de sedimentos en una zona afectada por subsidencia térmica produce un «efecto de abrigo» (*thermal blanketing* de Beaumont *et al.,* 1982b; Mareschal y Glico, 1991) que impide la disipación rápida de la energía calorífica, difundiéndose lateralmente y reduciendo la subsidencia debida al enfriamiento hasta en 1,5 km.

El enfriamiento de la corteza depende de la distancia de la fuente calórica a la superficie. Como se realiza básicamente por conducción, las características de este tipo de flujo calórico hacen que sea proporcional al cuadrado de la distancia citada (Morgan y Ramberg, 1987). Por tanto, las perturbaciones superficiales como las cámaras magmáticas crustales se enfriarán antes y tendrán menores efectos que las fuentes calóricas situadas en la astenosfera.

Subsidencia por carga

Muchos autores (por ejemplo, Watts y Ryan, 1976; Keen y Boutilier, 1990) han observado el efecto que la acumulación de sedimentos, desplazando las masas de agua, producen en los márgenes continentales, hundiéndolos bajo su peso, por flexión del basamento rígido. El efecto es multiplicado si además los sedimentos progradan hacia el mar.

No sólo la carga de sedimentos, sino, por ejemplo, el avance progresivo de una cadena plegada sobre su antepaís o la aparición de un gran volcán producen una carga que debe compensarse por flexión (figura 22.7). Esto es posible porque la corteza presenta gran resistencia a la deformación por esfuerzos horizontales, pero poca a los verticales.

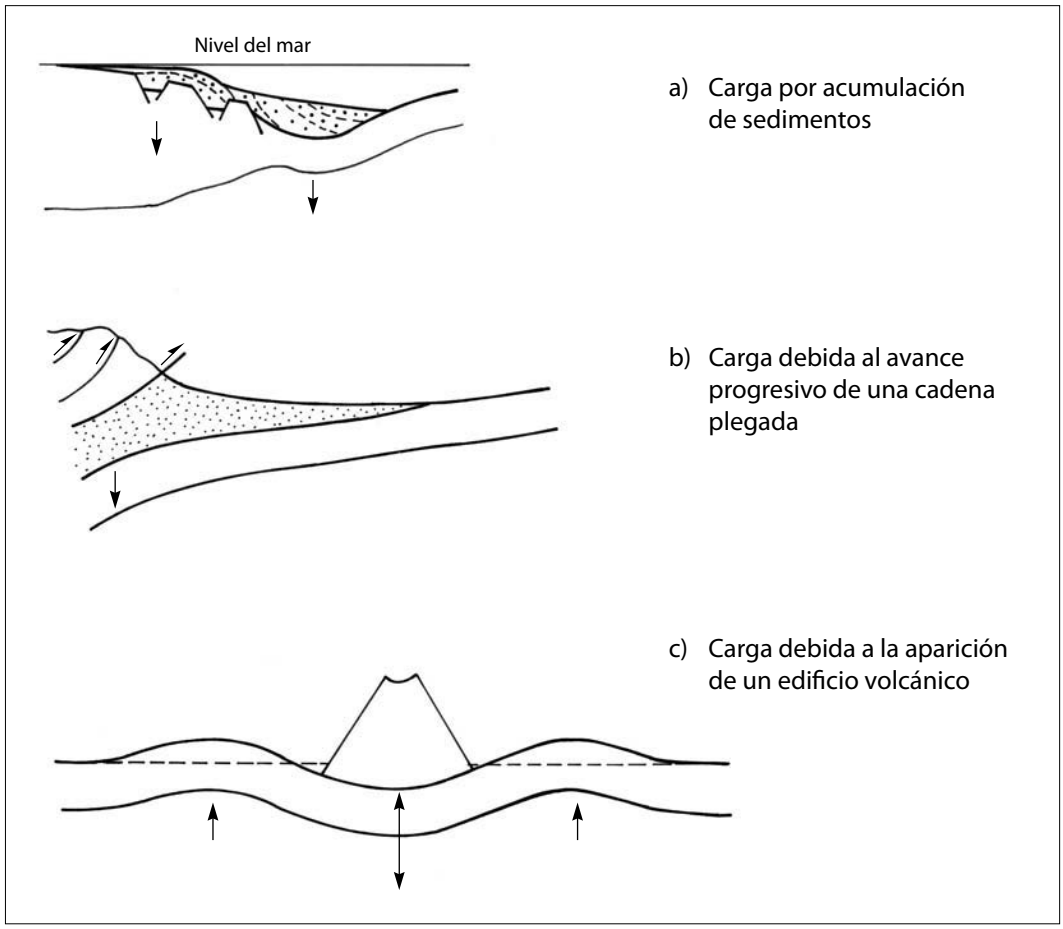


Figura 22.7. Diversas situaciones de deformación elástica de la corteza debido a la carga.

Este tipo de deformación no se debe a causas tectónicas (sólo indirectamente), sino a reajustes isostáticos. La carga de una columna de agua de 1.000 m produce una subsidencia isostática de unos 400 m; si se sustituye este espesor inicial de agua por sedimentos se producirá una depresión adicional de 2.000 m, lo que supone que por el mero hecho de depositarse éstos en un borde de cuenca, se puede producir una acumulación de unos 3,5 km a partir de una profundidad inicial de sólo 1 km.

La respuesta de la corteza a una determinada carga de agua o sedimentos puede atribuirse a dos mecanismos diferentes: reajuste isostático local en el área afectada únicamente, con movimiento vertical de bloques (Hipótesis de Airy) o, flexión elástica del bloque continental afectado, comparable a una viga fija en un extremo que recibe carga en el otro (Hipótesis de Walcott).

En el primer caso, sólo aplicable si existen fallas casi verticales que aislen unos bloques de otros, como en algunos rift intracontinentales, la sustitución del aire o el agua por sedimentos más densos provoca un hundimiento que se puede estimar en unas tres veces la profundidad inicial de la cuenca. En el caso de respuesta elástica por flexión, aplicable a casos como las márgenes pasivas continentales, los valores son parecidos, pero la deformación se extiende 150 km más allá del área afectada por la carga en ambos sentidos, creando zonas subsidentes amplias en la plataforma y el continente (Walcott, 1972). Este proceso no explica la totalidad de la subsidencia, pero sí constituye una aportación fundamental al conjunto de la subsidencia de una cuenca.

En cualquier caso, la subsidencia debida a la carga por acumulación de sedimentos no puede justificar por sí sola algunas potencias elevadas de sedimentos acumulados, como sería el caso de algunos márgenes continentales de tipo Atlántico. Otros factores en estas zonas, tales como la contracción térmica, escape de flujos de material de la corteza o metamorfismo de la parte inferior cortical deben, de algún modo, contribuir también a la subsidencia (Watts y Ryan, 1976; Olsen y Morgan, 1995).

Valores de la subsidencia y extensión

Si como hemos visto anteriormente, la subsidencia total en una cuenca puede ser el resultado de la actuación de diferentes procesos, el estudio de la misma supondrá determinar qué actuación tuvo cada uno de ellos. Conocer la subsidencia en sus diferentes etapas supone poder entender la evolución de la cuenca, pues el estilo de extensión de las cuencas depende del grado de subsidencia de las mismas (Joy, 1993).

La subsidencia inicial o subsidencia tectónica equivaldría a quitar a la subsidencia general aquellas producidas por la carga debida a los sedimentos y por las fluctuaciones eustáticas del nivel del mar, tratándose pues de una corrección de tipo matemático. De esta manera, podría definirse la subsidencia tectónica como aquella que experimentaría el suelo de la cuenca si sobre el mismo se dispusiera una columna de agua cuyo techo equivaliese al nivel actual del agua del mar.

El cálculo matemático más utilizado para determinar la subsidencia tectónica posiblemente sea el elaborado mediante la ecuación de Steckler y Watts (1978):

$$TS = H(pm - ps/pm - pw) - \Delta SL(pm - pw) + \Delta WD$$

donde TS es la subsidencia tectónica, H representa el espesor de los sedimentos, ΔSL es el cambio eustático del nivel del mar, ΔWD representa la profundidad del agua y pm, ps y pw son las densidades del manto astenosférico, sedimento y agua del mar respectivamente.

La mayoría de los datos se obtienen de los sedimentos, bien directa o indirectamente. Así, H se obtendría de los logs al igual que ps, que está en función del tipo de sedimento y de la porosidad. La porosidad es un dato básico, pues nos permite conocer la compactación sufrida por los sedimentos y, por tanto, el espesor real de los mismos. Estos cálculos pueden obtenerse a través de la ecuación de Sclater y Christie (1980):

$$f = f_o \exp(-cz)$$

donde f es la porosidad, f_o representa a la porosidad en superficie, c es la compactación y z la profundidad.

ΔSL se supone que se refiere al área en que se sitúa la cuenca de estudio pero, asumiendo errores podría obtenerse directamente por datos conocidos de curvas eustáticas como las de Haq *et al.* (1987). ΔWD se obtiene a través de los datos sedimentológicos y de fósiles; pm y pw se toman como datos estándar.

Es evidente que los diferentes cálculos que se describen arriba pueden presentar complicaciones y hacerse más complejos de lo que aparentemente muestran. Para estos casos se puede consultar una bibliografía más específica, como la citada arriba, a la que se pueden añadir los trabajos de Allen y Allen (1990); Barton y Wood (1984); White y McKenzie (1988); Bertram y Milton (1989), entre otros.

El resultado de un estudio completo de subsidencia puede explicarse gráficamente como muestra la figura 22.8 para el caso del Viking Graben, próximo a las costas del Reino Unido.

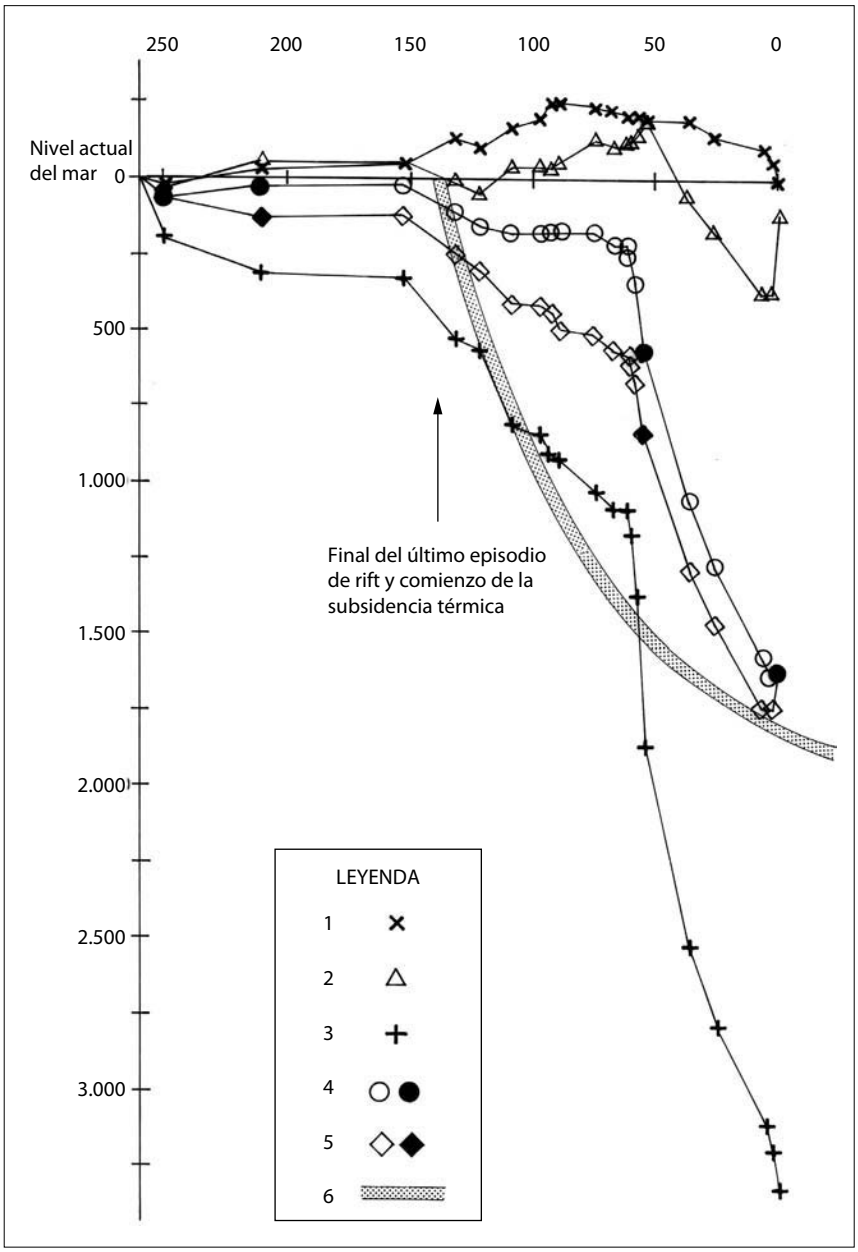


Figura 22.8. Explicación de un ejemplo de evolución de la subsidencia tomado al NO del Graben Central, en la costa oriental del Reino Unido. 1) Nivel eustático del mar. 2) Posición del fondo marino (la distancia vertical entre 1 y 2 es la profundidad del agua). 3) Subsidencia tectónica no corregida por la compactación. 4) Subsidencia tectónica corregida del efecto de la compactación utilizando el método de Sclater y Christie (1980) (se rellenan los puntos sobre las curvas de subsidencia tectónica para los que la profundidad del agua es conocida por estudios sedimentológicos). 5) Subsidencia total. 6) Curva de subsidencia tectónica para $\beta = 2{,}0$ y $t_0 = 140$ m.a. Modificado de Joy, 1993.

La cantidad de extensión que ha sufrido una cuenca se conoce como el factor β. Se trata de un valor teórico pero muy orientativo a la hora de comparar las diferentes evoluciones de distintas cuencas. Es teórico, puesto que su cálculo (McKenzie, 1978) se realiza suponiendo una cuenca sin sedimentos ni carga de agua, sólo teniendo en cuenta la subsidencia producida por el enfriamiento contando desde el momento en que el calor astenosférico deja de salir y asumiendo que el estiramiento será igual en la vertical, desde la corteza hasta la base de la astenosfera y, de que existe una compensación isostática inmediata que se toma de forma puntual, no estimándose por tanto el levantamiento isostático que pueda llegar a producirse debido a la erosión de las capas superficiales de la corteza. Trabajos más recientes (van Wees, 1994; van Wees *et al.,* 1998) asumen, incluso, un estiramiento no homogéneo en la vertical, separando al menos dos niveles. Se puede considerar pues como un indicador de la etapa posterior a la subsidencia tectónica.

Sin entrar en detalle (autores como Allen y Allen, 1990, 2005, profundizan ampliamente en este aspecto) el cálculo de β puede hacerse por diferentes métodos de los que aquí mencionamos brevemente tres (figura 22.9): *a*) a partir de las curvas de subsidencia, como las que previamente mencionamos, de manera que si se conoce el valor de la relación entre el espesor de la corteza y la litosfera podrían separarse los efectos de la subsidencia tectónica producidos en la etapa inicial de aquellos de subsidencia térmica, cuyo volumen sería equivalente al producido por el estiramiento, es decir, se obtendría la extensión de la litosfera (figura 22.9a); *b*) variaciones del espesor de la corteza deducidos por sísmica. Sería similar al anterior en el sentido de que desde una linea sísmica intentamos deducir la relación entre el espesor de la corteza y el de la litosfera (figura 22.9b), pero en este caso lo que se obtendría sería el valor del estiramiento cortical. *c*) Por rotación de bloques. Si conocemos el buzamiento de las fallas y estratos y consideramos que aquellas no han sufrido un desplazamiento importante durante la sedimenta-

ción, entonces el valor de β podría calcularse mediante la ecuación que se presenta en la figura 22.9c, y el resultado que obtendríamos sería el de la extensión de la corteza superior o rígida.

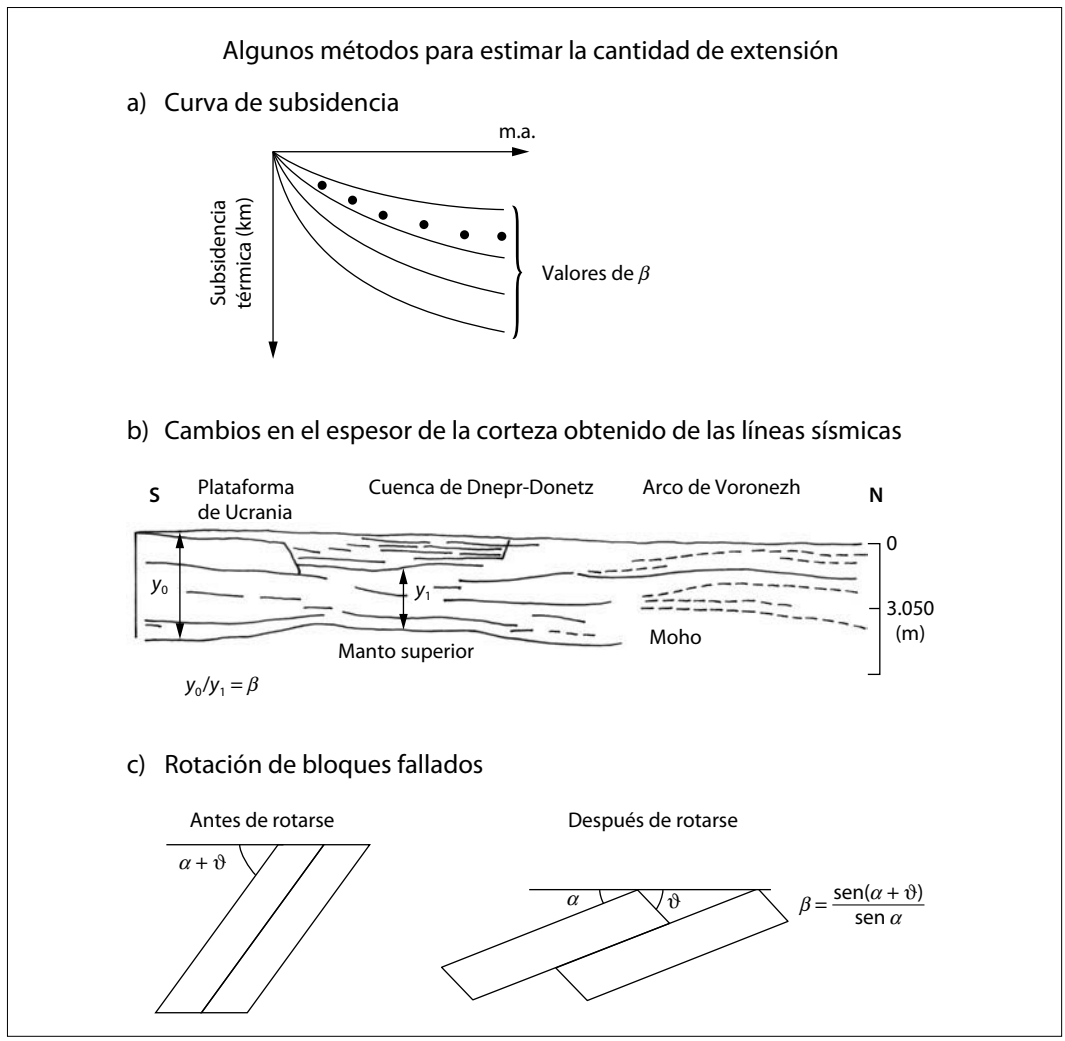


Figura 22.9. Diferentes métodos para calcular la cantidad de extensión β. a) Directamente, calculando las curvas de subsidencia a lo largo de un número determinado de millones de años; b) calculando la variación del espesor de la corteza desde un estudio detallado de lineas sísmicas; la diferencia sería la cantidad de extensión; c) determinando la rotación que han sufrido los bloques afectados durante la extensión. Modificado de Allen y Allen, 1990.

Elevación

Como vimos previamente, el estiramiento de la corteza y la posterior aparición de cuencas puede ser debido, básicamente, a un punto caliente bajo dicha corteza o a tensiones producidas en las márgenes de las placas y que terminan manifestándose en el interior de las mismas produciendo estiramiento y posterior fractura. En este segundo caso, el espacio creado se rellena por la astenosfera caliente que asciende de forma pasiva (Neumann y Ramberg, 1978; Morgan y Baker, 1983; Kaz'min, 1984; Stephenson *et al.,* 2001), es decir, se trataría de una evolución pasiva de las descritas previamente (figura 22.4). Para Beaumont *et al.* (1982b), habría tres posibles variantes de este mecanismo. La primera consiste en la extensión simple de la corteza (figura 22.5a). La segunda es del mismo tipo de expansión que la anterior, pero

acompañado de la intrusión de diques producidos por segregación de la astenosfera, que quedaría empobrecida en volátiles (figura 22.5b). Finalmente, otra tercera estaría producida por una extensión variable con la profundidad, mayor en superficie y menor en profundidad (figura 22.5c). Las dos primeras variantes dan como resultado una subsidencia simple tras formarse un graben, pero la tercera predice una elevación isostática temporal de los bordes del graben por ajuste isostático del exceso de corteza densa que se encuentra bajo ellos, ya que, al disminuir la extensión en profundidad en una hipotética columna, se concentraría más masa en la zona de los labios (Chéry *et al.,* 1992). Algo similar sucede en las cuencas del Rhin (Illies, 1981), Baikal (Agar y Klitgord, 1995) o en la de los rift cenozoicos africanos (Ebinger *et al.,* 1987). Los problemas de espacio creados por el estiramiento desigual se pueden resolver mediante la efusión de rocas volcánicas procedentes de los niveles inferiores de la corteza.

Los ajustes isostáticos que producen el levantamiento dependen del adelgazamiento cortical y la elevación del gradiente geotérmico. La magnitud del levantamiento estará, por tanto, en función de la capacidad de flexura de la litosfera y también de la capacidad de extensión y grado de buzamiento de la falla principal sobre la que la extensión se desarrolla con mayor intensidad; el levantamiento será menor con fallas más tendidas y aumentará con el incremento de la rigidez flexural y del espesor litosférico (Bott, 1995). En función de estos parámetros se han llegado a calcular elevaciones de los labios que bordean las fracturas sobre las que se constituyen los bordes de las cuencas del orden de decenas de metros a algo más de 1 km (Egan, 1992) (figura 22.10). Estos valores encajan muy bien con aquellos estimados para ejemplos de cuencas antiguas dentro del registro geológico. Egan (1982) señala, igualmente, que la erosión inducida debida al cambio topográfico experimentado en el labio levantado por

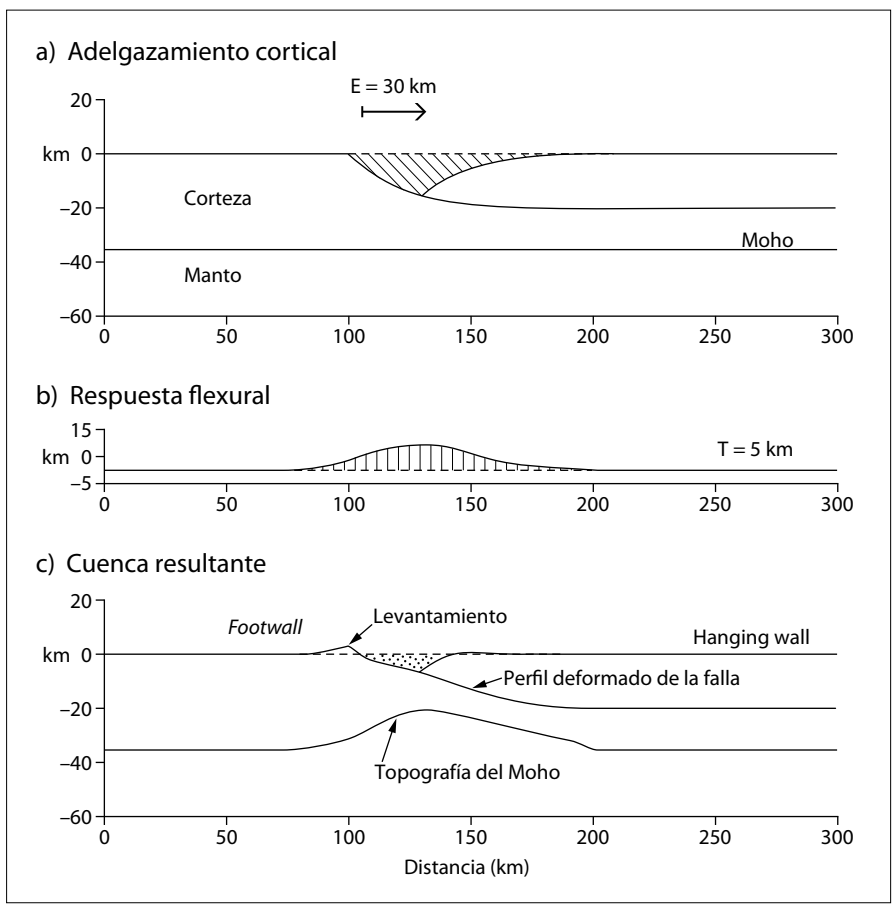


Figura 22.10. a) Simulación de la respuesta isostática, flexural, de la litosfera a una extensión de 30 km a través de una falla principal de ángulo bajo. b) Se genera un levantamiento regional que alcanza un máximo de hasta 8 km sobre la cuenca. Como resultado de lo anterior se genera una cuenca de 7 km de profundidad con la elevación de ambos labios (*footwall* y *hanging wall*). El levantamiento regional ha causado también una deformación significante en la geometría inicial de la falla con lo que se experimenta también una modificación en la topografía del Moho. Los cálculos para los modelos asumen que la rigidez flexural de la litosfera esta definida para un espesor elástico efectivo de 5 km. Adicionales fuerzas de carga generadas tectónicamente, incluyen aquellas que aparecen por efecto térmico, relleno de la cuenca, etc., y han sido ignoradas. Modificado de Egan, 1992.

este mecanismo puede ser responsable de la formación de importantes discordancias en la cuenca.

En estos casos de elevación de flancos descritos para mecanismos pasivos, el levantamiento se produce significativamente después de la extensión e, incluso, después de la formación de la cuenca, como es el caso de los labios que bordean al golfo de Suez (Steckler, 1985). Sin embargo, recientemente (Bott, 1995) se han descrito procesos relacionados con mecanismos activos, como son el ascenso diapírico de la astenosfera que puede causar la redistribución de la masa de la parte dúctil de la corteza inferior de manera que, tras adelgazarse la corteza, la masa que desaparece de esa zona puede trasladarse lateralmente engrosando la parte inferior de los flancos de la cuenca (modelo de mecánica centrífuga de Mulugeta, 1985) que terminan elevándose por respuesta isostática.

Las áreas que han sufrido elevación no responden igual a lo largo de toda su extensión. El labio correspondiente a una zona elevada es normalmente irregular en planta, curvo y con fracturas que lo seccionan perpendicularmente. Esto provoca una actuación individualizada de cada bloque o sección que se encuentra separada por fallas secundarias, casi ortogonales, denominadas fallas de compensación, que acomodan las diferentes tasas de extensión a lo largo de los segmentos del rift principal (Ebinger, 1989b).

Fracturación

El estiramiento y adelgazamiento cortical, por el mecanismo que sea, crea una zona de debilidad que tiende a fracturarse cuando la tensión aumenta. Cuando el estiramiento continúa la fracturación aparecida tenderá a incrementarse creando un espacio o cuenca que será, por tanto, de origen distensivo, como veremos más adelante. El mecanismo de fracturación requiere una subdivisión reológica de la corteza en función de su densidad y comportamiento (Bott, 1976, 1995), de manera que la parte superior de ésta (10-20 km de espesor) sea rígida mientras que la inferior (70-90 km de espesor) mantiene un comportamiento dúctil. Este comportamiento favorece que, tras la citada tensión, se produzca un adelgazamiento general de la litosfera con abombamiento de la parte inferior dúctil y fracturación de la superior rígida.

Por otro lado, factores como el gradiente geotérmico, grado de extensión, reología, curvatura de la placa y el espesor de la corteza controlan la mayor o menor rigidez de la litosfera (Lavier y Steckler, 1977; van Wees y Cloetingh, 1996). El último de los factores, el espesor de la corteza, está también en relación con la superposición en el tiempo o no de más de una etapa de rift en la vertical, como sucede en el caso del rift de Kenia, donde se superponen más de una (Mugisha *et al.,* 1977).

Sea pasivo o activo el mecanismo que produjo el adelgazamiento cortical, parece no haber autores en contra de que éste se produzca sobre una zona previamente debilitada de la corteza, resultado de suturas o fracturaciones antiguas, favoreciendo el desarrollo de otras nuevas en la corteza superior (Lindholm, 1978; Illies, 1981; Ziegler y Cloetingh, 2004).

La fracturación de la corteza será pues, una de las respuestas finales a la tensión que se produce en la litosfera por un mecanismo determinado (activo o pasivo) y estará en relación con los otros mecanismos de respuesta anteriormente expuestos, estiramiento-subsidencia y elevación.

Cuando se produce la fracturación, ésta afecta inicialmente a una lineación determinada, pero el área afectada en torno a esa lineación inicial es mayor e, inmediatamente, se manifiesta mediante la propagación de dicha fracturación ensanchando la zona afectada.

El estilo de fracturación es diferente según el caso y está claramente relacionado con el estilo de estiramiento. Hasta comienzos de los años ochenta los modelos descritos utilizaban una deformación por estiramiento constante en la vertical de la litosfera para cada punto del área afectada, con fracturas verticales o muy inclinadas que cortan la litosfera por completo.

Sin embargo, los modelos clásicos no podían explicar el origen y evolución de muchas cuencas como se observó mediante perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución en varias zonas de rift intracontinental donde las fracturas superficiales no penetraban más allá de 9-12 km, con una geometría lístrica, que se asocia en profundidad en un único plano de falla de muy bajo ángulo de inclinación.

Esta asociación característica con fallas normales superficiales y fractura de despegue bajo ellas a profundidades medias, condujo a Coney (1980), Ramsay (1980) y Govers y Wortel (1993), entre otros, a postular que el despegue se desarrolla a favor de la zona de tránsito de deformación frágil superficial a dúctil profunda en la corteza continental, con la deformación dúctil concentrada en ciertas áreas (figura 22.11a).

Este proceso de estiramiento, denominado puro *(pure shear)* puede dar lugar a tasas de expansión de las cuencas muy elevadas, hasta el cien por cien, mientras que las diversas variantes de los modelos clásicos alcanzan como máximo el 25% aproximadamente.

Sin embargo, Wernicke (1981, 1985) rechaza también este modelo tan simple y supone que las fallas de despegue son accidentes de larga vida que se originan como fallas inclinadas 10° a 30° en superficie y se prolongan en profundidad perdiendo buzamiento (figura 22.11b). A lo largo de las mismas la deformación pasa de frágil a dúctil, pero al prolongarse la extensión con el tiempo, la zona inicial de deformación dúctil asciende isostáticamente al dominio superior frágil, al descargarse el bloque superior de la carga inicial de corteza y sedimentos; por tanto, puede haber deformación dúctil pre-, sin- y postsedimentación de cuenca intraplaca.

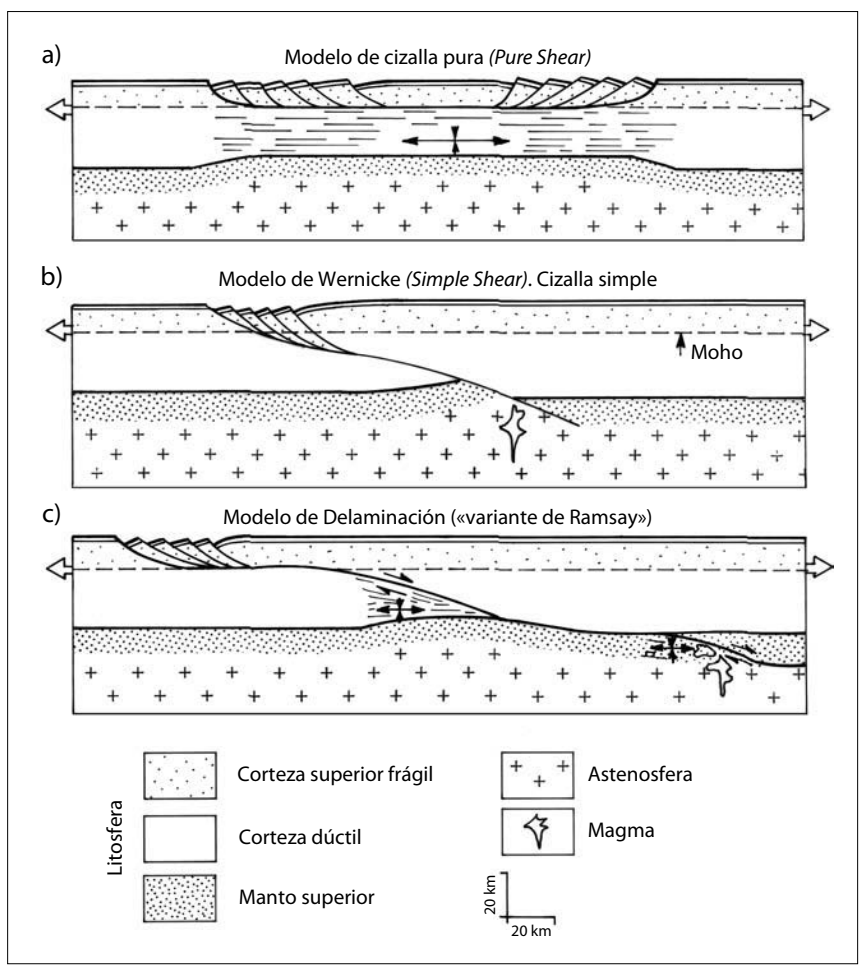


Figura 22.11. a) Modelo clásico de extensión uniforme, b) modelo de extensión de Wernicke con una falla de bajo ángulo que afecta a toda la corteza, c) variante de Ramsay, en la que se concentra la deformación dúctil en determinadas áreas.

Se trataría de un modelo de estiramiento denominado simple *(simple shear)* que daría una morfología adelgazada *(thin-skinned tectonics)* (Harry y Sawyer, 1992). Coward *et al.* (1987), resumieron como editores las ideas sobre tectónica distensiva en continentes. El análisis detallado de esta obra queda fuera del propósito de este capítulo, pero, aunque ya tiene más de dos décadas, enviamos a ella para un tratamiento en profundidad del tema.

DEFORMACIÓN DE LA CORTEZA Y CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

Los diferentes mecanismos de respuesta de la litosfera por la inyección de calor astenosférico o el aumento de tensión en los bordes de placa descritos en el apartado anterior pueden provocar cambios en el nivel del mar que modificarán la subsidencia por carga, al variar la columna de agua y el nivel de base, que es el máximo que pueden alcanzar los sedimentos en su acumulación.

El estudio de estos cambios es complejo, pues pueden obedecer a diversas causas aparte de las anteriormente citadas, como son las variaciones eustáticas verdaderas, debidas a avances o retrocesos de los casquetes glaciares, variaciones ligadas al desplazamiento de bloques continentales, variaciones ligadas a invasión o desecación de cuencas aisladas, aportes de aguas juveniles por degasificación de la corteza y el manto, deformaciones del geoide (Fairbridge, 1961; Vail *et al.,* 1977; Bally, 1982; Cloetingh, 1986; Allen y Allen, 1990; Einsele, 1992; Ziegler y Cloetingh, 2004).

Así, Cloetingh (1986) y Cloetingh y Kooi (1992), demuestran que los esfuerzos producidos por la interacción entre las placas litosféricas *(intraplate stress)* unido a factores como el régimen térmico, pueden originar levantamientos y hundimientos a centenares o miles de km que responden, compensando, dichos esfuerzos. Estos movimientos en la vertical condicionan local o regionalmente la acumulación de sedimentos y la variación del nivel del mar. Bosworth y Strecker (1997) han aplicado estos conceptos a los sedimentos terciarios del Rift afro-árabe.

Las escalas de variaciones del nivel del mar hasta ahora disponibles (por ejemplo, Vail, 1992; Vail *et al.,* 1977; Haq *et al.,* 1988) presentan problemas cuando se hace una comprobación a nivel global, por lo que sus efectos y correlación son aún muy difíciles de establecer (ver Miall, 1997).

TIPOS DE CUENCAS Y SEDIMENTOS ASOCIADOS

La interacción entre subsidencia, velocidad y tipo de sedimentación, régimen tectónico y flujo térmico, va a dar lugar a la gran variedad de cuencas existentes. La tectónica de placas puede ayudar a explicar las relaciones entre los factores anteriores, permitiendo una clasificación evolutiva de las cuencas en el que se utilizaría básicamente el ciclo de Wilson (1966): extensión-subducción-colisión.

Existieron numerosos intentos de clasificación de las cuencas en el contexto anteriormente citado, sobre todo intentando adaptar la teoría clásica del geosinclinal a la de tectónica de placas, por ejemplo, Mitchell y Reading (1969), Dewey y Bird (1970) y Dickinson (1971, 1974), pero poco a poco se abandonó el concepto de geosinclinal para pasar a utilizar la posición de la cuenca dentro de una placa (en el interior o en los límites de ésta) y su interacción con la sedimentación, para la clasificación de las mismas (Dickinson y Yarborough, 1976; Kingston *et al.,* 1983; Miall, 1981; Mitchel y Reading, 1986; Foster y Beaumont, 1987; Klein, 1987; Perrodon, 1988; Einsele, 1992; Leeder, 1999). En general, estas clasificaciones son muy similares unas a otras aunque usen términos diferentes.

Reading (1978) establece que la mayor dificultad con que se tropieza al relacionar sedimentación y tectónica de placas es, que las facies sedimentarias están relacionadas sólo indi-

rectamente con los procesos teóricos, con sismicidad, distribución del metamorfismo, etc., pero la comparación de las cuencas actualmente activas y su marco tectónico con las de cadenas plegadas antiguas ha permitido reconocer tres grupos diferentes de éstas (o tres estadios diferentes en algunas) claramente relacionados con el movimiento relativo de las placas en su contacto: divergentes, paralelos y convergentes.

Dickinson (1981) simplifica aún más la clasificación de las cuencas, al dividirlas en dos grupos únicamente: las ligadas a procesos de rifting extensionales y las ligadas a procesos orogénicos compresivos, dentro de los que separa una serie de subtipos. Considera que las cuencas a que dan lugar las uniones de placas mediante fallas en dirección se deben a una transpresión o una transtensión y pueden estudiarse en los grupos anteriores.

Kingston *et al.* (1983) propusieron una clasificación de las cuencas sedimentarias basada en tres elementos: secuencias deposicionales, tectónica sinsedimentaria y tectónica postsedimentaria.

Las secuencias deposicionales están limitadas por discordancias o sus superficies conformes equivalentes y se dividen en tres estadios: continental inicial, marino intermedio y continental y/o erosivo final.

La tectónica sinsedimentaria se caracteriza por el tipo de corteza que forma el substrato (continental, oceánico o continental adelgazado) y el tipo de movimiento de las placas durante la sedimentación (convergente o divergente, compartiendo la teoría de Dickinson, 1981) de que la transpresión y la transtensión son variantes de las anteriores).

La posición de la cuenca en la placa puede ser marginal o interior, con tres posibles movimientos: flexión, fracturas normales y fracturas en dirección. La tectónica postsedimentaria tendría movimientos debidos a fallas en dirección, plegamiento marginal o plegamiento total.

Combinando estos parámetros se llega a una clasificación con diez tipos de cuencas que pueden combinarse entre sí para describir la historia de cadenas plegadas complejas.

La clasificación de cuencas que emplearemos está basada en las de Reading (1978), Dickinson (1981) y Leeder (1999), donde añadimos dos tipos nuevos (de colapso y de inversión ligada a márgenes pasivos) y separamos las relacionadas con fallas en dirección por sus especiales características y las situadas en el interior de cratones difícilmente relacionables con los fenómenos de bordes de placas.

a) Cuencas ligadas a contactos con movimiento divergente de placas. Rifts intracontinentales:

- Aulacógenos.
- Rifts protooceánicos tipo mar Rojo.
- Márgenes pasivos tipo Atlántico.
- Cuencas inter-arco.
- Cuencas de colapso.
- Cuencas de desarrollo vertical.

b) Cuencas ligadas a contactos con movimiento paralelo de placas.

- Cuencas transtensionales.
- Cuencas transpresionales.

c) Cuencas ligadas a contactos con movimiento convergente de placas.

- Complejos de subducción.
- Cuencas de antepaís *(foreland basins)*.

d) Cuencas en el interior de cratones estables y mares interiores.

De las clasificaciones de cuencas que relacionan los movimientos tectónicos y los procesos sedimentarios podemos destacar dos. La primera, la de Miall (1981), que propuso una interesante clasificación de cuencas rellenas por sedimentos continentales y marinos someros en los que combinaba la dirección de las fallas principales, la dirección del drenaje y los diferentes estadios de evolución de la cuenca y los enmarcaba en un esquema de márgenes divergentes, convergentes pre-colisión, convergentes post-colisión y cuencas cratónicas. La segunda es la de Selley (1985), que diferencia entre cuencas post, pre y sindeposicionales.

Cuencas ligadas a contactos con movimientos divergentes de placas

Estas cuencas están asociadas a movimientos divergentes o de separación de las placas predominando las estructuras distensivas. Como indicamos anteriormente, la subsidencia inicial es muy rápida aunque localizada, debida a estiramiento y a desplazamientos de la corteza continental; posteriormente el enfriamiento progresivo produce una contracción que da lugar a otro tipo de subsidencia, más lenta, pero que afecta a un área mayor, a veces aumentada por la flexión provocada por la carga de sedimentos.

Dickinson (1981) subdivide estas cuencas en función del estado evolutivo de las mismas; así, desde una primera etapa hasta la más evolucionada pueden subdividirse en los siguientes tipos:

a) Cuencas en las que la ruptura de los bloques continentales es incompleta. Incluye los rift intracontinentales, sin relación clara con cuencas marinas y los aulacógenos o brazos fallidos de una unión triple aproximadamente perpendiculares a un margen continental.
b) Cuencas en las que la ruptura de los bloques continentales es completa, con aparición de corteza oceánica. Incluyen los rifts protooceánicos tipo mar Rojo, en los que la separación de los bloques es mínima y la sedimentación está claramente controlada por estos bloques continentales y las cuencas marinas con márgenes pasivos tipo Atlántico en las que la separación puede ser muy grande.
c) Cuencas inter-arco: situadas tras un complejo arco-surco en un borde convergente entre dos placas, pero en el que un arco magmático sufre tensiones locales que llevan a una distensión y rotura con aparición de nueva corteza oceánica.

Pueden existir casos intermedios entre uno y otro tipo de cuenca.

Rifts intracontinentales

Son estructuras alargadas, de hasta varios miles de kilómetros de longitud, en las que domina una tectónica vertical, formándose grabens y, más frecuentemente, semigrabens, ya que el juego de las fallas límite suele ser desigual o bien sólo existe una. Son de las estructuras geológicas más importantes en términos de abundancia y acumulación de sedimentos. Pueden aparecer en todos los continentes así como en corteza continental adelgazada bajo el mar. En el contexto de la Tectónica de Placas pueden situarse en el interior de cratones (Rift del E de África), en zonas intracontinentales en relación con colisión continental (graben del Rhin, rift del lago Baikal) (figuras 22.12 y 22.13a), a lo largo de fallas transformantes (mar Muerto y mar Salton) y en relación con interacciones complejas de placas en zonas de subducción y márgenes transformantes (rift del Río Grande) (Ingersoll, 1988; Leeder y Jackson, 1993).

Su anchura varía desde unos pocos metros (micrograbens) a 15-60 km en sistemas como el rift del lago Baikal o el rift del E de África (figura 22.13b), y su actividad puede extenderse

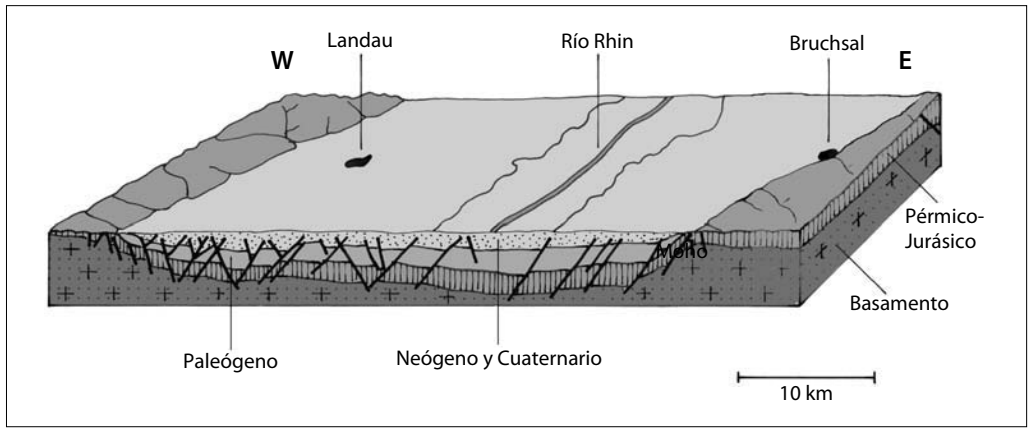


Figura 22.12. Corte «clásico» del Graben del Rhin, al norte de Karlsruhe, Centro Europa. Es un ejemplo aproximadamente simétrico de un modelo de cizalla pura *(pure shear);* no hay exageración vertical. Completar con figura 22.11a. Modificado de Einsele, 1992.

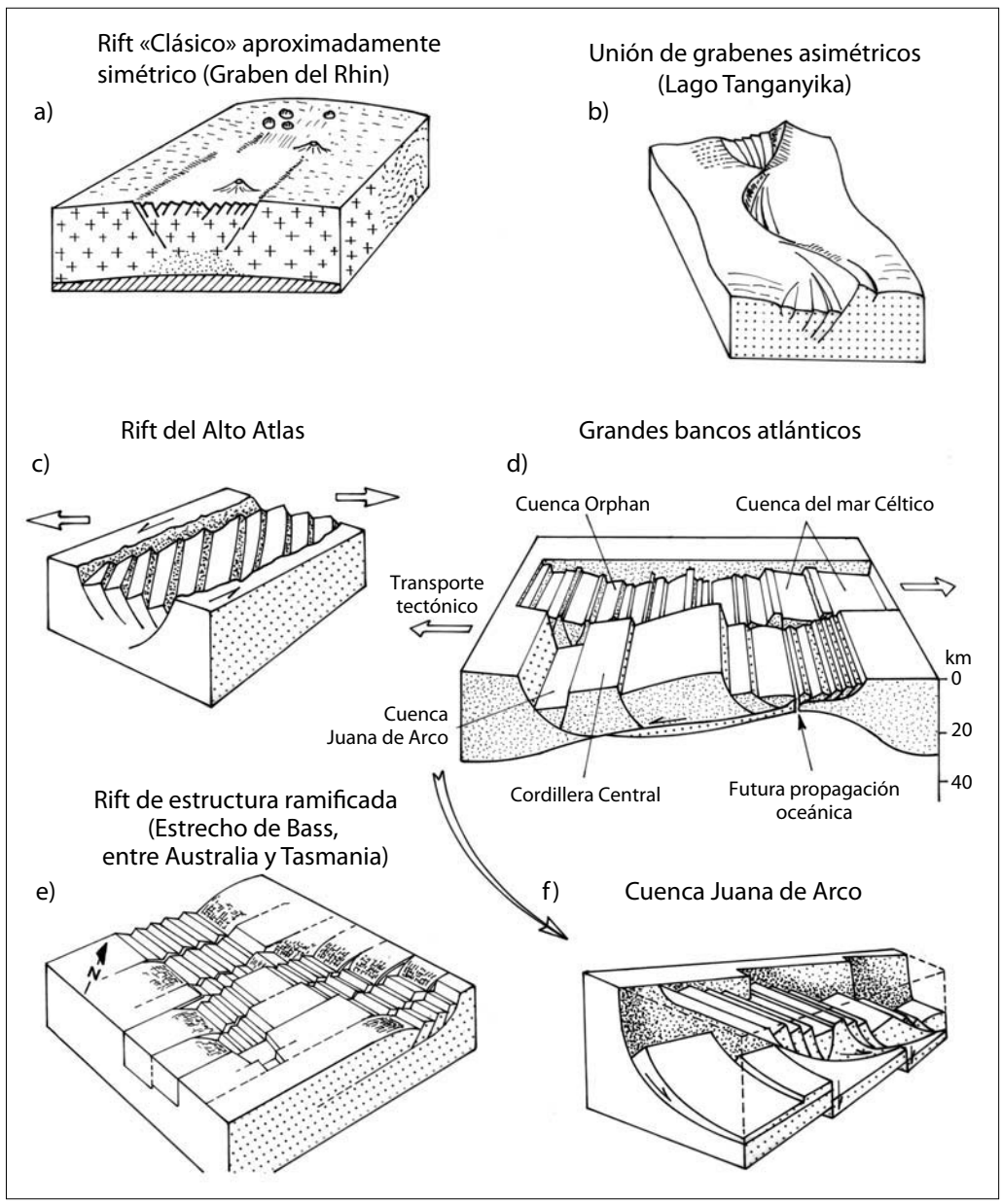


Figura 22.13. Diferentes tipos de rift de mayor o menor complejidad. a) Modificado de Illies (1981); ver también figura 22.11.b) Alternancia de polaridad en semigrabenes medios o asimétricos. c) Combinación de extensión sindeposicional con desplazamientos transformantes laterales. Las fallas preexistentes son reactivadas mediante movimientos transformantes ocasionando otras normales, a unos 40°, dentro de la estructura del graben. Triásico, Marruecos. d) Modelo simplificado de rift de margen continental. e) Rift de estructura ramificada. Ejemplo del Cretácico del Estrecho de Bass, entre Australia y Tasmania. f) Superposición de despegues con desplazamientos perpendiculares entre sí producidos en etapas diferentes. b-f, modificados de Einsele (1992).

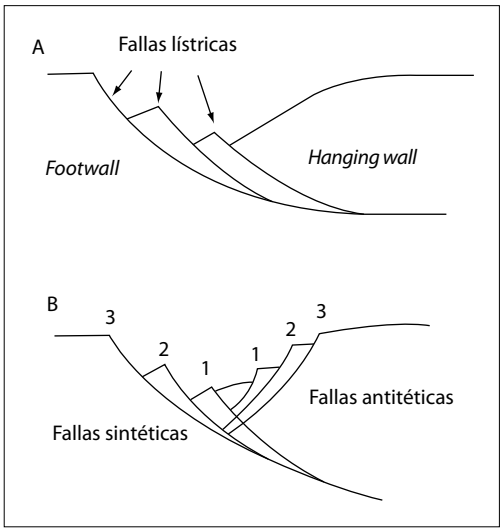


Figura 22.14 a) Abanico de fallas formado por el desarrollo secuencial de fallas que migran hacia el bloque levantado *(footwall).* b) Abanicos lístrico y antitético relacionados. Se indica, mediante números, el orden progresivo de formación de las fallas. Modificado de Gibbs, 1984.

desde el Precámbrico superior hasta la actualidad con épocas de mayor o menor actividad, como es el caso del último sistema citado (Reading, 1978). Los flancos de la estructura pueden estar elevados e inclinados suavemente de forma centrífuga, con lo que el desnivel entre los bordes y la zona central puede llegar a más de 2 km; el interior de los grandes rifts puede llegar a alcanzar una gran complejidad, formando una serie de umbrales formados por *horsts* y edificios volcánicos, que dividen la estructura en una serie de subcuencas aisladas las cuales casos que llegan incluso a sufrir esfuerzos diferentes, incluidos aquellos de desgarre entre los dos flancos (figura 22.13c). Autores como Beach (1986), Gibbs (1987) y Scott y Rosendahl (1989) consideran que la disposición asimétrica de un rift esta relacionada con el desarrollo de un modelo evolutivo «tipo Wernicke» (1981) *(simple shear),* mientras que el modelo simétrico lo estaría con un desarrollo de cizalla pura *(pure shear)* (figura 22.11) como proponen Giltner (1987) y Badley *et al.* (1988).

Cuando una cuenca de rift asimétrica se desarrolla pueden aparecer una serie de elementos geométricos que condicionarán la sedimentación posterior. Cuando el estiramiento se produce sobre una falla de bajo ángulo la geometría producida, según progrese la extensión, consistirá en una cascada de fracturas que se desarrollan hacia atrás de la fractura principal (figura 22.14a); son fallas lístricas denominadas de cola de caballo que posiblemente son debidas a un efecto gravitatorio (Gibbs, 1984) que en sección dan una disposición de cuñas. El desarrollo de estas fracturas lístricas, que son curvas en proundidad, favorece una mayor pendiente en el labio que se separa horizontalmente a favor de la fractura principal *(hanging wall)* de manera que termina produciéndose un conjunto de fracturas opuestas a las anteriores o antitéticas (figura 22.14b). Esta geometría resultante es la situación que presentan la mayoría de las cuencas asociadas al rift del E de África (Braile *et al.,* 1995), la Basin and Range de Estados Unidos (Ebinger *et al.,* 1987; Parsons, 1995; Leeder y Jackson, 1993) o los primeros estadios de la cuenca del mar del Norte (Glennie, 1990). Esta geometría puede llegar también a hacerse muy compleja segun progresa la extensión en el rift (figura 22.13d-f), como muestra Gibbs (1984, 1989), pero sale fuera del alcance de este capítulo.

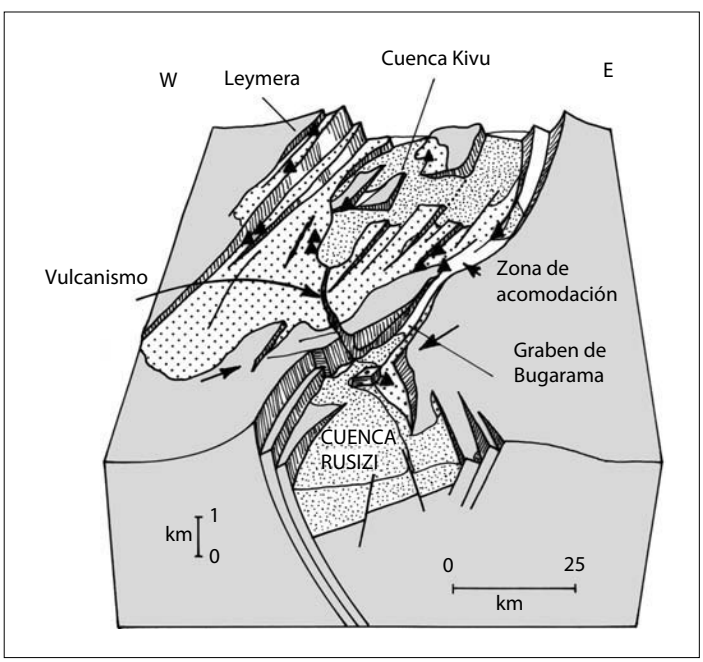


Figura 22.15 Modelo tridimensional de cuencas de rift y zonas de acumulación entre dichas cuencas. Las zonas de puntos indican sedimentos lacustres y aluviales. Los puntos de emisión volcánica están indicados mediante triángulos y se localizan cercanos a las zonas de acumulación. Las zonas de acomodación están indicadas mediante flechas. Modificado de Ebinger, 1989b.

Una falla lístrica como las que acabamos de mostrar, presenta en planta una forma arqueada. Estos arcos delimitan segmentos de unos 60-100 km o subcuencas dentro de aquella principal, como son los casos de las cuencas Kivu y Rusizi dentro del rift del E de África (figura 22.15). Estas cuencas menores se separan unas de otras por zonas elevadas flanqueadas por fallas oblicuas a la disposición general del rift y que son denominadas de acomodación (Ebinger, 1989a; Ebinger *et al.,* 1987; Wernicke y Tilke, 1989; Specht y Rosendahl, 1989; Maler,

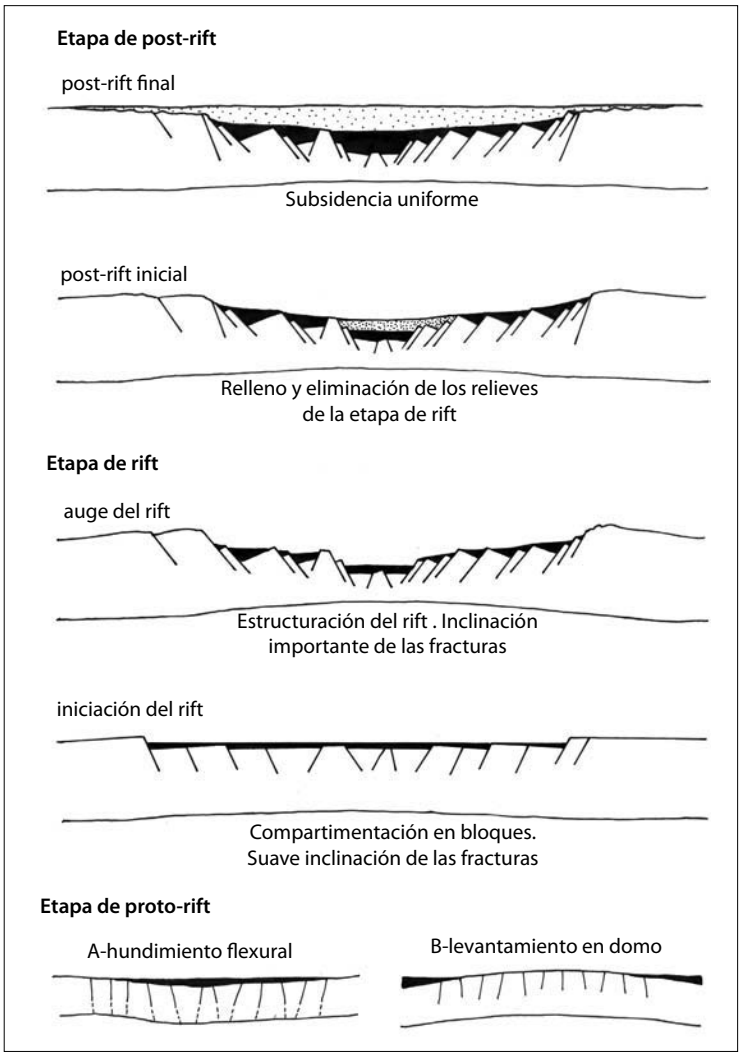


Figura 22.16. Ilustración esquemática de los estados evolutivos en el desarrollo de una cuenca tipo rift en sus etapas principales proto, rift y post-rift. Modificado de Nøttvedt *et al.,* 1995.

1990; Delvaux, 2001). Reciben este nombre debido a la función que ejercen, ya que en esa zona se puede producir un acercamiento o alejamiento entre dos subcuencas vecinas en función del tipo de movimiento que se realice a través de dichas facturas o de un cambio en la disposición de las fracturas que bordean las subcuencas de manera que, el buzamiento de las fracturas principales de dichas subcuencas se dispone en sentido contrario al de la subcuenca colindante (Ebinger, 1989b). En torno a la fractura principal de cada segmento o subcuenca se suelen organizar un conjunto de bloques subparalelos entre ellos, de 5-10 km de anchura, que se deslizan hacia el interior de la cuenca y entre los que pueden aparecer mineralizaciones y coladas volcánicas (figura 22.15).

Una geometría como la que acabamos de presentar aparece tras diferentes etapas evolutivas de la cuenca y, de igual modo, cada etapa muestra un estilo determinado de sedimentación o relleno de aquella, ya que los parámetros básicos que controlan la arquitectura de las secuencias deposicionales en una cuenca son: el aporte de los sedimentos, la fisiografía de la cuenca y la acomodación de sedimentos (Posamentier y Allen, 1993). Por este motivo, diferentes autores (Einsele, 1992; Prosser, 1993; Nøttvedt *et al.,* 1995; López-Gómez *et al.,* 2010) diferencian el tipo de sedimentación en un rift en función de la etapa de evolución tectónica del mismo; es decir, las etapas proto-rift, rift y post-rift (figura 22.16).

a) Etapa de proto-rift

Se trata de la etapa inmediatamente anterior a la separación o divergencia entre los labios que posteriormente constituirán el rift. Es importante señalar que esta etapa puede coincidir con otra de post-rift relacionada con otro ciclo anterior del que ahora se empieza a desarrollar. La subsidencia es muy lenta en esta fase y la sedimentación ocupa una superficie amplia, como sucede en algunas cuencas, como es el caso del rift del E de África que se encuentran todavía en esta etapa (Baker, 1986; Gani *et al.,* 2007), el lago Baikal (Logatchev, 1978; Nelson *et al.,* 1999) o el graben de Oslo (Ramberg y Larsen, 1978). La sedimentación está básicamente controlada por el clima o las fluctuaciones relativas del nivel del mar, cuando ha sido invadida por éste. En algunos casos se ha podido producir un abombamiento debido a un ascenso astenosférico que limita la sedimentación a los laterales del mismo (figura 22.17), como en el mar Rojo (Davison *et al.,* 1994). En estas condiciones de hundimiento flexural se favorece un transporte de sedimentos generalmente fluviales en la zona axial deprimida que pueden terminar en un complejo deltaico (Graue *et al.,* 1987; Leeder, 1999).

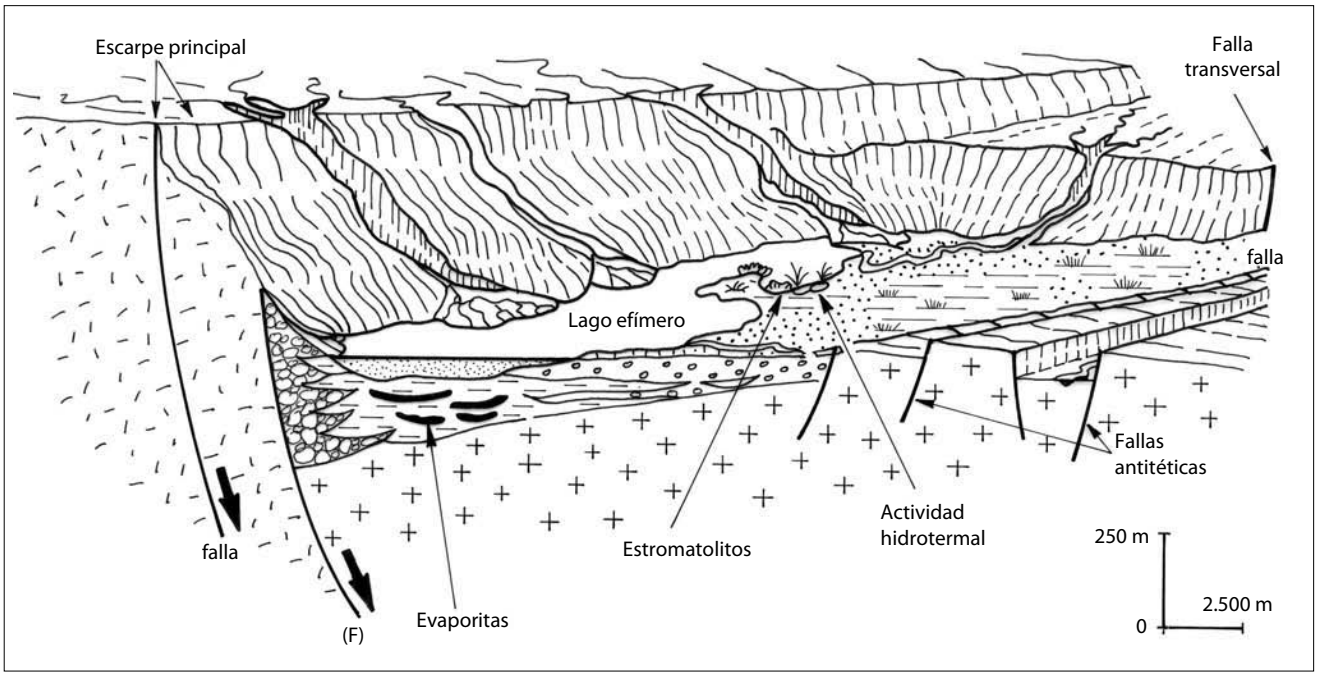


Figura 22.17. Bloque diagrama mostrando la distribución de facies en lagos dentro de un hipotético segmento de un rift continental. Se trata de una etapa joven de un semigraben poco profundo ocupado por un pequeño lago efímero. El relleno sedimentario, de unos cuantos cientos de metros de espesor, está principalmente constituido por ciclos de lodos ricos en materia orgánica y evaporitas. Modificado de Tiercelin, 1991.

b) Etapa de rift

Se trata de una etapa de intenso estiramiento y rotación de bloques, en lo que la erosión y la actividad sedimentaria son elevadas, produciéndose una sedimentación más compleja que en el caso anterior. La disposición de semigrábenes, asimétricos, a medida que se desarrolla el estiramiento será la geometría básica de relleno de la cuenca (figura 22.16). Al girar los bloques, al tiempo que se produce la sedimentación, iremos encontrando un conjunto de discordancias progresivas sobre cada uno de ellos que, en muchas ocasiones, no podrán ser reconocidas. Lógicamente, tanto en esta etapa como en la de proto-rift, la influencia del basamento sobre los sedimentos nuevos que llegan a la cuenca es fundamental (Anderson *et al.,* 1995; Birt *et al.,* 1997).

Esta etapa podría dividirse al menos en dos, inicial y de auge (climax) (figura 22.16; Prosser, 1993; Nøttvedt *et al.,* 1995). En la etapa inicial la cuenca se supone siempre subaérea y con suficiente aporte de agua como para mantener sistemas fluviales longitudinales, perennes y con sedimentación de tipo canal e intercanal, situándose no muy distantes de las zonas de aporte que estarían localizadas en los bloques más altos. Estos bloques paulatinamente irían erosionándose y aportando material poco clasificado a la cuenca a través de conos que saldrían de los escarpes de las fallas.

En la etapa de auge o «climax» es donde se produce el mayor desplazamiento de las fallas y, por tanto, donde se desarrollan los mayores escarpes y los sistemas de abanicos aluviales que aportan sedimentos al interior de la cuenca durante esta fase. Esto es debido a que la subsidencia y el giro de los bloques crean un espacio tan grande que la velocidad de sedimentación no es suficiente para rellenarlo instantáneamente. Los sistemas fluviales continúan controlando la sedimentación en el interior de la cuenca, sin embargo, aparecen ya sedimentos de grano fino debidos a aguas estables, como pequeñas charcas o lagos relativamente extensos donde pueden también desarrollarse sales y estromatolitos (figura 22.17) (Tiercelin, 1991) y, en oca-

siones, asociarse a rocas volcánicas (Dickinson, 1974; King, 1976; Pegrum y Monteney, 1978; Ziegler, 1978; Logatchev y Florentsov, 1978). Los espesores de estas series varían dependiendo de la actividad de las fracturas, llegando a alcanzar de 3 a 5 km en el centro de los grandes rifts actuales. Si el clima es árido o semiárido pueden llegar a producir abundantes depósitos de sales sódicas en los lagos, como es el caso de las lagunas de La Mancha o los Monegros, en el interior de España. Durante esta etapa, los aportes podrán progradar desde los escarpes laterales de la cuenca hacia el interior de la misma o en sentido contrario, dependiendo de las pendientes creadas tras los movimientos de los bloques internos de la cuenca (Frostick *et al.,* 1986; Leeder y Gawthorpe, 1987; Frostick y Reid, 1987; Prosser, 1993; Arche y López-Gómez, 1996). De esta manera, utilizando ejemplos actuales del rift del E de África, donde los semigrábenes son frecuentes, se ha demostrado que, en algunos de aquellos, la mayoría de los sedimentos clásticos proceden del borde no fallado en forma de ríos y deltas extensos que se interdigitan con los sedimentos lacustres, mientras que del borde fallado descienden ríos cortos pero de gran pendiente que forman fan-deltas y abanicos aluviales con sedimentos gruesos, pero de limitada extensión lateral (figura 22.17).

La distribución del drenaje en los rifts actuales y de paleocorrientes en los antiguos es muy característica: Los abanicos aluviales descienden de los relieves marginales y tienen paleocorrientes transversales a la orientación principal del rift, los ríos pueden ser también transversales al rift o paralelos a él; en este último caso, las indentaciones entre las facies de abanicos y de los sistemas fluviales mostrarán bruscos cambios en la dirección de las paleocorrientes, así como la composición litológica de los sedimentos, fácilmente explicables como un fenómeno autocíclico; las facies lacustres ocupan una posición central. Frostick y Reid (1986) describen los deltas y fan deltas del lago Turkana, demostrando la compleja interacción de variaciones del nivel del lago, aportes ocasionales catastróficos y retoque por olas y vientos de la parte superficial de los mismos. La distribución final de facies y paleocorrientes es extremadamente compleja.

La existencia de umbrales o los movimientos diferenciales de bloques en el interior del rift pueden aislar cuencas que entonces, a gran escala, tendrán paleocorrientes centrípetas (Hubert y Stevens, 1980; Logatchev y Florentsov, 1978) (figura 22.17).

Los lagos salinos suelen tener una alta productividad orgánica y son frecuentes en los rifts. Sus sapropeles quedan enterrados con rapidez por sedimentos clásticos gruesos de deltas y abanicos aluviales laterales, pudiendo constituir buenos reservorios. Como hay, además, un gradiente geotérmico elevado, la maduración y migración de los hidrocarburos es fácil. Esta evolución ha sido ignorada hasta hace pocos años.

c) Etapa post-rift

La extensión litosférica y, por tanto, la formación de la cuenca de rift en esta etapa, está seguida por un decrecimiento asintótico de la subsidencia causada por la contracción térmica y la pérdida de calor de la corteza, que puede prolongarse hasta 100 m.a., cuando se alcanza nuevamente el equilibrio térmico.

En la primera parte de esta etapa los sedimentos terminan de cubrir los resaltes aún existentes en el interior de la cuenca. Los sistemas de abanicos aluviales procedentes de los laterales de la cuenca pueden alcanzar hasta 8 km de longitud extendiéndose hacia el interior de la cuenca, como sucede en el Valle de la Muerte, en Estados Unidos, donde, al final de los mismos, las sales llegan a ocupar extensas superficies que localmente son cortadas por cordones de dunas eólicas.

El enfriamiento, la reducción en la intensidad de estiramiento y la propia carga de sedimentos acumulados hasta el momento, pueden hacer cambiar la dirección de las corrientes al modificarse las pendientes en el interior de la cuenca. La subsidencia en la cuenca es más

lenta que en la etapa de rift pero afecta a una mayor superficie de la misma constituyéndose la disposición geométrica de «cabeza de ciervo» *(steer's head)* que señalábamos previamente (figura 22.6). La subsidencia puede ser similar a la tasa de sedimentación, manteniéndose un equilibrio de las mismas durante el relleno de la cuenca. Debido a este equilibrio los sistemas fluviales que surquen la cuenca apenas dejarán sedimentos típicos de llanura de inundación, ya que al ser menor la subsidencia que en etapas anteriores dichas llanuras estarán continuamente siendo reelaboradas de manera que, los sedimentos más finos propios de estas llanuras, dificilmente quedarán conservados. El tipo de secuencias tiende a ser granodecreciente y las zonas de aporte más rebajadas topográficamente. La discordancia de ruptura que separa las etapas rift y post-rift puede representar un período de tiempo de algunos millones de años, durante el cual, los sedimentos de la primera de aquellas son basculados y erosionados parcialmente por reajuste isostático (Dewey, 1982; Gibbs, 1984; Chadwick, 1986).

Cuando la subsidencia se generaliza, la última parte de esta etapa post-rift puede permitir el paso gradual entre los sedimentos clásticos de tipo continental hasta ahora descritos y los de margas y carbonatos marinos poco profundos que progresivamente invaden la cuenca (Glennie, 1990; Einsele, 1992; Nøttvedt *et al.,* 1995).

Recientemente, con la aparición de hidrocarburos en algunas cuencas continentales tipo rift se han abierto nuevas provincias a la exploración geológica y geofísica, realizándose estudios de gran detalle que han revelado aspectos desconocidos de la geometría y el relleno de este tipo de cuencas.

Aulacógenos

El término aulacógeno procede del griego: «aulax», que quiere decir surco. Fue acuñado por Shatskiy y Bogdanov en 1961, aunque el primer autor había descrito cuencas que luego recibirían este nombre en el SE de la Plataforma Rusa ya en 1946 (aulacógenos del Dnieper-Donets y Pachelma) e incluso el más prominente de los de Norteamérica, la cuenca Anadarko-Ardmore al Sur de Oklahoma, perpendiculares a la cadena plegada de Ouachita que había sido previamente descrito por Bubnoff (1940) de forma similar, pero sin utilizar el término aulacógeno. Garestskiy (1996) hizo una revisión desde los primeros estudios llevados a cabo de los aulacógenos hasta los de nuestros días, y discute cómo el concepto de aulacógeno sufrió un cambio importante tras el desarrollo del conocimiento de los sistemas de rift en todo el mundo, especialmente fuera de la comunidad científica de la antigua Unión Soviética. Estos autores (Seyfert, 1987; Sengör, 1976; Burke, 1976; Burke y Dewey, 1974; Hoffman, 1973; Seyfert y Syrkin, 1979, entre otros) llegan a la conclusión de que los aulacógenos son antiguos rifts y que pueden definirse como surcos lineales, transversales a cadenas plegadas de tipo alpino o a márgenes oceánicos pasivos de tipo Atlántico, que desaparecen gradualmente hacia el interior de las plataformas estables, pasando a rifts intracontinentales.

Los postulados de la tectónica de placas han permitido interpretar los aulacógenos como brazos fallidos que no desarrollan dorsales oceánicas en uniones triples de rifts (figura 22.18a), dos de los cuales evolucionan posteriormente a una cuenca oceánica (figura 22.18b) y eventualmente a una cadena plegada de tipo alpino (Burke, 1976; Hoffman, 1973; Hoffman *et al.,* 1974; Milanovski, 1981) si la cuenca oceánica formada a través de los dos brazos no fallidos se cerrase nuevamente completando un ciclo de Wilson y dejando aislada a la cuenca perteneciente al brazo fallido (figura 22.19). El estadio inicial de la deformación de una cuenca oceánica a través de dos brazos de rift y el abandono de un tercero o fallido puede apreciarse en la figura 22.18b, en la separación entre las placas Arábiga y Africana, mientras que un estadio más avanzado estaría representado por la separación de las placas Suramericana y Africana (figura 22.18b).

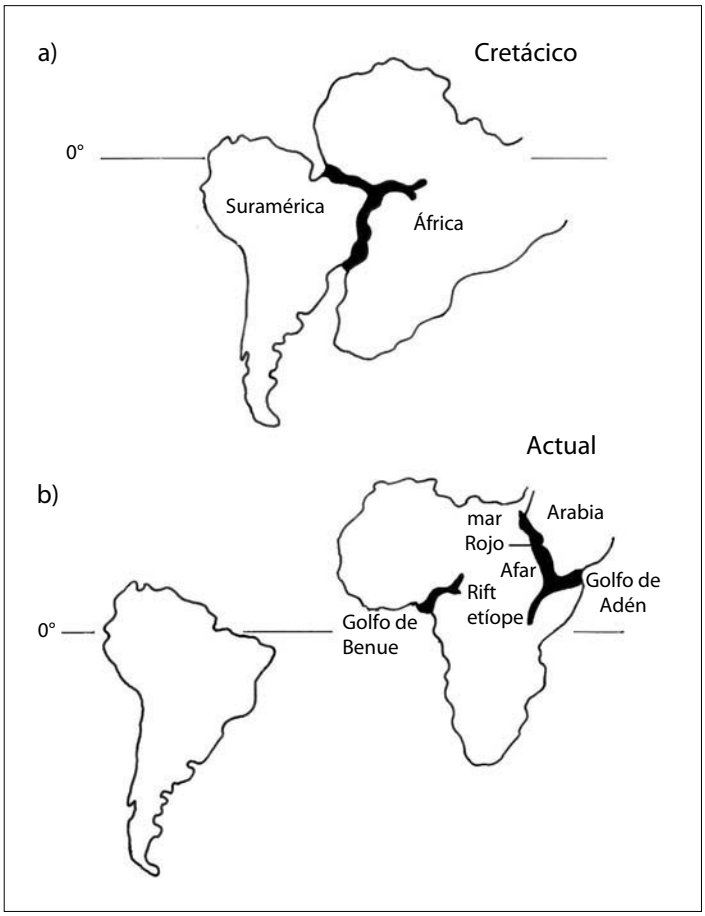


Figura 22.18. Esquema mostrando el origen del surco de Benue como un brazo fallido de rift durante la ruptura continental que separó África de Suramérica durante el Cretácico (a), y de forma similar, la formación del valle del rift etíope durante la separación de África y Arabia hace unos 25 m.a. (b). Modificado de Hoffman *et al.,* 1974.

Podemos decir pues, que la historia evolutiva de los aulacógenos pasa por una serie de fases que, salvo pequeñas variantes, es siempre la misma (Hoffman *et al.,* 1974; Milanovski, 1981): Graben, subsidencia y compresión.

Fase de Graben o fase incipiente (inicial): en ella se forman grábenes lineales, a veces ligados a elevaciones corticales debidas a intrusión activa del manto, que produce abundante vulcanismo, pero en otras ocasiones no existe el arqueamiento y la fracturación progresa lateralmente (figura 22.19.1).

Los primeros materiales que se depositan en esta fase son rocas volcanoclásticas y volcánicas si hay intrusión del manto, o bien brechas y areniscas no muy potentes si no hay dicha intrusión. Posteriormente, al acelerarse la subsidencia por estiramiento de la corteza, se acumulan areniscas y conglomerados de carácter arcósico en general, procedentes de los relieves formados por la elevación de los bloques laterales y distribuidos longitudinalmente en los aulacógenos por ríos de cauces entrelazados. Hasta aquí la evolución es similar a la de un rift intracontinental, pero, en las uniones triples de rifts, dos de los brazos experimentarán seguidamente una expansión progresiva mientras que no lo hará el tercero, limitándose a una subsidencia progresiva (figuras 22.18b y 22.19.2).

El aulacógeno sería invadido por el mar al continuar la subsidencia debida al estiramiento cortical y se depositarán series siliciclásticas finas y posteriormente dolomías arcillosas y estromatolíticas, indicando sedimentación en mares muy someros. El espesor total de los materiales acumulados en este estadio puede llegar a 2.500 m.

Fase de subsidencia: tras la fase de subsidencia tectónica inicial comienza a dominar la de subsidencia térmica debida al enfriamiento del manto, más lenta que en la primera fase, pero que afecta a extensiones de hasta 10 veces la anchura del rift inicial a cada lado.

La sedimentación es marina, muy variable según la latitud de la cuenca, variando desde plataformas carbonatadas someras muy extensas a turbiditas en el centro de la cuenca (figura 22.19.3). En el extremo distal se pueden formar deltas de gran tamaño, como es el caso del actual delta del Niger. Ocasionalmente puede asociarse abundante vulcanismo espilítico. La duración de esta fase puede alcanzar los 200 m.a., y el espesor de materiales acumulados más de 5 km.

Fase de compresión o de inversión: en esta fase la estructura y la sedimentación en el aulacógeno cambian totalmente, al sufrir una ligera compresión, detenerse la subsidencia, y pasar las fallas hasta ahora normales a inversas (figura 22.19.4-5). Se produce un ligero plegamiento y la sedimentación vuelve a ser continental. Esta fase puede ser también muy larga y producirse en varios pulsos sucesivos (De Vicente *et al.,* 2009). El estudio de los aulacógenos y su evolución,

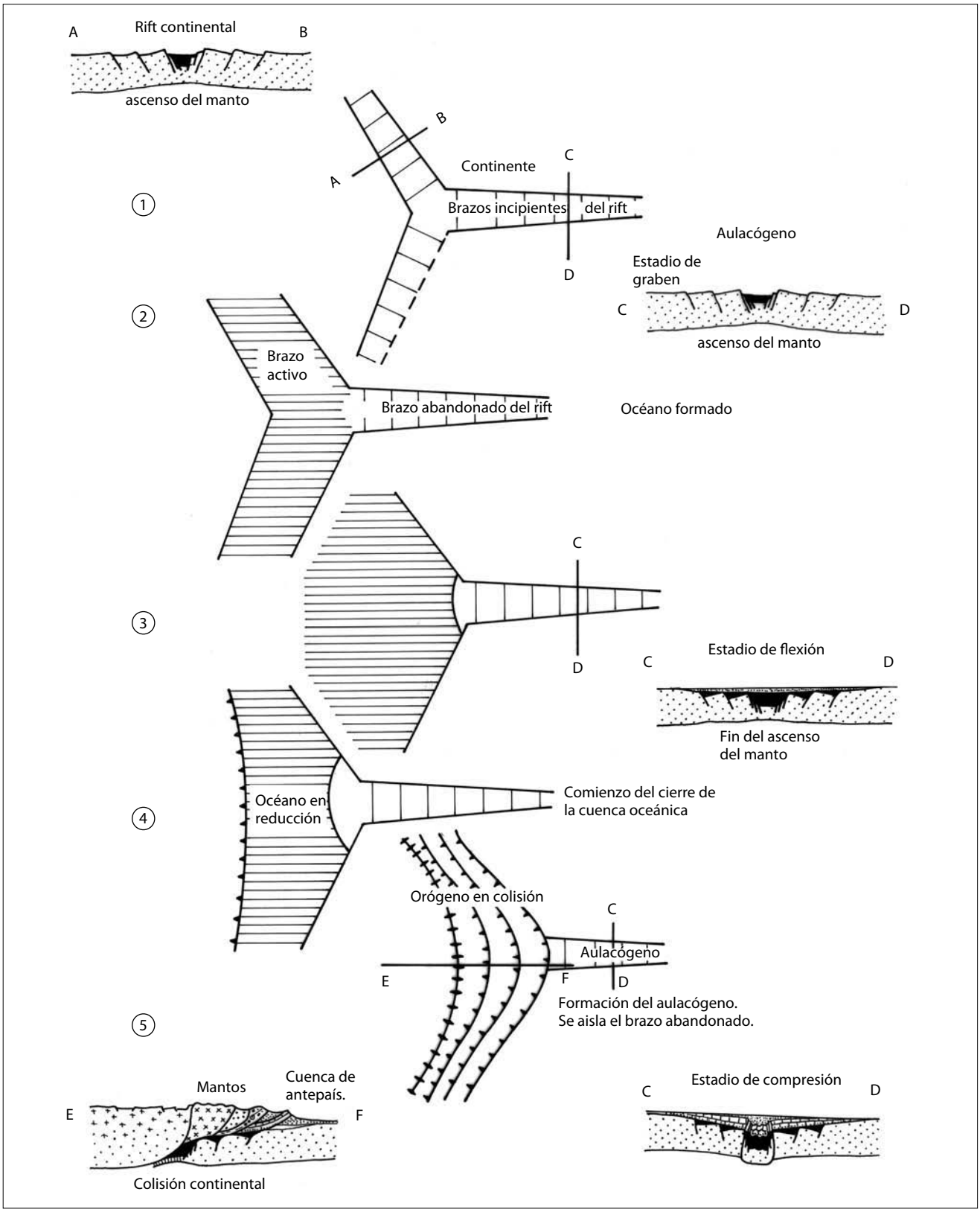


Figura 22.19. Diferentes estadios en planta y perfil de la evolución teórica de un aulacógeno y las cuencas asociadas a éste. El brazo activo del rift se abre hasta constituir una cuenca oceánica (2 y 3) y termina cerrándose produciendo una colisión continental. La sección A-B representa la evolución de la cuenca oceánica, la C-D la del aulacógeno y la E-F la de colisión continental (4 y 5). Modificado de Hoffman *et al.*, 1974.

comparados con las cuencas oceánicas y cordilleras de colisión ha permitido aclarar, en gran parte, la controversia sobre el origen de las cadenas plegadas mediante movimientos verticales u horizontales dominantes.

El mecanismo que reactiva periódicamente un aulacógeno en situación intraplaca parece ser una compensación isostática del exceso de masa y, por tanto, de la anomalía positiva de la gravedad correspondiente, producida por la intrusión de rocas ultrabásicas en sus raíces y el relleno total por sedimentos de la cuenca (Braile *et al.,* 1986); esta compensación produce una subsidencia que aprovecha las líneas de debilidad de las antiguas fracturas y reproduce el proceso anterior sobre la antigua cuenca. La figura 22.19 (Hoffman *et al.,* 1974) resume la evolución comparada de un aulacógeno y de una cuenca marina clásica que se convierte posteriormente en un orógeno de colisión. Si el margen pasivo se convierte posteriormente en orógeno, las paleocorrientes se invierten en la fase final tomando un nuevo sentido hacia el interior del aulacógeno.

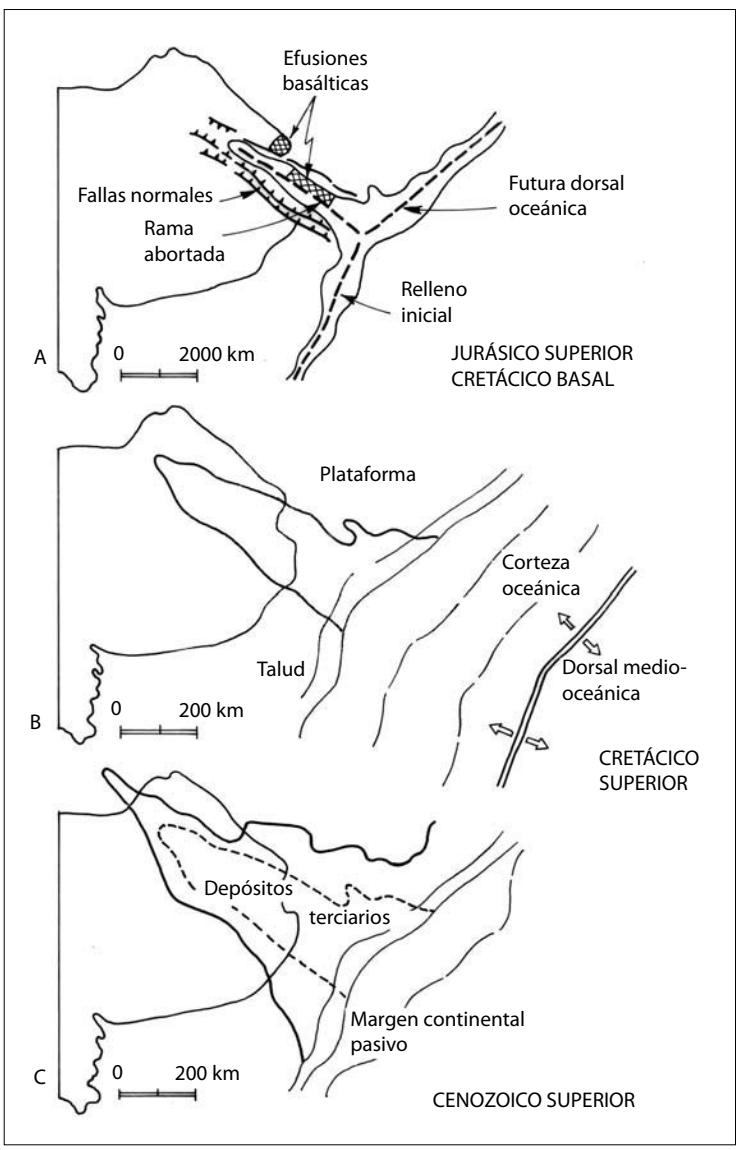


Figura 22.20. Estudio evolutivo de la cuenca del Salado, provincia de Buenos Aires, Argentina, que corresponde a los estadios iniciales de un aulacógeno. Modificado de Introcaso y Ramos, 1984. Comparar con el modelo teórico de la figura 22.19.

Hay aulacógenos que sufren varios de estos ciclos a lo largo de su evolución, como es el caso del Aulacógeno del S de Oklahoma o Ouachita, que empezó a constituirse hace más de 1.000 m.a. (Keller y Baldridge, 1995), mientras que otros sólo experimentan un ciclo, pero de muy larga duración. La figura 22.20 muestra los estadios evolutivos de la cuenca del Salado, en Argentina, que corresponde a los primeros estadios del ciclo teórico de un aulacógeno (Introcaso y Ramos, 1984).

Los aulacógenos mejor estudiados, como algunos del sur de la URSS, del Centro de Canadá o del SW de Estados Unidos, son estructuras muy antiguas que removilizan suturas de bloquesiempres continentales precámbricos una y otra vez. De esta forma, no es necesario invocar la formación de una pluma caliente *(hot spot)* para reactivar las estructuras, ya que no siempre las fases de rifting se ven acompañadas de vulcanismo, sino que la transmisión de esfuerzos en los bordes de los bloques cratónicos puede hacerse desde muchos cientos de kilómetros de distancia (Zolnai, 1986).

Capote (1978) y Álvaro *et al.* (1979) han interpretado la evolución de la cordillera Ibérica durante el Mesozoico como el desarrollo de un aulacógeno, aportando, Vilas *et al.* (1982), nuevas precisiones para el Cretácico y, Arche y López-Gómez (1996), para el Pérmico y Triásico.

La distribución de los aulacógenos ha sido recientemente estudiada por Garetskyi (1996). Este autor considera que la mayor parte de los aulacógenos más recientes (Paleozoicos) están originados sobre otros anteriores, sin que esto implique un aumento del tamaño del mismo. Los aulacógenos del N de Eurasia están distri-

buidos en antiguas plataformas (cratones) del E de Europa y Siberia, aunque todos ellos difieren en el ángulo de entrada hacia el cratón. La mayoría de los aulacógenos más grandes tienen una prolongación diagonal hacia el cratón. En esta localización parece que los aulacógenos heredan la dirección de las principales estructuras del basamento y son confinados a zonas de fractura que se encuentran bordeando zonas móviles del basamento.

Rifts protooceánicos tipo mar Rojo

Se trata de un estadio de extensión más avanzado respecto del caso anterior; es decir, si la expansión lateral de un graben continúa, el centro de la cuenca pasa a estar formado por corteza basáltica oceánica procedente del manto, mientras que los bordes de la cuenca lo constituyen bloques de corteza continental adelgazada y fallada, sobre los que se conservan parte de los sedimentos de rift (figura 22.21). Los sedimentos proceden en gran parte de los flancos elevados de la cuenca y son fundamentalmente conglomerados y areniscas depositados como abanicos aluviales y fan-deltas, tanto en el continente como en medios marinos someros a los que se intercalan rocas volcánicas (Lowell y Genik, 1972; Hutchinson y Engels, 1970; Coffin y Eldholm, 1994).

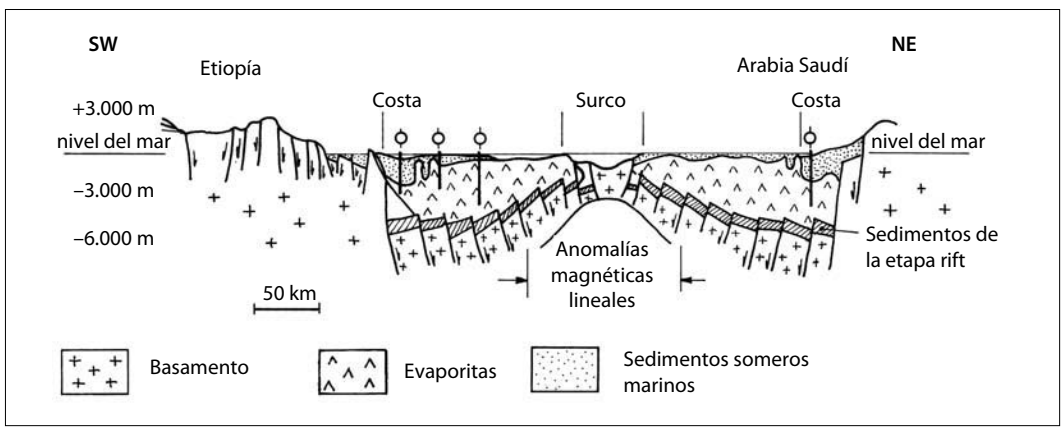


Figura 22.21. Sección del mar Rojo como ejemplo actual de rift protooceánico donde pueden diferenciarse la distribución de los sedimentos más recientes y aquellos de la etapa rift (Lowell y Genick, 1972).

Habría que tener cuidado, sin embargo, a la hora de reconstruir un modelo general para este tipo de cuencas, ya que el mar Rojo (incluido el golfo de Aden) es el único ejemplo moderno de protooceano en la Tierra; el golfo de California es básicamente una estructura transtensional, aunque comparte muchas estructuras con el mar Rojo.

La ruptura de la corteza continental y la creación de nueva corteza oceánica no es un fenómeno instantáneo a lo largo de toda la cuenca, sino que se propaga lateralmente en un período de algunos millones de años (Cochran, 1983). Bonatti (1985) ha demostrado en el mar Rojo que la primera aparición de corteza oceánica tiene lugar en áreas puntuales calientes que perforan una corteza continental estirada, adelgazada e inyectada por diques basálticos. A partir de este foco se producen dos segmentos opuestos de expansión linear, de unos 25 km de longitud cada uno, y, al cabo de unos cientos de miles de años aparece otro punto caliente a unos 50 km del anterior, donde se repite el proceso, propagándose la expansión definitivamente en uno de los sentidos que, en el mar Rojo, es de S a N.

En la unión de los sucesivos ejes de expansión se producen discontinuidades de las isobatas y de las anomalías magnéticas, que pueden o no evolucionar posteriormente a fallas transformantes.

En este estadio de evolución de la cuenca las intrusiones marinas pueden ser atrapadas por levantamientos temporales de horst transversales en cuencas cerradas donde pronto se evaporan, dando lugar a acumulaciones muy potentes de evaporitas en el centro de la cuenca de expansión. Existen casos espectaculares, como el actual mar Rojo o el Atlántico Norte y Sur durante el Cretácico inferior, en los que repetidas invasiones marinas se desecaron dando lugar a depósitos de evaporitas 2 a 5 km con intercalaciones detríticas ocasionales (Pautot *et al.,* 1970, 1973; Kinsman, 1975). Las evaporitas reposan sobre corteza continental adelgazada o directamente sobre la corteza oceánica (figura 22.21).

Los bloques de los bordes de la cuenca presentan en general una elevación que hace que las superficies de aquellos se inclinen ligeramente hacia los interiores de las placas continentales, desviando, por tanto, gran parte del drenaje de la cuenca en vías de formación, y, al mismo tiempo, hace que se erosionen parcialmente. Esta elevación isostática de los bordes de la cuenca impide que grandes ríos alcancen el interior de la misma y que discurran paralelos a ella, como es el caso del Nilo, favoreciendo la acumulación de evaporitas; en las zonas elevadas de los bloques fallados pueden formarse arrecifes que protegen, tras ellos, «lagoons» hipersalinos y sebkhas costeras (Steckler, 1985).

La elevación de los bordes de la cuenca ha sido explicada como una consecuencia del flujo lateral de calor durante la extensión, especialmente si la litosfera inferior se estira inicialmente más que la superior (Beaumont *et al.,* 1982; Chadwick, 1986; Keen, 1987; Ingersoll, 1988; Reston y Pérez-Gussinyé, 2007). En menor proporción se puede producir un efecto similar provocado por el estiramiento y las diferencias horizontales de presión y temperatura en la base de la litosfera, ya que tiene viscosidad lo suficientemente baja como para deformarse plásticamente. El espacio libre se ocupa por la astenosfera caliente que transmite verticalmente su calor y eleva por dilatación los bordes del rift protooceánicos.

Márgenes pasivos tipo Atlántico

Al continuar la expansión de los fondos oceánicos se originan, al menos teóricamente, dos márgenes simétricos con respecto a una dorsal oceánica, punto por donde surge el material volcánico procedente del manto. Se trataría, pues, del paso siguiente de extensión de una cuenca respecto a la situación protooceánica anteriormente citada.

Este tipo de márgenes se han denominado pasivos o de tipo Atlántico por ser el ejemplo más claro y mejor estudiado. Los márgenes pasivos han existido en nuestro planeta de forma continuada desde hace, al menos, 2.749 m.a., y en la mayor parte de los casos tienen una vida media de 181 m.a. (Bradley, 2008). Desde el comienzo de separación de estos márgenes y formación de la cuenca principal atlántica se fueron desarrollando en torno a 100 cuencas menores (grábenes) en las proximidades a las costas del Atlántico (Burke, 1976; Schlische *et al.,* 2003) (figura 22.22); algunas de ellas son brazos fallidos de puntos triples que evolucionaron como un aulacógeno, como los casos descritos en el apartado anterior. Aunque el término «margen pasivo» ha perdurado en la mayor parte de las clasificaciones de cuencas, algunos autores como Galloway (1987) lo consideran equívoco, ya que, en este tipo de márgenes son importantes la actividad tectónica (debido, en parte, a la cantidad de sedimentos que acumulan), la subsidencia flexural y los levantamientos diferenciales, así como los diferentes regímenes de esfuerzo.

El comienzo de estas cuencas, como vimos previamente, parece tener una clara relación con estructuras previas, como muestra Lindholm (1978) para el caso concreto de la cuenca Atlántica, donde se aprecia cómo las fracturas de borde Triásico-Jurásicas en el lado E de América del Norte buzan esencialmente paralelas a la foliación subyacente. Pero no sólo es el comienzo, parece cada vez más patente que el estilo de evolución de las etapas de rift iniciales va a marcar

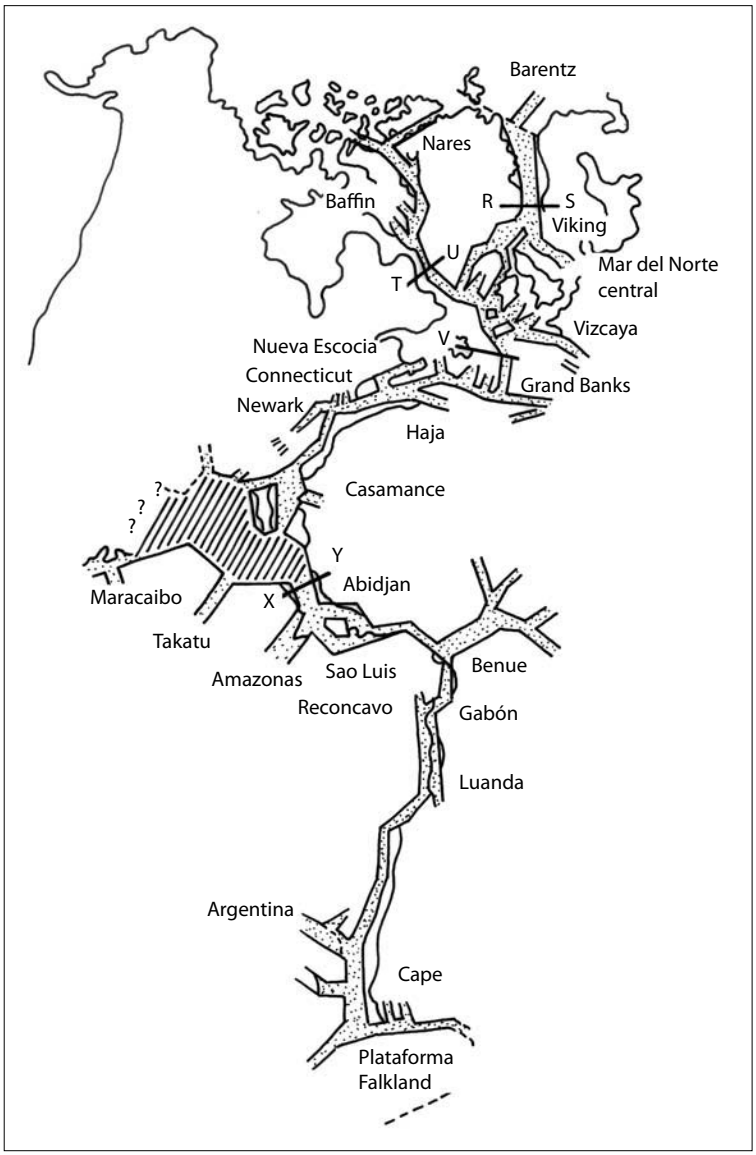


Figura 22.22. Ilustración de la distribución de los principales grábenes alrededor del océano Atlántico que fueron formados asociados a las primeras etapas de ruptura continental. La edad de los mismos es distinta; así, aquellos entre las líneas V-W y X-Y fueron formados hace 210-170 m.a., los situados al sur de la linea X-Y lo hicieron entre 145-125 m.a., aquellos situados al norte de la línea T-U lo hicieron alrededor de 80 m.a. y aquellos al norte de la línea R-S entre 80-60 m.a. El rayado del centro se refiere a la corteza oceánica. Modificado de Burke, 1976.

también la evolución posterior de una cuenca de este tipo. Si consideramos que el Rift del E de África puede representar un estadio evolutivo primitivo de una cuenca de márgenes pasivos tipo Atlántico, aquella muestra diferentes zonas que alternan asimétricamente cada 500 km aproximadamente (Rosendahl, 1987) y que están separadas por zonas de acomodación, como se muestra en la figura 22.15. Este tipo de estructuración parece que puede conservarse a lo largo de la evolución de la cuenca de márgenes pasivos tipo Atlántico, como señalan Wernicke y Tilke (1989), de manera que podrían «encajarse» ambos márgenes pasivos coincidiendo con su posición original en un supuesto acercamiento entre éstos, como muestra la figura 22.23.

Una separación de márgenes pasivos de esta manera provoca que cada margen sea sinuoso, con entrantes y salientes (figura 22.23) debido a la asimetría antes señalada que se habría gestado en un estadio previo, como el que muestra la figura 22.15. Las zonas de entrantes disponen las fracturas principales con buzamiento hacia la cuenca principal mientras que en las zonas de saliente sucede lo contrario. Al mismo tiempo, en las zonas de entrante, la disposición lístrica de sus fracturas y el giro que éstas producen durante la extensión debido al arqueamiento positivo local de la falla (figura 22.23) provocan una extensión aún mayor (un problema de espacio, según Wernicke y Tilke, 1989), siendo compensada isostáticamente con la elevación del márgen pasivo dejando, al mismo tiempo, una cuenca aislada lateral a dicho margen (Wernicke y

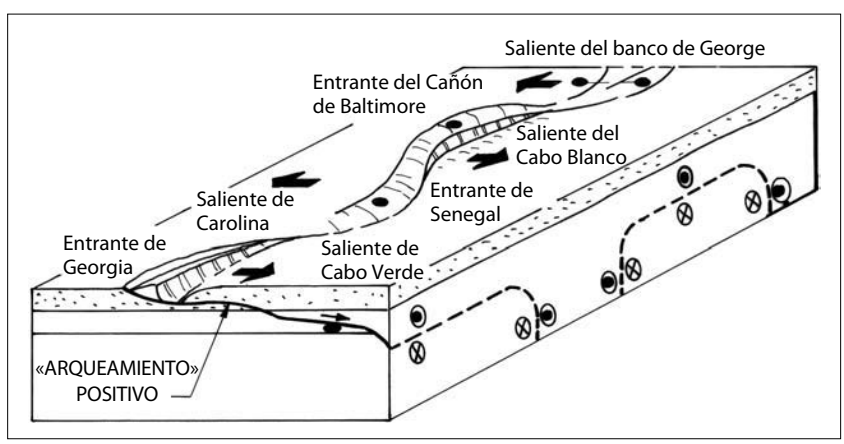


Figura 22.23. Modelo que muestra la geometría en tres dimensiones de la hipotética «indentación» de ambos labios de la cuenca central Atlántica al comienzo de la separación de los mismos. Sobre los labios se sitúan los nombres de los actuales entrantes y salientes reconocidos. Las zonas alternantes de adelgazamiento cortical desarrollarán salientes. Modificado de Wernicke y Tilke, 1989.

Tilke, 1989). Cuencas como éstas serían las de Newark (Zeilinga *et al.,* 1988; Schlische *et al.,* 2003) y Gettysburg (Root, 1988) al E de los Estados Unidos, mientras que los Apalaches representarían la zona elevada. Estas elevaciones pueden estar a su vez ayudadas por intrusiones basálticas que suelen acompañar a los primeros estadios de la aparición de corteza oceánica (Prodehl *et al.,* 1984). Estas cuencas y zonas elevadas tienen sus opuestas en la zona próxima a la costa actual de África, aunque en este caso estén menos desarrolladas.

El modelo clásico hasta ahora descrito supone el alejamiento entre de dos partes comparables de un rift, pero generalmente hay entre ambos márgenes profundas diferencias de tamaño, estructura y espesor de los sedimentos (Barbier *et al.,* 1986; Malod, 1987; Wernicke y Tilke, 1989; Bott, 1995). Así, el margen Cantábrico es estrecho y su «equivalente» el Armoricano-Aquitánico, ancho, el margen de Galicia es ancho y su «equivalente» de los Grandes Bancos Sur-Flemish Cap es estrecho, etc. Los márgenes anchos tienen cuencas limitadas por fallas lístricas al pie del talud continental formando semigrábenes, mientras que los márgenes estrechos no las tienen; por otra parte, y tras hacer las reconstrucciones correspondientes, el homólogo de un margen estrecho siempre es uno ancho y viceversa. Esto resulta fácil de entender poniendo en práctica el modelo de Wernicke (1981), de cizalla simple, que describimos al comienzo de este capítulo y que concretamos para este caso en la figura 22.24.

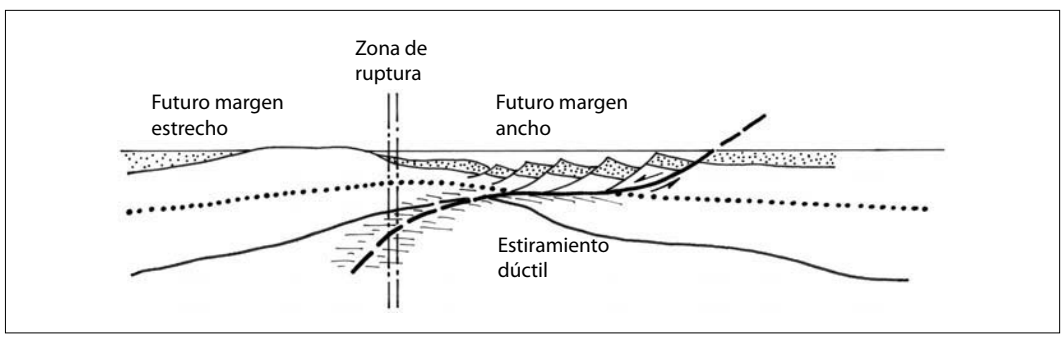


Figura 22.24. Tectónica pelicular *(thin-skinned tectonics)* aplicada a un margen pasivo tipo Atlántico. Modificado de Malod, 1987.

Si la sedimentación es escasa o nula, como ocurre en el margen atlántico de Portugal, España y Francia (Montadert *et al.,* 1979) la pronunciada topografía causada por el rifting inicial es todavía reconocible y la «discordancia de ruptura» (figura 22.6) no siempre fácil de diferenciar. La subsidencia es fundamentalmente térmica y los sedimentos se adelgazan e inclinan progresivamente hacia mar abierto.

En las cuencas de margen pasivo de tipo Atlántico la separación entre los bordes y el ascenso de material basáltico procedente del manto no se produce al mismo tiempo a lo largo de aquellos. Este desfase es fácil de entender especialmente para cuencas de miles de kilómetros, como la Atlántica, y que ya está condicionada directamente por la esfericidad del Planeta; es decir, sería como un balón lleno de arena que al salir ésta del interior lo hace inicialmente por una pequeña ranura que, al aumentar la presión, iría propagándose en forma de cremallera hacia polos opuestos. Así, en la figura 22.22 puede apreciarse como la cuenca Atlántica se abrió inicialmente en el Jurásico superior frente a la costa actual de Sierra Leona para irse propagando posteriormente hacia el N y S durante decenas de millones de años. El comienzo, duración y volumen de los materiales volcánicos en los márgenes oceánicos pasivos puede variar enormemente, como exponen en detalle Wilson *et al.* (2002) para los casos sin vulcanismo, y Menzies *et al.* (2002) para los casos con abundante vulcanismo asociado.

El desfase en la apertura está compensado por una fracturación que se va haciendo cada vez más intensa con la separación de los flancos. Se trata de una fracturación aproximadamente perpendicular a la fractura principal de la cuenca, como muestran Tankard y Welsink (1988) para los Grandes Bancos, en la costa E de América del Norte (figura 22.25). Estas fracturas transformantes tienen un desplazamiento longitudinal de tal modo, que acomodan e individualizan grandes bloques o plataformas que actúan por separado (figura 22.13d, e) (Sheridan, 1976) y cuyas fronteras entre ellas pueden representar trampas petrolíferas (Gibbs, 1989). Un estadio primitivo de estas fracturas transformantes puede estar representado por las zonas y fracturas de transferencia de las cuencas rifts, en las zonas de acomodación, como se muestra en la figura 22.15.

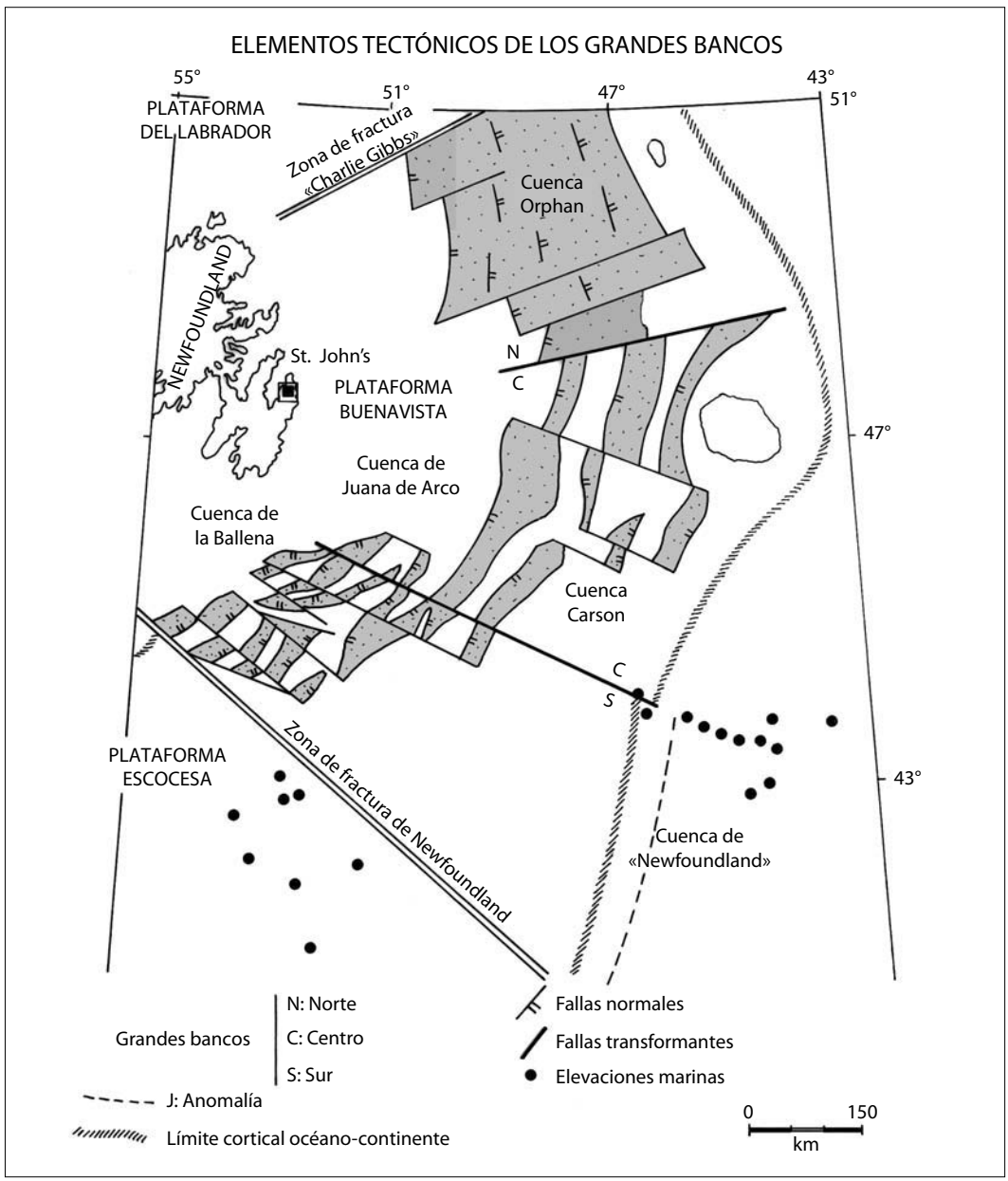


Figura 22.25. La zona de los Grandes Bancos, frente a la costa oriental de Canadá, está separada de las plataformas Escocesa, al norte, y Labrador, al sur, por las zonas de fractura «Charlie Gibbs» y «Newfoundland» respectivamente. Entre éstas hay fallas de desgarre que dividen los Grandes Bancos en Norte (N), Centro (C) y Sur (S). A menor escala, las fallas transformantes acomodan diferentes grados de extensión. Modificado de Tankard y Welsink, 1988.

La sedimentación en una cuenca de márgenes pasivos tipo Atlántico varía considerablemente en función del momento y el punto en el que se realiza. Esto quiere decir que los sedimentos más antiguos que tendremos en la cuenca pertenecen todavía a aquellos de la etapa rift y sobre los que, una vez que penetra el material basáltico del manto y separa los bordes, se sedimentarán otros nuevos que desde ese momento serán básicamente de tipo marino (figura 22.21). La subsidencia será mayor hacia los bordes de la cuenca ya que ésta se enfría según nos alejamos de su centro (Jarvis y McKenzie, 1980; Cochran, 1983), donde se incorpora principalmente el material basáltico procedente del manto a través de la dorsal. Así, la cantidad de sedimentos que se acumulan en las proximidades de estos bordes será mayor, dando como resultado un prisma de sedimentos que se adelgaza en la plataforma costera y en la zona central de la cuenca, como simplifican Dewey y Bird (1970) (figura 22.26).

La «discordancia de ruptura» (figura 22.26) se explica por la erosión parcial de los bordes del rift inicial tras elevarse ligeramente (ver Rifts intracontinentales) y el hundimiento relativo simultaneo de la parte central de la cuenca. La subsidencia térmica posterior provoca la sedimentación marina antes citada en «onlap» costero sobre el cratón estable y los grábenes y semigrábenes iniciales, que subsiden además en respuesta a la carga sedimentaria.

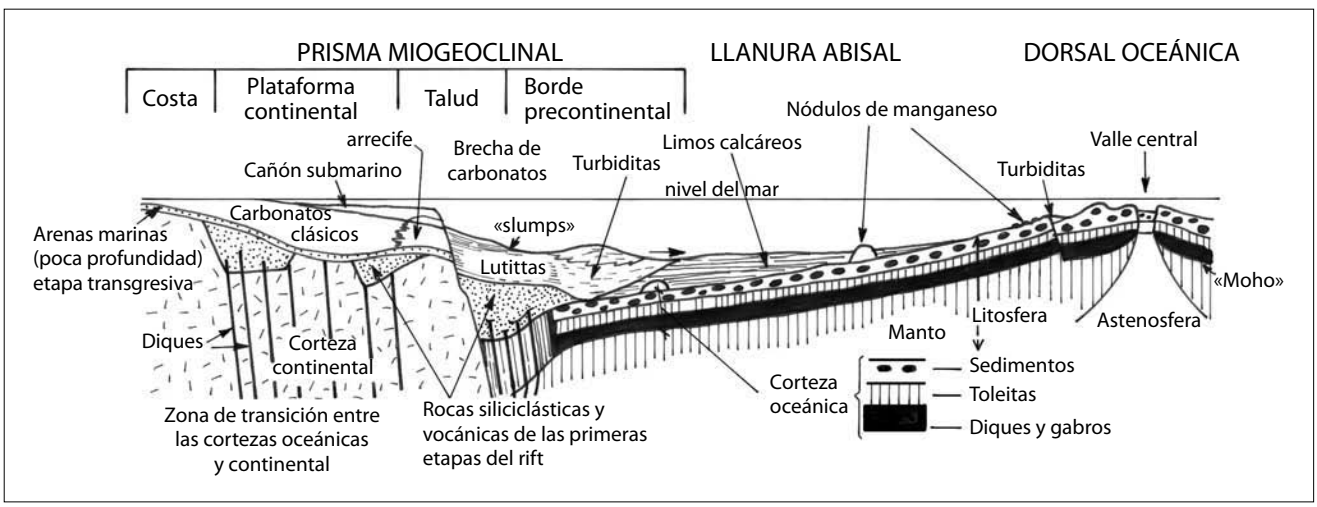


Figura 22.26. Esquema de un margen pasivo maduro tipo Atlántico. Modificado de Dewey y Bird, 1970.

Observando una de las mitades de la cuenca, desde la dorsal hasta la línea de costa (figura 22.25). Dewey y Bird (1970) resumen la siguiente sucesión de formas topográficas y sedimentos:

La dorsal oceánica: puede estar muy fracturada y presentar un marcado valle central, como la del centro del Atlántico, o tener menos resalte, como la del E del Pacífico. A partir de ella la litosfera engrosa por enfriamiento progresivo. La profundidad media de las dorsales es de 1.500 m, pero las fracturas pueden producir grábenes paralelos que descienden hasta 4.000 m y en los que se acumulan sedimentos turbidíticos procedentes de los sedimentos pelágicos de las elevaciones adyacentes (Van Andel y Komar, 1969).

La llanura abisal: el hundimiento de la corteza oceánica debido a la subsidencia térmica, adquiere una velocidad exponencialmente decreciente con el tiempo llegándose así hasta alcanzar la llanura abisal, muy extensa en el Atlántico y Pacífico, situada entre 4.500 y 6.000 m de profundidad. Recibe sedimentación pelágica, cuya composición siliciclástica o calcárea depende de las corrientes y del nivel de compensación de los carbonatos. Naturalmente la edad

del basamento y de los primeros sedimentos es mayor según nos separamos de la dorsal oceánica. También se pueden formar nódulos de óxidos de Mn, normalmente asociados a fuertes corrientes.

El prisma miogeoclinal: constituido por la acumulación de sedimentos procedentes del continente o, en el caso de plataformas carbonatadas, relacionadas con él. Posee cuatro partes bien diferenciadas, con sedimentos que son característicos: Costa, plataforma continental, talud continental y borde precontinental (Dickinson, 1981; Grow, 1981) (figuras 22.25 y 22.26).

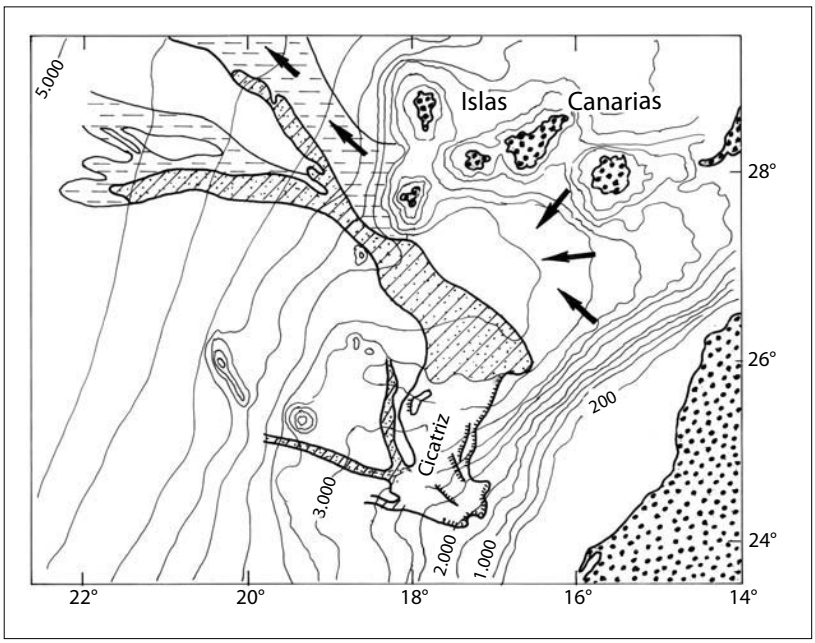
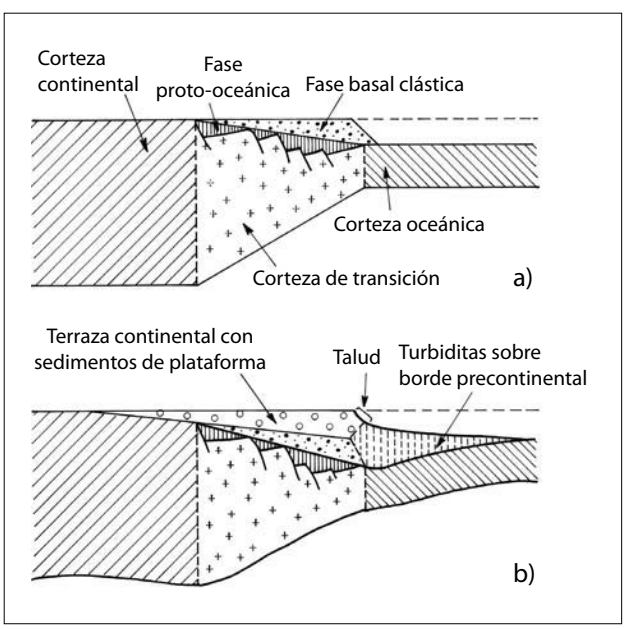


Figura 22.27. Deslizamientos en el talud continental del sur de las Islas Canarias. En punteado y rayas los deslizamientos *(debris flow)*. La zona de rayas discontinuas horizontales son las turbiditas asociadas a los deslizamientos. El punteado grueso representa a las Islas Canarias y al borde continental de África. Las flechas indican la dispersión de las turbiditas durante el Pleistoceno-Holoceno. Modificado de Embley, 1976.

Este prisma forma un cinturón de anchura variable a lo largo del borde continental fracturado y adelgazado. Constituye la zona de transición a la corteza oceánica pudiendo llegar a cubrir parte ésta, según sea el aporte de sedimentos. La costa y la plataforma continental, donde se acumulan sedimentos muy variados, de procedencia generalmente continental, forman una parte del prisma, y el borde precontinental, donde se apilan fundamentalmente turbiditas, es la otra zona de acumulación, aunque por ella pasan gran cantidad de sedimentos a través de los cañones submarinos (zona de *bypassing*) (Sangree *et al.,* 1978), lo que la convierte en una «zona inane» *(starved region),* en la que sólo se acumulan sedimentos finos. Sin embargo, en ella se pueden producir grandes deslizamientos de hasta 700 km de desplazamiento (Embley, 1976; Nardin *et al.,* 1978) y varios km^3 de volumen, que dejan cicatrices en su parte superior (figura 22.27) y forman estructuras de compresión en su frente (Lewis, 1971). Elter y Trevisan (1973) hacen la distinción entre deslizamiento *(slumping),* formado por materiales de la misma edad que las rocas que los contienen y un origen próximo, y olistostroma, formado por sedimentos más antiguos procedentes de áreas fuente lejanas y más antiguas.



La estructura vertical del prisma miogeoclinal en su parte proximal (costa-talud), también llamada «terraza continental» (Dickinson, 1981), tiene tres partes muy diferentes (figura 22.28a). La inferior, que refleja una rápida sedimentación clástica sobre un basamento continental fracturado y estirado, refleja la primera etapa de apertura de la cuenca (Falvey, 1974; Montadert *et al.,* 1979; Bally,

Figura 22.28. Evolución de un margen tipo Atlántico y desarrollo del prisma miogeoclinal constituido por cuatro partes bien diferenciadas por sus sedimentos: costa, plataforma continental, talud continental y borde precontinental. También se pueden formar carbonatos tras la deposición de la cuña clástica inicial. Modificado de Dickinson, 1981.

1981) y en ella los sedimentos continentales del rift inicial ocupan semigrábenes limitados por fallas lístricas (figura 22.29), sucedidos luego por un conjunto también siliciclástico intermedio, discordante con el anterior predominantemente marino somero, que representa el comienzo de la cuenca oceánica y que puede adquirir gran espesor debido a la rápida subsidencia térmica en este estadio. La discordancia entre estos dos conjuntos, o discordancia de ruptura (Falvey, 1974), marca el comienzo de la expansión oceánica para la cuenca (ver figura 22.6).

El conjunto superior, que ocupa cada vez áreas más al interior del bloque continental, refleja tasas de sedimentación menores, al atenuarse hasta cesar la subsidencia térmica y deberse únicamente a la flexión del borde del bloque continental por carga de sedimentos y ajuste isostático (ver figura 22.28b).

En estos márgenes maduros se pueden desarrollar ciclos progradantes deltaicos o plataformas carbonatadas (Grow, 1981; Dickinson, 1981; Read, 1982; figura 22.29), pues la tasa de sedimentación supera la de subsidencia. En casos extremos, por ejemplo, delta del Níger o la costa norte del golfo de México, la corteza oceánica llega incluso a deformase por flexión para ajustarse isostáticamente a la carga.

Todo el conjunto del prisma miogeoclinal puede estar además cortado por discordancias que marcan oscilaciones del nivel del mar, pliegues diapíricos debidos a la movilidad de sales originadas en los estados iniciales tipo mar Rojo de la cuenca, fallas lístricas de crecimiento, a veces heredadas de las del rift inicial, y extensos deslizamientos en el talud continental.

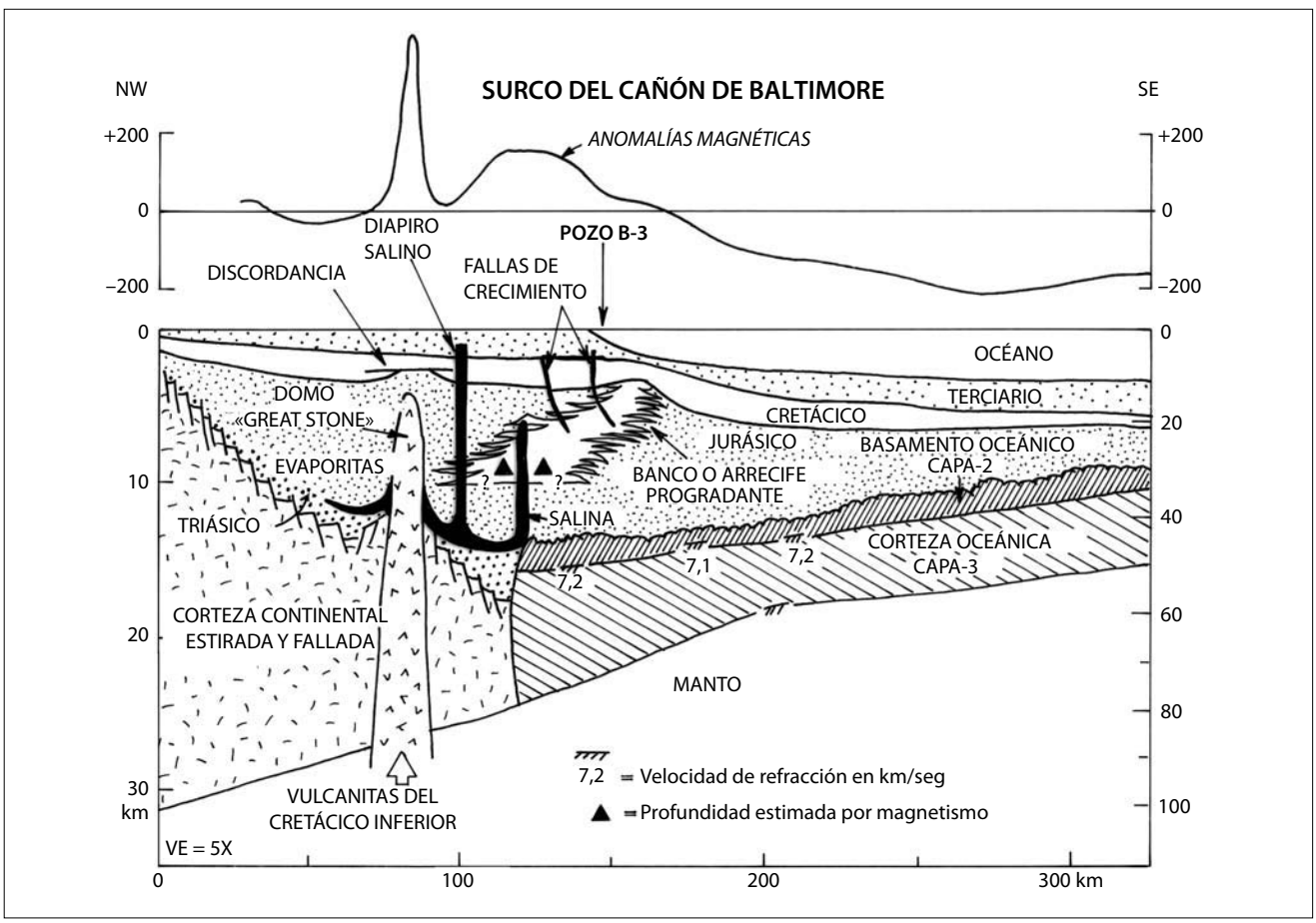


Figura 22.29. Sucesión de sedimentos en un margen maduro tipo Atlántico. Transversal del Cañón de Baltimore, Estados Unidos, donde se distinguen los sedimentos del rifting inicial (punteado grueso) y las variaciones de facies con el tiempo en una estructura básicamente estable. Completar con la figura 22.26. Modificado de Grow, 1981.

El vulcanismo que da paso a los basaltos provenientes del manto está relacionado con el momento de ruptura de la corteza continental o la etapa justo anterior a ésta. En muchos casos este vulcanismo no llega a aflorar, y cuando lo hace, tiende a aprovechar zonas de debilidad del basamento (Wilson, 1993). La mayoría de estos materiales son flujos basálticos toleíticos que pueden ocupar áreas de más de 1 millón de km^2 y un espesor que llega a superar 1 km (Bott, 1995). Para el entorno de las Islas Faeroe, al N de Escocia, se estima que se emplazó más de 1 millón de km^3 de lavas (Morton y Parson, 1988), actividad que se produjo hace 62-50 m.a. La temperatura del manto litosférico parece que ejerce un control fundamental en la composición química y volumen de magma procedente del manto (McKenzie y Bickle, 1988). Igualmente, parece que el volumen de magma producido es proporcional a la extensión experimentada por la cuenca (Wilson, 1993).

Para finalizar el presente apartado hacemos una serie de consideraciones de interés. Por un lado señalar que la abundante información sobre los márgenes pasivos tipo Atlántico obtenida en los últimos años se ha debido a su enorme interés como áreas generadoras de hidrocarburos y de trampas para su acumulación. Watkins *et al.* (1979), Watkins y Drake (1982), Gibbs (1989) y Glennie (1990), así como varios informes iniciales del DSDP (Deep Sea Drilling Project) - IPOD (International Program of Ocean Drilling) constituyen refencias básicas sobre este tema. Por otro lado cabe destacar los graves problemas que impiden, en gran parte, distinguir en estos bordes de cuenca entre variaciones del nivel del mar debido a causas eustáticas o bien por subsidencia o elevación tectónica, especialmente cuando estos fenómenos se solapan. Sí parece claro, que la acumulación de sedimentos en un margen continental tipo Atlántico provoca la flexión y subsidencia de la corteza rígida, aunque este hundimiento también necesita una mayor justificación, debiéndose pensar en otros factores como contracción térmica, salida de flujos gravitacionales de material de la corteza, metamorfismo de la corteza profunda (Watts y Ryan, 1976; Cochran, 1983) o la tensión horizontal generada entre placas litosféricas que, combinada con la carga de sedimentos, puede justificar variaciones del nivel del mar superiores a 1 cm/millón de años (Cloetingh *et al.,* 1985; Kooi y Cloetingh, 1989). En cualquier caso, las grandes discordancias que encontramos en el registro sedimentario que representan los límites de las secuencias principales de los prismas de sedimentos antes citados son debidas a las variaciones del nivel del mar (por la causa que sea), mientras que la arquitectura de los estratos entre dichos límites estarán controlados por el aporte de sedimentos, la fisiografía de la cuenca y la acomodación de los sedimentos (Posamentier y Allen, 1993; Schlager, 1993). La disposición de márgenes estrechos en un lado y márgenes anchos en otro de algunas cuencas marinas se producen cuando hay un despegue intra-litosfera continental en el contacto frágil-dúctil de la misma. El margen ancho se desarrolla por debajo del nivel de despegue y el estrecho, por encima (Huismans y Beaumont, 2008).

Por último, hay que recordar también que en fases compresivas posteriores puede darse la inversión de las fallas lístricas, convirtiendo en mantos de cabalgamiento a los sedimentos previamente depositados (figura 22.19.5). La apertura, expansión e inversión de los márgenes continentales puede estar acompañada de vulcanismo (Menzies *et al.,* 2002) o no (Wilson *et al.,* 2001).

Cuencas inter-arco

Estas cuencas parecen una contradicción: son estructuras de distensión relacionadas con márgenes convergentes de placas (Karig, 1970, 1971; Scholl *et al.,* 1975; Dickinson, 1981; Einsele, 1992). Su origen es el intenso flujo térmico generado tras el arco magmático, ligado a la subducción de corteza oceánica y al movimiento de separación en las corrientes de convección del manto que adelgaza y estira la placa suprayacente separándola en dos (figura 22.30a). El movimiento relativo es variable; así, en Sumatra se produce un sistema de fallas en dirección

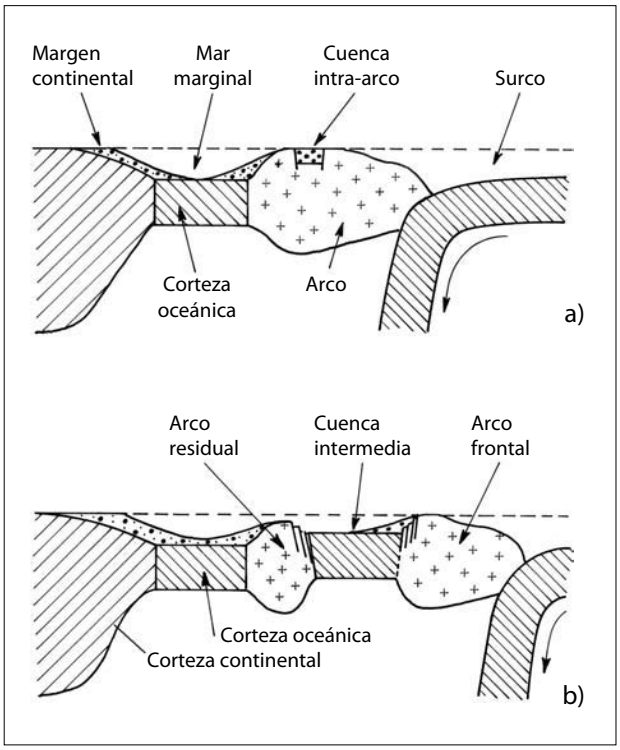


Figura 22.30. Dos tipos posibles de cuenca inter-arco, con o sin corteza oceánica. Modificado de Dickinson (1981). Se originan debido al intenso flujo térmico que se genera tras el arco magmático (a). Este flujo está unido a un movimiento de separación en las corrientes de convección del manto que termina produciendo un adelgazamiento y estiramiento de la capa suprayacente pudiendo quedar separada en dos (b).

que dan lugar a cuencas de separación *(pull-apart basins)*. En otros casos el arco magmático se rompe por su parte trasera y se produce divergencia, como en Tonga o Las Marianas, apareciendo corteza oceánica entre ambos fragmentos.

Comienzan su evolución como grabens complejos, de los que puede ser un ejemplo la depresión de Nicaragua, tras el arco magmático Centroamericano, en el que se depositan sedimentos fluviales y lacustres de origen volcánico, con cenizas y piroclastos intercalados.

Posteriormente, si el proceso continúa, la separación hace que se formen mares someros de subsidencia rápida a moderada, con sedimentación abundante en los márgenes y sólo pelágica en el centro, a veces asociada a turbiditas procedentes del arco magmático y con una aparición de corteza oceánica, provocando una cuenca intermedia (figura 22.30b).

En conjunto recuerdan a cuencas protooceánicas, pero reciben menos sedimentos, pues los márgenes no se elevan como en el otro caso, y están asociadas a un complejo arco-surco convergente. Los sedimentos tienen claro origen volcánico y están asociados a piroclastos, cenizas y coladas de lava.

Otro origen de estas cuencas (Scholl *et al.,* 1975) es el de un fragmento de corteza oceánica atrapada tras un arco magmático cuando se produce la subducción dentro del área oceánica, como en las Aleutianas, pero entonces es mejor denominarlo mar marginal, pues no hay expansión tras el arco (figura 22.30).

Cuencas extensivas en etapas orogénicas tardías o cuencas de colapso

Se trata de cuencas de extensión desarrolladas inmediatamente después o incluso al final de etapas compresivas, indicando un cambio local de régimen compresional a extensional en cinturones orogénicos. Estas cuencas fueron inicialmente descritas a comienzo de la década de los ochenta, pero inicialmente no se entendía la superposición de ambas tendencias tectónicas opuestas. England (1983) pudo observar, sin llegar a entender los mecanismos, cómo el orógeno del Himalaya muestra evidencias de deformación extensional interna en un conjunto general de contracción, como de forma similar sucede en la región Basin and Range, en el oeste de Estados Unidos (Coney y Harms, 1984; Dewey, 1987).

Pocos años después, en un orógeno Caledoniano, al S de Noruega, diferentes autores observaron algo similar a lo anteriormente expuesto para el Devónico (Seranne y Seguret, 1987; Seranne *et al.,* 1989; Fossen, 1992). Se pudieron tomar medidas con estudios de microtectónica que indicaban cómo la extensión afectaba a un área superior a 200 km de ancho y con una corteza muy engrosada, contrario a lo que debería encontrarse en un contexto distensivo y, sin embargo, presente dentro de un contexto compresivo. Tampoco se observó evidencia de subsidencia térmica posterior a la extensión. La extensión no estaba, pues, relacionada con el adelgazamiento litosférico debido a un cambio térmico como hemos visto previamente, sino que estaba conducida por fuerzas de gravedad derivadas, como veremos enseguida, del engrosamiento excesivo de la corteza tras la compresión previa (Seranne *et al.,* 1989) y el

desequilibrio isostático consecuente. La extensión se produce de forma especial, a través de un nivel de despegue de ángulo muy bajo, en torno a los 5° y no superior a los 25°, produciéndose un deslizamiento en sentido opuesto al que se produjo durante la colisión previa (figura 22.31). Ante esta base poco inclinada, la extensión puede llegar a ser muy grande (superior a 25 km) para la relativamente poco extensa área afectada, favoreciendo, con ello, que la disposición de sedimentos sea practicamente «subhorizontal», lo que permite una tasa de sedimentación sintectónica de varios miles de metros en secuencias continentales siliciclásticas granocrecientes, como describen Steel *et al.* (1977) para la cuenca Hornelen, dentro del entorno del orógeno caledónico antes citado, aunque estos autores en aquel momento justificaban esta alta tasa de sedimentación a otros motivos. La sedimentación se produce principalmente a través de abanicos aluviales cuya dinámica está relacionada con los pulsos extensivos de la propia cuenca y los giros que provoca sobre los bloques en el borde de la misma (figura 22.31). Otra característica importante de estas cuencas es que, debido al ángulo tan bajo que presenta el plano de deslizamiento, la corteza que queda bajo éste se mantiene prácticamente sin deformación.

La mayoría de los autores citados anteriormente para el Orógeno Caledónico y en otros casos como en el del Macizo Central francés (Echtler y Malavieille, 1990) coinciden en relacionar la etapa de extensión de este tipo de cuenca con la pérdida de masa cortical y su consiguiente adelgazamiento debido al colapso de la parte inferior de la corteza (figura 22.32), mecanismo descrito para otras áreas por Molnar y Chen (1983) y Wernicke *et al*. (1987), entre otros.

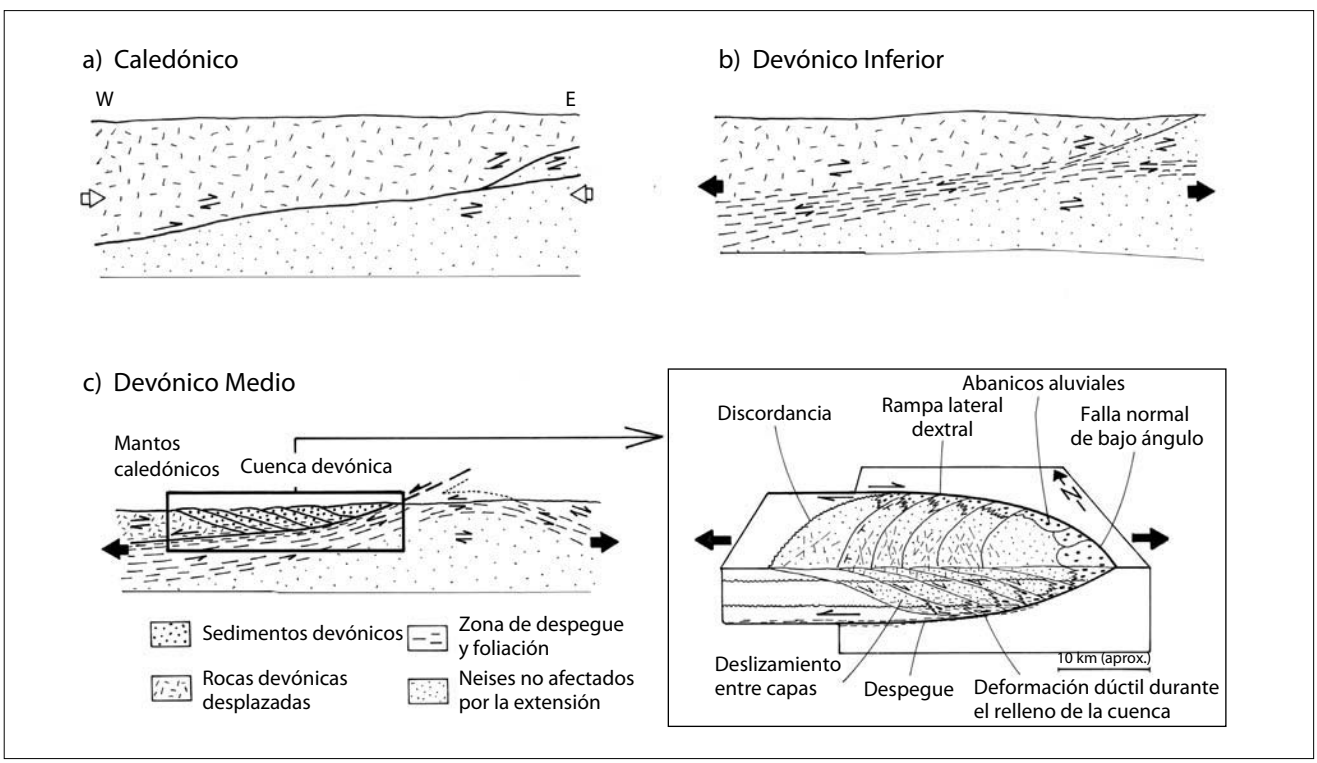


Figura 22.31. Interpretación tentativa en tres etapas (a, b, c) de la zona extensional de despegue sobre las rocas del orógeno Caledónico del oeste de Noruega. El esquema inferior de la derecha representa el mecanismo de formación de la cuenca Hornelen y su relleno durante el Devónico medio, mostrando el deslizamiento entre las capas o paquetes sedimentarios que a su vez se apoyan oblicuamente sobre un nivel de despegue basal produciendo una deformación dúctil durante el relleno de la cuenca. El nivel de despegue es subhorizontal en la mayor parte de su superficie permitiendo una amplia zona de acomodación y con ello una elevada tasa de sedimentación. Modificado de Chauvet y Seranne, 1989.

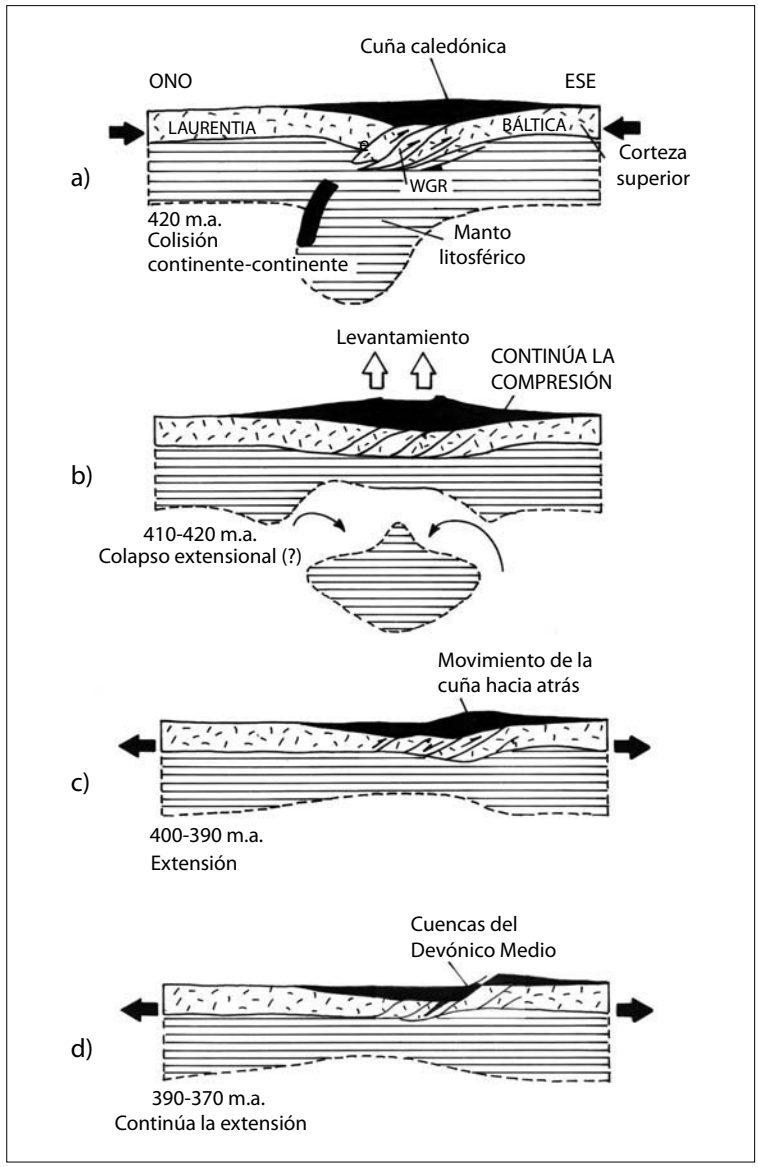


Figura 22.32. a) Modelo esquemático de la última etapa del orógeno Caledónico y la post-Caledónico en la cordillera Caledónica, Noruega. Un colapso extensional de la parte engrosada central del orógeno b) generaría un esfuerzo vertical aumentando la tensión horizontal de la zona elevada c). Finalmente, si continúa la extensión d), se formaría una cuenca asimétrica con un desarrollo como el que se muestra en la figura 22.31c. Modificado de Fossen, 1992.

Cuencas de inversión ligadas a márgenes pasivos o de desarrollo vertical

Se trata de un tipo de cuenca muy particular por desarrollarse a partir de diferentes movimientos recurrentes de desplazamiento vertical (tectónica de inversión) pero dentro de un régimen de extensión. Quizás los ejemplos más claros son los descritos por Grant (1987) en la costa E de Canadá, al S del mar del Labrador, entre los meridianos 54° y 46° y los paralelos 52° y 46°. Estas cuencas, de forma alargada, tienen un basamento precámbrico-paleozoico y un relleno de sedimentos que van desde el Carbonífero hasta comienzos del Cretácico y que hoy están enterrados bajo otros cenozoicos. Los estudios sísmicos en la zona han mostrado que los flancos de estas cuencas están constituidos por diferentes niveles erosivos que indican levantamientos periódicos (inversión) seguidos de subsidencia (figura 22.33), llegando puntualmente a registrar desplazamientos en la vertical de hasta 10.000 m. El segmento que une estas cuencas coincide con un eje de marcada anomalía gravitatoria, que refleja un cuerpo denso probablemente relacionado con la formación de la cuenca.

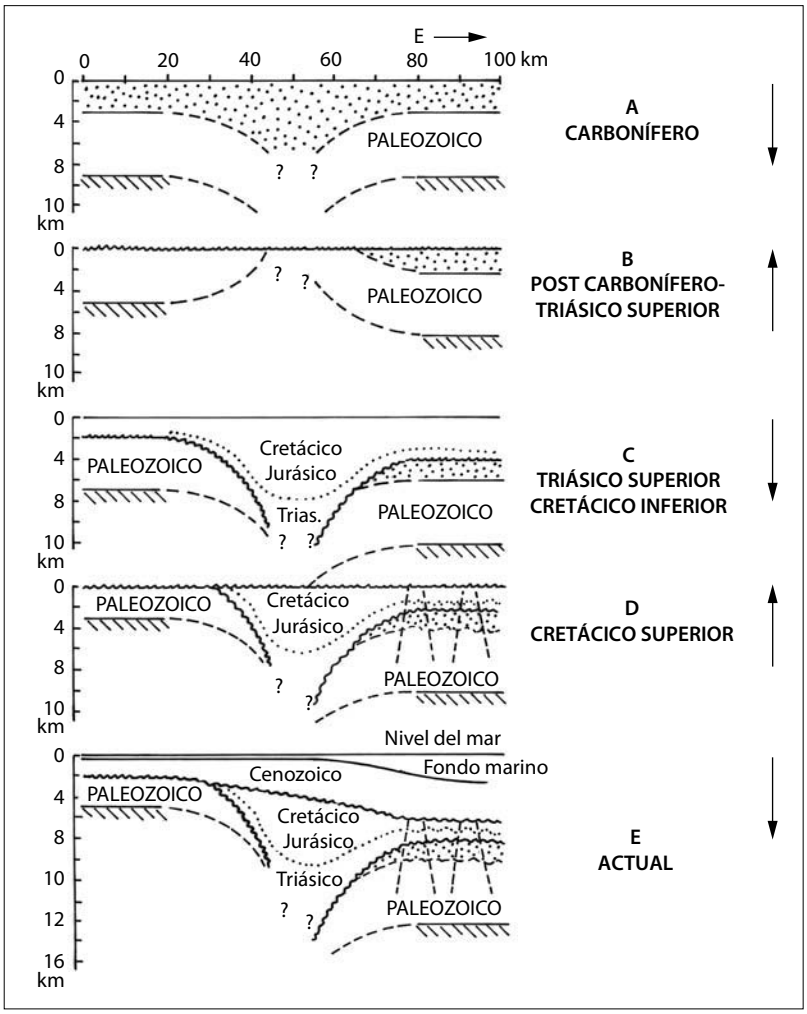


Figura 22.33. Evolución secuenciada del desarrollo de una serie de cuencas al este de la costa oriental de Canadá. Las flechas de la derecha indican la tendencia en cada etapa del movimiento vertical. Lo más significativo de estas cuencas es que en ningún momento existe prácticamente extensión lateral, aún estando en un régimen distensivo. Exageración vertical (x 2,5). Modificado de Grant, 1987.

Lo más destacado de estas cuencas es que apenas muestran movimientos horizontales, a pesar del adelgazamiento importante de la corteza que, como vimos previamente, es una característica común a todas las cuencas en régimen de extensión.

Anomalías de este tipo podrían también indicar cuencas similares enterradas hoy bajo sedimentos terciarios. De hecho, Bott (1995) deduce que tiene que haber otros mecanismos, al margen de la extensión, que provoquen el adelgazamiento de la litosfera, ya que la astenosfera emplazada bajo los sistemas de rift actuales del E de África es superior a la que se justifica simplemente por los mecanismos de extensión. Entre estos mecanismos se citan la inyección de magma (Mareschal, 1983), penetración diapírica (Turcotte y Emerman, 1983), calentamiento de la litosfera por conducción térmica (Crough y Thompson, 1976) y la migración diapírica de magma asociado a la astenosfera (Neugebauer y Reuter, 1987).

Cuencas ligadas a contactos con movimiento paralelo de placas

Las fallas en dirección son aquellas que poseen un movimiento principal horizontal, pero son muy raras las que sólo tienen este movimiento. Si son importantes y rompen la litosfera completamente se denominan fundamentales (De Sitter, 1964) o transcurrentes (Norris *et al.,* 1978), y si comienzan y acaban en zonas de subducción o en dorsales oceánicas se denominan transformantes (Wilson 1965).

Estas fallas no poseen una traza rectilínea, sino sinuosa, entrelazada, que da lugar a zonas de compresión y distensión (figuras 22.34 y 22.41; Reading, 1980; Crowell, 1974a, 1974b) denominadas en este caso transpresionales y transtensionales (Harland, 1971), y asociadas a ellas se forman cuencas de geometrías y evolución muy variadas (Mann *et al.,* 1983). La problemática de este tipo de cuencas ha sido revisada en el extenso trabajo de Biddle y Christie-Blick (1985).

Las fallas tienen esta geometría sinuosa porque deben adaptarse a las discontinuidades y cambios de materiales que cortan. En sección suelen estar formadas por abanicos de fracturas divergentes que se unen en profundidad en una única falla subvertical, dando una estructura «en flor» característica. En superficie estas fracturas individuales se presentan como cabalgamientos que, en general, tienen una extensión lateral de unos pocos kilómetros, pero que se disponen en relevo unos de otros.

La dinámica de desplazamiento entre los dos bloques litosféricos opuestos tiene lugar a lo largo de una estrecha zona linear llamada Zona de Desplazamiento Principal, que puede tener cen-

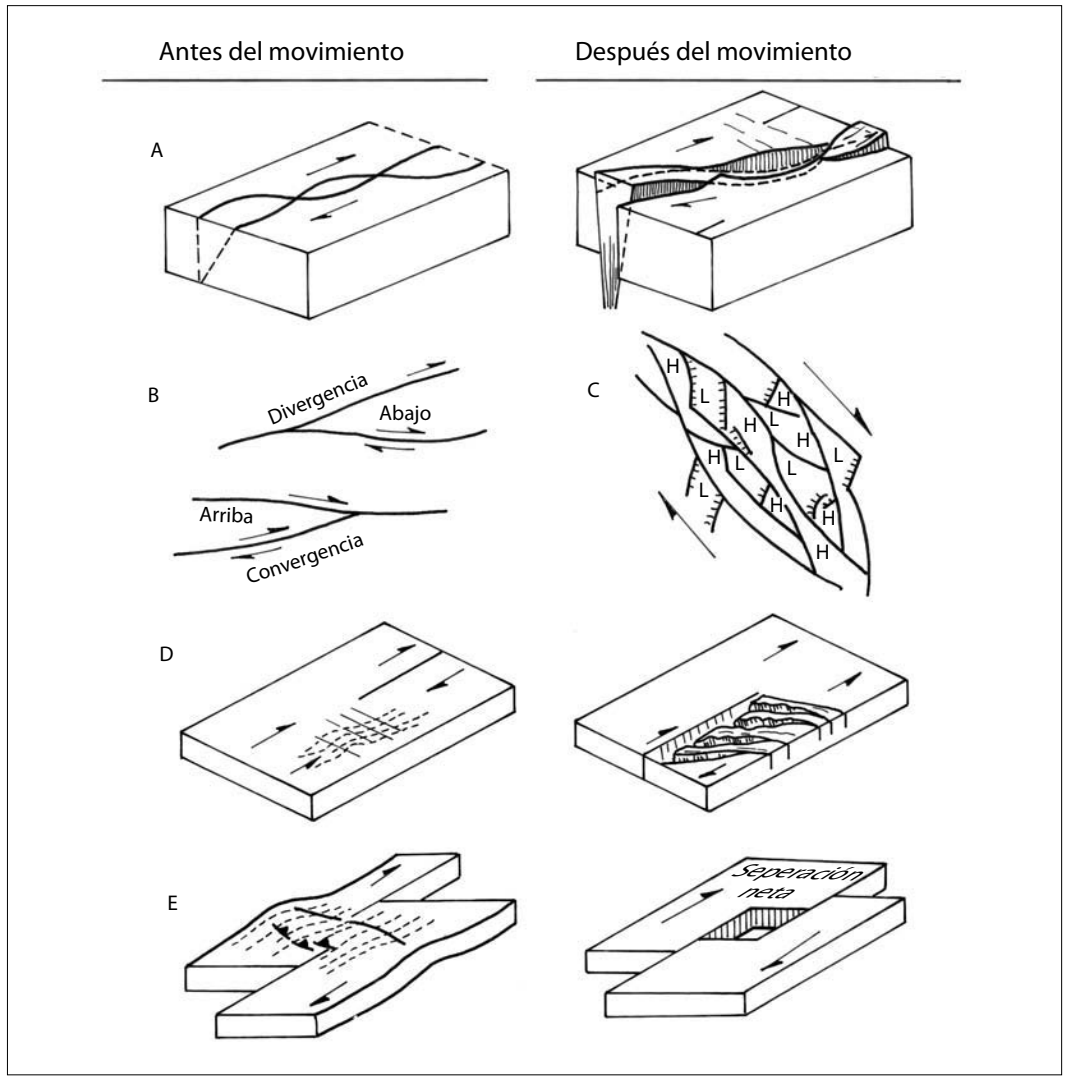


Figura 22.34. Diversas cuencas transtensivas y macizos transpresivos formados por combinaciones de movimientos de fallas en dirección. H: bloque levantado, L: bloque hundido. Modificado de Reading, 1980.

tenares de kilómetros de longitud (Harding *et al.,* 1985). Esta zona está formada por fallas en dirección, sintéticas, y fallas de cizalla P (P *shear zones*) a 30° y desplazamiento opuesto.

Las inhomogeneidades litosféricas en la horizontal provocan modificaciones de la orientación de la Zona de Desplazamiento Principal y la creación de estructuras asociadas distensivas, como cuencas pull-apart e incurvaciones disipasivas *(releasing oversteps)* o compresivas, como las incurvaciones compresivas *(restraining bends),* asociaciones de fallas en abanico llamadas «estructuras en flor» *(negative flower structures)* por su aspecto en perfil transversal (figura 22.35).

Las diferencias en tasa de desplazamiento horizontal entre segmentos de la Zona Principal de Desplazamiento se acomodan mediante fallas normales oblicuas «en echelon» (figura 22.41).

El estudio detallado de la cinemática de estas fallas en dirección y el origen y evolución de las cuencas sedimentarias asociadas está tratado de forma detallada en Biddle y Christie-Blick (1985), Ballance y Reading (1980) y Storti *et al*. (2003). Hay que resaltar que se pueden formar cuencas sedimentarias con rellenos muy potentes tanto en los segmentos extensionales como en los compresivos.

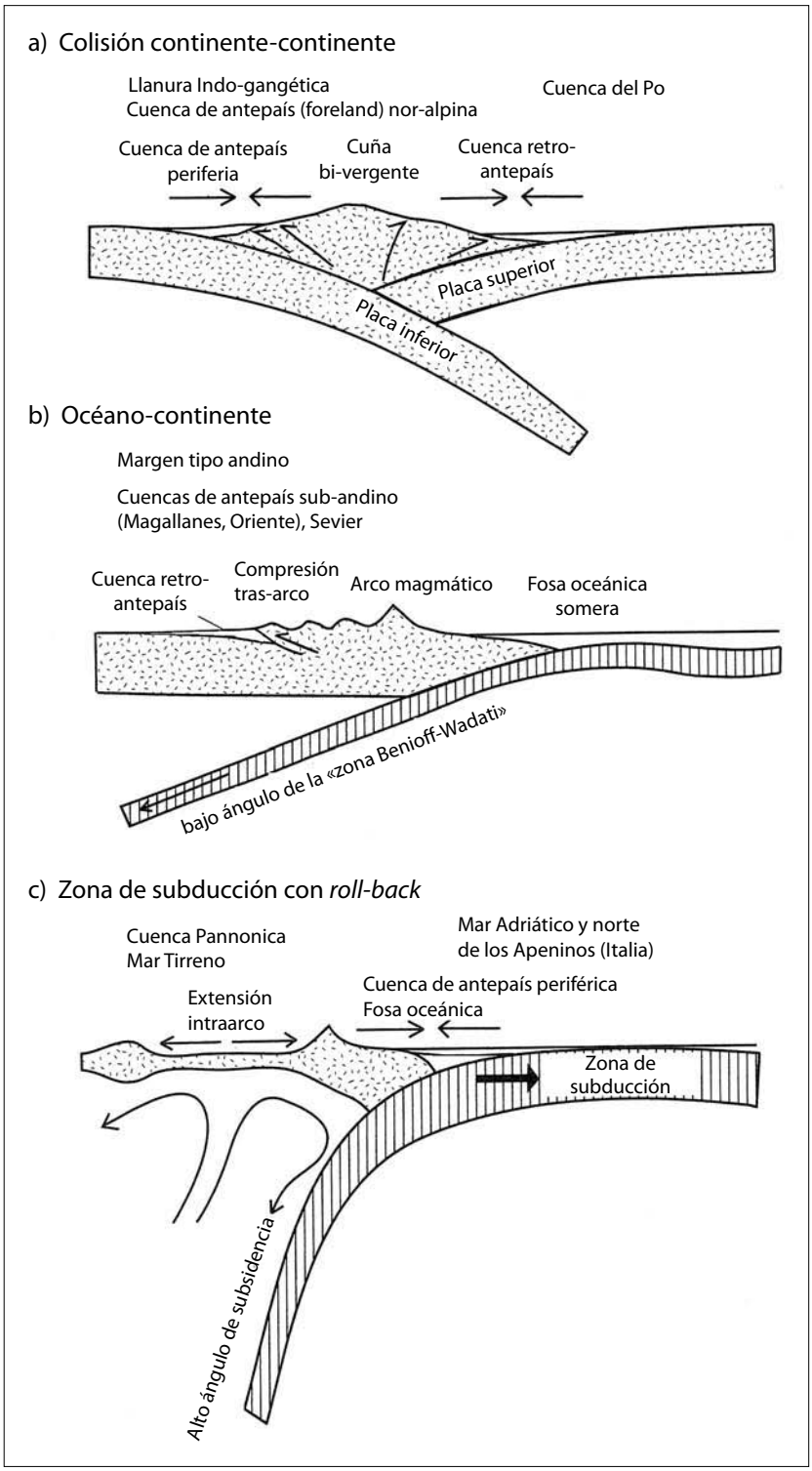


Figura 22.35. Ilustración esquemática de cuencas de antepaís periféricas, posteriores y de cuencas asociadas a la zona de subducción. Modificado de Allen y Allen, 2005.

Como la entrada de sedimentos en las cuencas continentales se hace por puntos concretos, normalmente los vértices de los cuadrángulos, el espesor aparente de facies concretas puede parecer enorme, por ejemplo, más de 12 kilómetros en los conglomerados de la Formación Violin, California (Crowell, 1974), pero es sólo un efecto aparente, difícil de apreciar en series antiguas (Rodgers, 1980), si el movimiento lateral se mantiene durante millones de años.

En cualquier análisis de cuencas ligadas a fallas en dirección se debe tener en cuenta que, al progresar el movimiento, la geometría, orientación y régimen de cada una puede cambiar sustancialmente con el tiempo, pasando de transpresivo a transtensivo y viceversa, y que difícilmente encontraremos los sedimentos adyacentes a las fallas que controlaron su deposición, sino otros más jóvenes.

Las cuencas de este tipo son más pequeñas que las originadas por extensión, por tensión o por contracción, midiéndose en algunas decenas de km como máximo y sin sufrir practicamente subsidencia por enfriamiento, ya que los procesos relacionados con la astenosfera son mínimos o no existen.

Según Christie-Blick y Biddle (1985) hay una serie de características propias de estas cuencas que permiten caracterizarlas: *a*) siempre hay un choque importante entre las rocas puestas en contacto por las fallas y las reconstrucciones del estado inicial del área requieren grandes desplazamientos horizontales, de varias decenas a centenas de km. Para estas reconstrucciones son muy útiles los estudios del área fuente a partir, por ejemplo, de los datos de los conglomerados; *b*) la asimetría de las cuencas es muy acusada en sección transversal, migrando depocentros y facies rápidamente; *c*) la subsidencia es muy rápida, pero episódica, acumulándose en condiciones favorables más de 1.500 m de sedimentos por millón de años, llegando en algunos casos a 4.000 m; *d*) los sedimentos muestran fuertes cambios de facies y discordancias intraformacionales de gran tama-

ño, y *e*) diversas cuencas a lo largo del mismo sistema de fracturas pueden tener sedimentos muy diferentes, debido a los distintos regímenes tectónicos posibles a lo largo del mismo. En series antiguas puede ser muy complicado encontrar las relaciones mutuas.

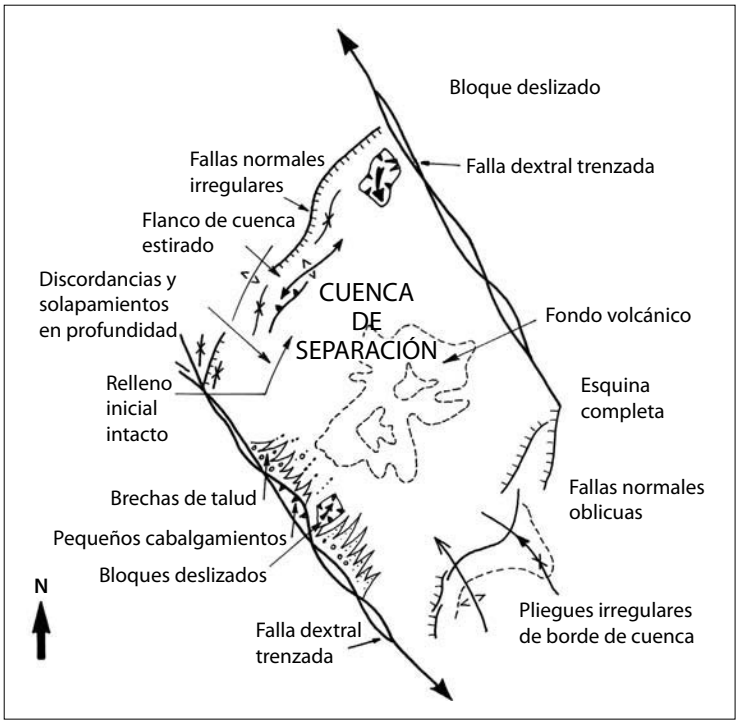


Figura 22.36. Cuenca transtensiva de separación *(pull-apart basin)* con pequeños cabalgamientos laterales y vulcanismo asociado. Modificado de Crowell, 1974b.

Cuencas transtensionales

En el movimiento de una falla en dirección que presente ondulaciones se formarán áreas deprimidas en las zonas de transtensión. Estas zonas recibirán sedimentos procedentes de sus bordes y áreas elevadas por plegamiento y fracturación (en las zonas de transpresión) que también aportarán sedimentos a las zonas deprimidas. Esto se puede dar en curvaturas suaves o muy acusadas, aunque la forma es ligeramente diferente (Crowell, 1974a; figura 22.34), en el primer caso se forma una cuenca en forma lenticular vista en planta, llamada cuenca de disipación *(releasing bend),* mientras que en el segundo se forma una de forma oblonga denominada cuenca de separación *(pull-apart basin)*. Estos últimos tienen mayor importancia, aunque la escala de estas cuencas varía desde unos pocos metros a varias decenas de km de longitud. La corteza continental se estira y puede llegar a dar lugar a la aparición de rocas volcánicas en el centro de la cuenca (Crowell, 1974b; figura 22.36).

Los sedimentos pronto rellenan el espacio creado por el movimiento. Es habitual que primero se forme un lago si el fenómeno ocurre en áreas continentales, pero como la diferencia de relieve entre el fondo de la cuenca y los bloques marginales es grande, descienden abanicos aluviales que pueden colmatar la cuenca, y si el movimiento continúa, pueden formarse en el centro redes fluviales longitudinales. Hay que destacar la importante potencia estratigráfica de estos sedimentos. La Brecha Violín, asociada a la falla San Gabriel en el S de California tiene unos 12.000 m de sedimentos acumulados (Crowell, 1974a) y Steel y Gloppen (1980) describen en otros ejemplos espesores cercanos a los 26 km. Los trabajos de Cunningham y Mann (2007) y Storti *et al.* (2003) son las referencias básicas modernas sobre estas cuencas.

El mar Muerto constituye un ejemplo clásico de este tipo de cuencas. Tiene más de 10 km de sedimentos acumulados desde el Mioceno hasta la actualidad y su depocentro migra rápidamente hacia el N. Su relleno está formado por tres grandes grupos (Neev y Emery, 1967; Zak y Freud, 1981), comenzando por 2.000 m de depósitos continentales clásticos miocenos al S, cerca del mar Rojo, seguidos por 4.000 m de evaporitas marinas depositadas en la Fosa de Sodoma, algo más al N, y de edad Plioceno-Pleistoceno inferior. Actualmente la sedimentación tiene lugar en la fosa Amora-Lisan, donde se han acumulado unos 3.500 m de evaporitas y carbonatos lacustres y sedimentos aluviales asociados, que han reaccionado a los esfuerzos tectónicos deformándose diapíricamente. Las cuencas pull-apart con evaporitas como componente principal de su relleno han recibido poca atención comparadas con sus equivalentes con relleno dominado por sedimentos siliciclásticos. El mar Muerto es un *pull-apart* originado en un sistema de fallas en dirección sinistrales con un ligero componente extensional provocado por una ligera componente de separación de los bloques litosféricos implicados

simultánea al movimiento en paralelo principal (Garfunkel, 1981; Cloetingh y Ben-Avraham, 2002; Enzel *et al.,* 2006). La cuenca está limitada por fallas límite de cuenca (fallas en dirección principales N-S) y segmentada por fallas normales oblicuas (N120°) más tardías, combinadas con pliegues orientados N60° formados simultáneamente, pero no afectan al basamento.

Las potentes cargas evaporíticas actúan de nivel de despegue y la deformación es diferente por encima y por debajo de ella (Smit *et al.,* 2008).

El movimiento lateral de las fallas puede ser difícil de descubrir, ya que en los afloramientos destaca el juego vertical entre ambos labios de la falla, que da lugar a auténticos cabalgamientos, y la heterocronía de facies aluviales idénticas no siempre es fácil de probar.

McLaghlin y Nilsen (1982) ilustran un buen ejemplo de esta componente vertical del juego de una falla en dirección en su descripción de una pequeña cuenca transtensional de California, cuyo labio elevado es fuente de la mayor parte de los sedimentos. En otros casos, y al igual que en los rifts intracontinentales, gran parte de los sedimentos proceden del labio hundido (por ejemplo, ver Crowell, 1974a, b).

En los bordes de los continentes se producen cuencas cerradas de gran profundidad rodeados por islas o costas acantiladas. Las que quedan situadas cerca de la costa reciben abundantes sedimentos en forma de turbiditas que forman abanicos submarinos muy potentes, como es el caso del surco de San Diego (Normark, 1974) o incluso masas deslizadas gravitacionalmente (Gorsline y Emery, 1959). Algunos surcos completamente llenos afloran en la actualidad en el sur de California, mientras que los más externos apenas reciben sedimentos (Emery, 1960; Nelson y Nilsen, 1974).

El golfo de California es un caso extremo de este tipo de cuencas (figura 22.37). En él, una serie de fallas en dirección muestran una disposición en «echelon» con subcuencas de extensión asociadas. Uno de sus extremos está abierto hacia el mar, mientras que el otro está en el continente. Las cuencas de extensión actúan como trampas de sedimentos, y así, en el borde norte del ejemplo anterior potentes acumulaciones de materiales continentales depositados por el río Colorado, que, tras rellenar la depresión de Salton con más de 5 km de sedimentos, vierte ahora al mar formando un delta importante.

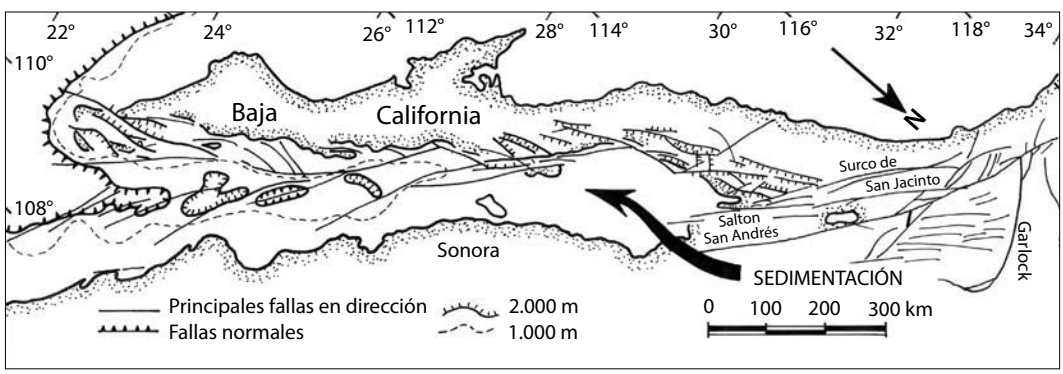


Figura 22.37. Esquema geológico del golfo de California, cuenca oceánica controlada por fallas en dirección. La única fuente importante de sedimentos clásticos es el río Colorado, en el extremo NO. Modificado de Crowell, 1974a.

Cuencas transpresivas

La sedimentación relacionada con fallas en dirección se ha ligado en general a las zonas de transtensión, especialmente a las cuencas de separación *(pull-apart basins),* pero también puede darse en zonas de transpresión, ligada a elevaciones por eyección *(pull-up swells)* que tienen forma de flor en sección transversal, como se indicó anteriormente.

Estas áreas elevadas limitan, en ambos lados, depresiones que pueden experimentar subsidencia importante, y están limitadas por una parte por las áreas de transpresión elevadas, por otra, por la falla en dirección que da lugar a la zona de transpresión y, por la tercera, con una rampa ligeramente inclinada hacia las otras dos. Se parecen a las cuencas de antepaís, pero su extensión lateral es mucho menor, aunque la potencia de sedimentos que se puede acumular puede ser muy grande. En planta pueden tener forma de triángulo escaleno o de ojal estrecho (Eisbacher *et al.,* 1974; Lowell, 1972; Myhre *et al.,* 1982).

Los sedimentos pueden ser continentales o marinos, pero todos ellos muestran aportes desde la zona elevada por eyección y desde la falla en dirección, como se señaló anteriormente. Los sedimentos de bordes activos muestran deformaciones sintectónicas importantes, como en el borde SE de la cuenca del Ebro (Riba, 1976; Anadón *et al.,* 1985) o en el SW de la cuenca de Spitsbergen (Steel *et al.,* 1985).

Cuencas ligadas a contactos de placas con movimiento convergente

Las cuencas ligadas a contactos entre placas con movimiento convergente son muy variadas en su geometría, relleno sedimentario y evolución, dependiendo de la naturaleza de las placas (continental u oceánica), el ángulo de encuentro, la velocidad del proceso de subducción, el ángulo de inclinación de la zona de Benioff y el aporte de sedimentos. Como las placas litosféricas no se deforman plásticamente, sino que se comportan de forma rígida-elástica frente a los esfuerzos, su deformación se puede asimilar a la de una viga o placa delgada sometida a esfuerzos verticales (Middleton y Wilcock, 1994). En el caso de contactos convergentes de placas, el peso aplicado en el extremo de la placa subducida por la placa cabalgante produce una deformación característica (figura 22.7b) en la que se crea una cuenca asimétrica en las cercanías de la zona de convergencia y una elevación periférica asociada *(peripheral bulge)* cuya posición depende de la carga aplicada y de la rigidez flexural de la placa subducida (Turcotte y Schubert, 1982; Einsele, 2000; Allen y Allen, 2005).

Básicamente se dan dos tipos de cuencas en estos contactos: los sistemas arcosurco, con vulcanismo y magmatismo importante y que se forman entre dos placas oceánicas o una oceánica y una continental, y las cuencas de antepaís *(foreland basins)* sin magmatismo asociado, situadas al frente de una cordillera plegada de tipo alpino y sobre corteza continental (Dickinson y Seely, 1979).

Complejos arco-surco

Estos complejos tienen una estructura característica según sean de tipo «margen continental» o «intraoceánica»; de mar a tierra se pueden distinguir los siguientes elementos (figura 22.38):

Surco o fosa oceánica: es el área donde se sumerge una de las placas y comienza el proceso de subducción; puede llegar a tener 10.000 m de profundidad, y es una estructura estrecha y alargada.

Complejo de subducción: en superficie forma un relieve positivo. Está formado por una acumulación de sección triangular formada por los sedimentos que recubrían la placa oceánica subducida, profundamente deformados, y fragmentos de la propia placa desprendidos por la presión que se ejerce en el contacto entre ambas *(underplating)*. Si el proceso se prolonga algunos millones de años, se producirán sucesivas cuñas que elevan las anteriores, ya que apenas hay desplazamiento horizontal en esta área, adquiriendo el perfil transversal en cuña característico.

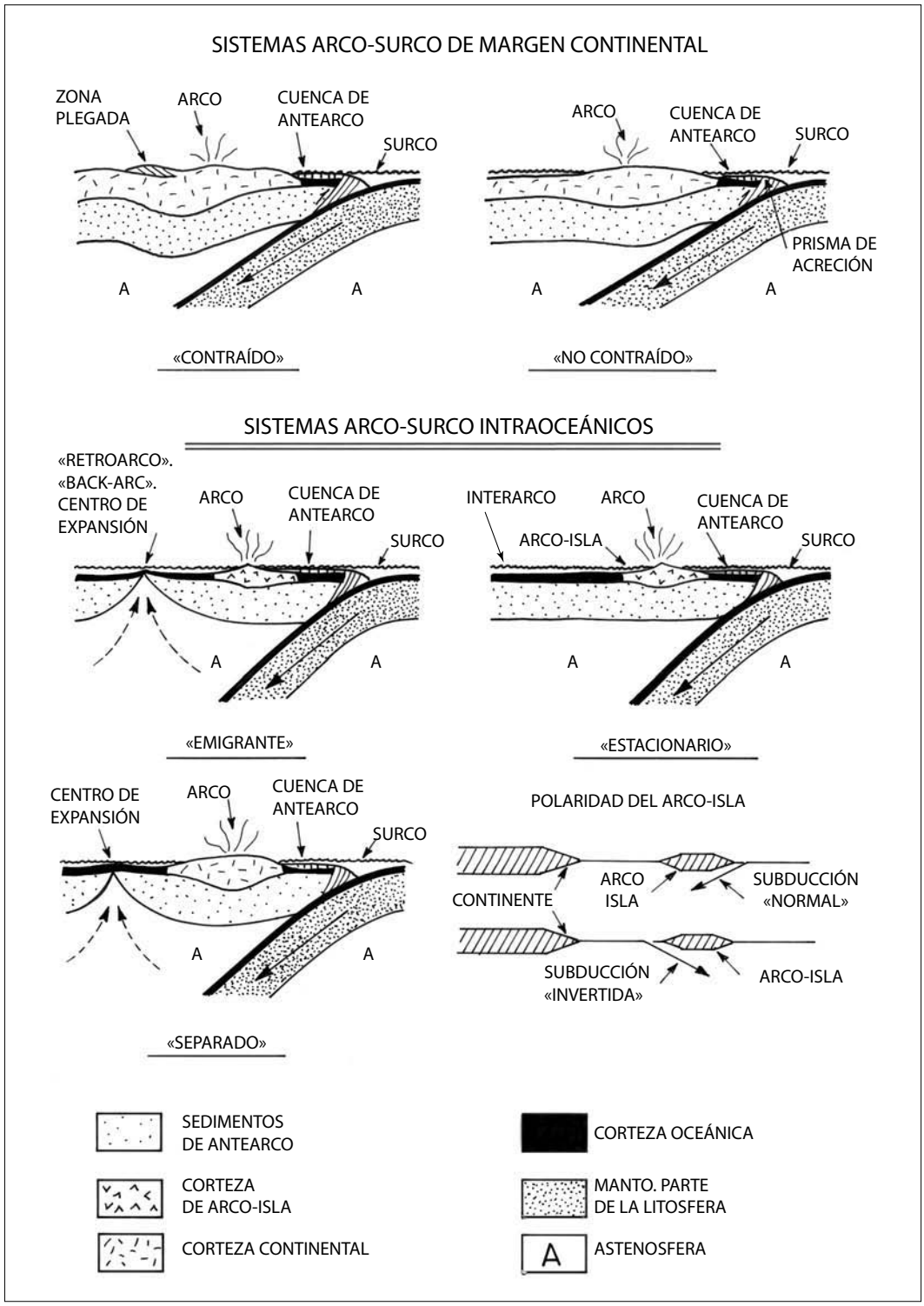


Figura 22.38. Diversos tipos de complejos arco-surco dentro de los de margen continental e intraoceánicos. Modificado de Dickinson y Seely, 1979.

Cuenca de antearco (forearc basin): zona deprimida de 50 a 400 km de anchura situada delante del arco y en la que se pueden acumular grandes espesores de sedimentos (Marlow *et al.,* 1973; Dickinson, 1976).

Arco magmático: zona de actividad ígnea formada por rocas volcánicas y plutónicas con relieve positivo importante, formada en el área donde emergen a la superficie los productos de la fusión parcial de la placa subducida, que libera la fracción más volátil de la misma.

Zona de retroarco (back arc basin): situada detrás del arco, sobre la corteza continental. Es muy variable, puede presentar mares epicontinentales con o sin expansión, áreas continentales estables, áreas continentales con retrocabalgamientos, etc. Cuando se sitúa sobre corteza oceánica se denomina cuenca de interarco *(interarc basin)*. Cuando el arco es una isla de magma (arco isla), la cuenca formada detrás de éste se denomina intraarco *(intraarc basin)*.

El arco magmático y el surco son paralelos, demostrando su íntima relación genética y, aunque las zonas activas pueden cambiar de posición con el tiempo, siempre es posible reconstruir los diferentes componentes del complejo debido a que la polaridad básica siempre se mantiene.

Las cuencas de antearco presentan diversas variantes; según Dickinson y Seely (1979) pueden ser de los siguientes tipos (figura 22.39):

- Cuencas intramacizo 1), situadas directamente sobre el arco magmático. Son pequeñas y con escasa potencia de sedimentos.
- Cuencas residuales 2), en las que los sedimentos se depositan concordantemente sobre corteza oceánica o de transición sin deformar, atrapada entre el complejo de subducción y el arco magmático. Son las más abundantes y en las que mayor potencia de sedimentos se acumula.
- Cuencas de prisma de acreción 3), pequeñas cuencas situadas en el complejo de subducción aprovechando las depresiones entre cuñas.
- Cuencas construidas 4), en las que los sedimentos yacen discordantes sobre la parte extrema del arco y la interna del complejo de subducción. Estas podrían apilarse con el tiempo unas sobre otras, dando lugar a las cuencas compuestas 5).

Los complejos de subducción son difíciles de observar directa o indirectamente en los complejos actuales, por lo que muchas de sus características se han estudiado en complejos antiguos, donde la erosión ha descubierto sus raíces profundas (Leggett *et al.,*1982). Están formados por secuencias de rocas sedimentarias plegadas, básicamente hemipelágicas que conservan sus características originales, tectonitas metamórficas con esquistosidad que modifica casi totalmente la fábrica original de las rocas, y mezclas caóticas denominadas *melanges* en las que existe una matriz esquistosa en la que «flotan» algunas inclusiones de rocas no totalmente deformadas.

Las rocas que componen el complejo son muy variadas: algunas de origen ígneo, como gabros y diabasas de la corteza oceánica, rocas ultrabásicas del manto superior y rocas basálticas de las dorsales medioceánicas, y otras sedimentarias, como carbonatos someros procedentes de islas oceánicas y, sobre todo, turbiditas procedentes del continente o de las cuencas de antearco.

Las cuencas de antearco tienen un relleno característico que comienzan por turbiditas con abundante material volcanoclástico que desciende del arco magmático perpendicularmente a la cuenca, y que luego puede desplazarse cientos de km paralelas a él y que culminan por series de plataformas y costeras (deltaicas y de playa) (figura 22.39).

En algunos casos, la sedimentación es tan importante que rellena la cuenca y desborda sobre el complejo de subducción cubriéndolo de una capa sedimentaria de espesor variable (400 a 2.000 m); se han descrito casos así en Japón (Shiki y Misawa, 1982; Von Hene *et al.,* 1982), Barbados (Biju-Duval *et al.,* 1981, 1982) y Perú (Moberly *et al.,* 1982; Von Hueme, 1981). En estos casos se producen grandes deslizamientos de la cobertera sedimentaria hacia el surco, con desarrollo de fallas de bajo ángulo gravitatorias.

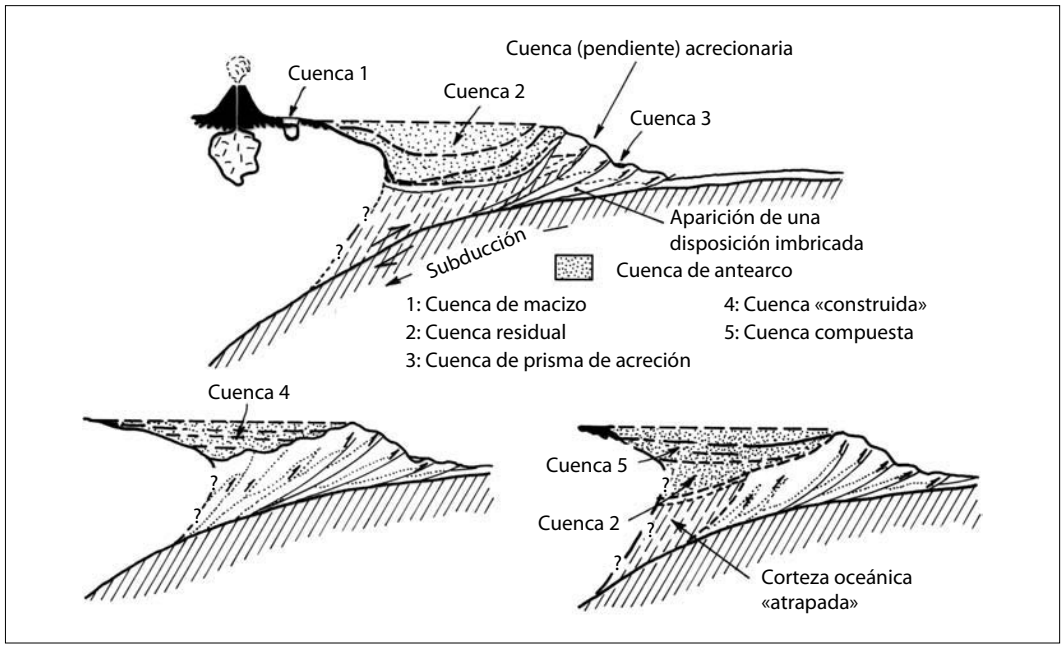


Figura 22.39. Cuencas asociadas a un complejo arco-surco (cuenca de antearco) y sus tipos en función de su basamento, con o sin atrapar corteza oceánica o transicional. Según Dickinson y Seeley, 1979.

En otros casos, la sedimentación en las cuencas es lenta y está formada básicamente por hemipelagitas y algunas turbiditas, como en parte de la región Tonga-Kermadec (Karig, 1970). Estas cuencas reciben el nombre de «inanes» *(starved basins)*.

Se conocen algunos ejemplos antiguos bien interpretados como complejos arcosurco. Leggett (1980) y Legget *et al.* (1982) han descrito el complejo de acreción de Avanarco de las Southern Uplands de Escocia, ligado al cierre del océano Japetus durante los movimientos caledónicos y que contienen sedimentos hemipelágicos, turbiditas y rocas volcánicas de edades comprendidas entre el Ordovícico medio y el Silúrico superior. Asimismo, Vegas (1981) describe el complejo de edad carbonífera de Huelva-Algarve como producido durante una convergencia de placa oceánica y el Macizo Ibérico.

Cuencas de antepaís

Son otro tipo de cuencas sedimentarias formadas en contactos de placas con movimiento convergente; se forman frente a una cordillera plegada y el cratón estable adyacente, cuando la carga de las estructuras cabalgantes deforma flexionando elásticamente su antepaís. Su sección es muy asimétrica, situándose los mayores espesores de sedimentos inmediatamente al lado de las estructuras cabalgantes (Eisbacher *et al.,* 1974; Beaumont *et al.,* 1982a), mientras que se adelgazan en cuña hacia el cratón estable (figura 22.40).

El ejemplo clásico es la depresión de la Molasa, en Suiza, y otras cuencas de este tipo son la cuenca del Po, la depresión indogangética, y, en España, la cuenca del Guadalquivir, la del Ebro y la Surpirenaica y se han denominado «cuencas de antepaís» *(foreland basins)*.

El término «cuenca de antepaís» fue definido por Dickinson (1974). Estas cuencas han sido revisadas en profundidad en Allen y Homewood (1986) y Dorobeck y Ross (1995).

Los primeros modelos geofísicos de estas cuencas (por ejemplo, Watts y Ryan, 1976) suponían que la corteza se comportaba de forma elástica pura, pero se comprobó que se necesitaban módulos elásticos incompatibles con las leyes de deformación de los minerales (Goetze,

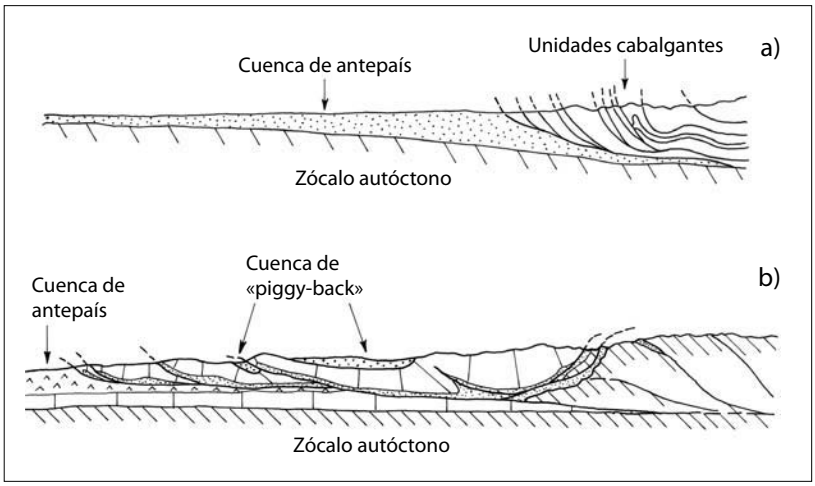


Figura 22.40. Cuenca de antepaís en la depresión de la Molasa en Suiza (a) y en la Cuenca Surpirenaica (b). Modificado de Ziegler, 1982 y Cámara y Klimowitz, 1985.

1978), por lo que actualmente se considera que el comportamiento es viscoelástico (Beaumont, 1978,1981).

Dickinson (1981) distinguió dos tipos de cuenca de antepaís: *a*) cuencas periféricas, situadas frente a la cadena plegada formando una sutura crustal en una colisión continente-continente tras haberse consumido toda la corteza oceánica, como la depresión indogangética, la depresión de la Molasa o el golfo Pérsico, y *b*) cuencas de retroarco, formadas tras una cadena plegada surgida por una colisión placa oceánica-placa continental, en relación con los retrocabalgamientos formados en el cratón estable, por ejemplo, las grandes acumulaciones sedimentarias entre los Andes y el Atlántico o las cuencas Cretácicas y del Terciario inferior del E de las Montañas Rocosas en Estados Unidos y Canadá. Todas las cuencas de antepaís se desarrollan sobre litosfera continental y en régimen compresivo en zonas tectónicamente activas (figura 22.40).

Si la colisión es de tipo continente-continente se desarrollan dos cuencas de antepaís de vergencias opuestas, pro- y retro-cuenca de antepaís, cuyo relleno sedimentario puede ser muy diferente según el régimen de lluvias y de aportes procedentes de cada lado de la cadena montañosa (por ejemplo, la depresión indo-gangética y Tibet en el Himalaya), que introduce diferencias muy importante (Bull, 2007).

Si la colisión se produce entre placa oceánica y placa continental, las cuencas de antepaís se desarrollan tras la zona de colisión y la cordillera resultante, en posición retro, como en el caso de los Andes.

Si la colisión se produce entre placa continental u oceánica y placa oceánica hay una extensión retroarco inducida por una anomalía térmica regional tras zona de colisión y una creación de cuenca de antepaís por delante de la misma (mares Tirreno y Adriático), la estructura resultante y su evolución temporal puede ser muy diferente, aún ligadas al mismo proceso.

Una característica común de todas las cuencas de antepaís es la subsidencia rápida, aunque corta en el tiempo, del orden de 200 m por millón de años, ligada a una migración rápida de los depocentros hacia el continente. Si la deformación es importante, parte de los primeros depósitos de la cuenca de antepaís sufren deformación al verse incorporados a la zona de deformación. Está fuera de los límites razonables de este capítulo tratar todas las variantes de formación, evolución y relleno de las cuencas de antepaís, pero se pueden consultar las obras de Beaumont y Tankard (1987) y Lacombe *et al*. (2007) para entrar en el detalle de estos aspectos.

Cuando la deformación del frente cabalgante se hace por cabalgamientos imbricados, cada uno de ellos tiene una vida limitada en el tiempo, formándose nuevos cabalgamientos más allá de los inactivos, hacia el cratón estable. Cada nueva estructura moverá de forma pasiva todas la anteriores y en casos extremos, puede transportar cuencas de antepaís activas; estas cuencas han recibido el nombre de *piggy-back basin* (Ori y Friend, 1984) (el término, de difícil traducción, podría equivaler a «cuencas a cuestas») (figura 22.40). En el frente surpirenaico se desarrollan varias cuencas de este tipo de diferente tamaño, destacando las cuencas Eocenas de Graus y Jaca-Pamplona, mientras que en el borde NE de los Apeninos el proceso que comenzó en el Mioceno aún continúa bajo el valle del Po y el mar Adriático. El desplazamiento

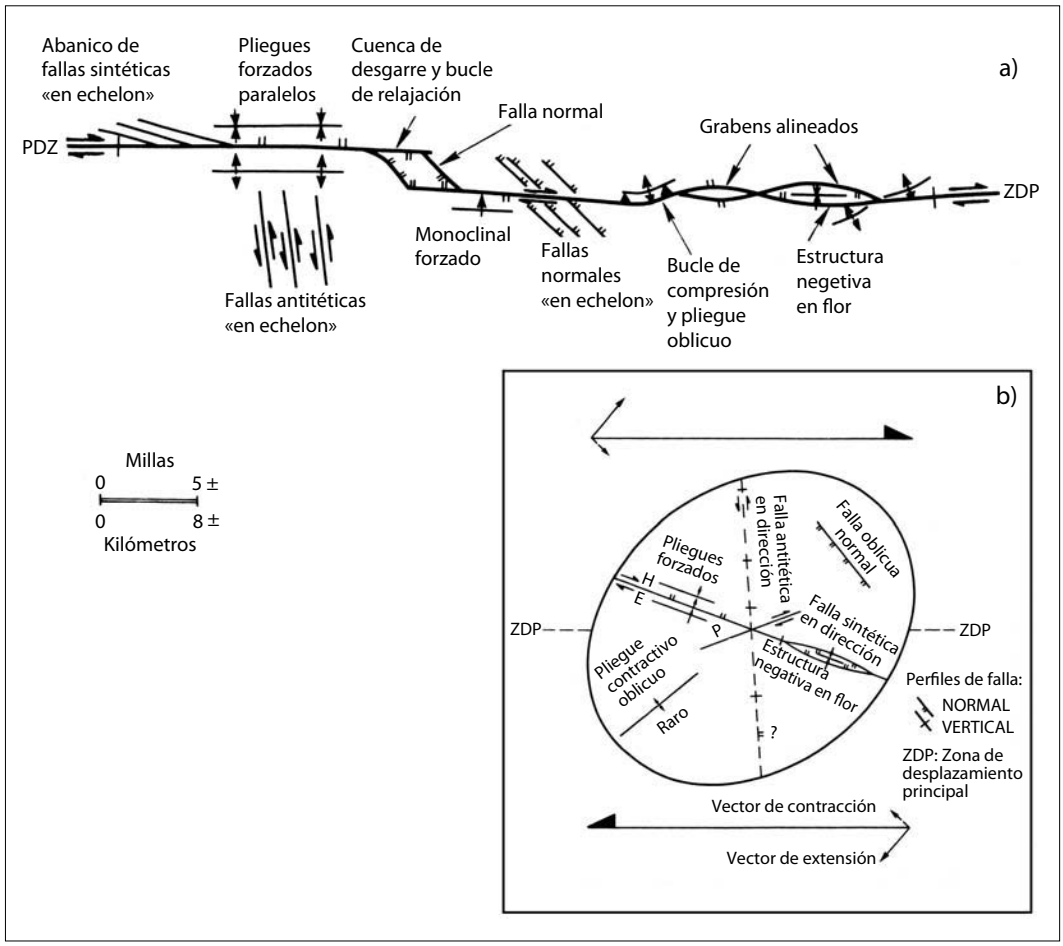


Figura 22.41. a) Estructuras asociadas con fallas de desgarre divergentes; b) elipse de esfuerzos con orientaciones de las principales estructuras iniciada a lo largo de una falla de desgarre divergente lateral derecha. Modificado de Harding *et al*., 1985.

de las cuencas pirenaicas se debe a la acción de numerosos cabalgamientos que fueron actuando en relevo hacia el SW, de forma que sedimentos cada vez más jóvenes se ven implicados en el movimiento de dicha dirección (Cámara y Klimowitz, 1985). Las cuencas de antepaís pirenaicas se rellenaron en un complejo de emplazamiento de cabalgamientos imbricados de corta vida activa cada uno de ellos, creación de relieve y denudación y transferencia de clásticos a las sucesivas cuencas sedimentarias (Vergés y Muñoz, 1990; Burbank y Vergés, 1994; Coney *et al.,* 1996; Vergés *et al.,* 2002; Vergés, 2003 y Sussmann *et al.,* 2004).

El relleno de las cuencas de antepaís es muy complejo, con rápidos cambios de facies transversales y longitudinales provocados por las diferentes fases de actividad tectónica que dificultan las correlaciones. Suele dominar la sedimentación continental clástica, procedente sobre todo de la cadena en plegamiento y transportada por ríos subsecuentes que la cortan, formando enormes abanicos aluviales al alcanzar la cuenca; el drenaje principal puede ser entonces transverso al eje mayor de la cuenca, como en gran parte de los Andes meridionales o paralelo al mismo, como en la depresión indogangética.

Cuando existe comunicación con el mar se establece una clara polaridad: en un extremo de la cuenca hay sedimentación continental y deltaica, mientras que en el otro hay sedimentación tubidítica, con un talud que las separa y que migra con el tiempo. En las fases finales de relleno se pueden formar potentes evaporitas al aislarse temporalmente áreas con sedimen-

tación marina que se desecan por completo, acabando el relleno con facies continentales (abanicos aluviales, fluviales y lacustres) que suelen exhibir importantes discordancias progresivas (Riba, 1976; Puigdefábregas *et al.,* 1986; Anadón *et al.,* 1986).

Se ha propuesto recientemente un tipo de deformación especial en las placas litosféricas continentales involucradas en colisiones continente-continente. La placa elevada presenta, en algunos casos, una zona intermedia débil con intensa deformación dúctil limitada por encima y por debajo por zonas rígidas. Esta deformación tectónica inducida por condiciones especiales de metamofísmo y desequilibrios gravitacionales se ha denominado «flujo de canal» *(channel flow)* y modifica sustancialmente la composición y dinámica de una parte del complejo de colisión y, por tanto, la creación de relieve en la cadena montañosa sinorogénica y la composición del área madre de los sedimentos de las cuencas de antepaís. El fenómeno es extraordinariamente complejo desde el punto de vista termodinámico y estructural, como se puede encontrar descrito en Law *et al.* (2006), Royden (1996), Searle (1999) y Beaumont *et al.* (2001, 2004).

Cuencas en el interior de cratones estables y mares interiores

En el interior de cratones estables es posible encontrar extensas cuencas de límites semicirculares, controlados por subsidencias más o menos marcadas, pero sin fracturas importantes ni direcciones preferentes, lo que les diferencia de aquellos de los rifts intracontinentales. Los casos de la cuenca del Chad y del Congo de África (Burke, 1976), la cuenca de París (Pomerol, 1977), la cuenca de Michigan (Mesolella, 1974) son típicos ejemplos bien descritos.

Su tamaño es grande, de 500 a 3.000 km de diámetro, y el espesor de sedimentos que se puede acumular en ellos es muy variable, desde 600 m del Chad a más de 10.000 m en la de Michigan.

Su posición en el interior de cratones estables sin grandes relieves hace que puedan ser invadidos periódicamente por el mar si hay oscilaciones del nivel de éste o cuando por subsidencia de uno de sus bordes se abre una comunicación, por lo que su relleno característico es una alternancia de depósitos marinos someros, a menudo carbonatos y evaporitas que marcan su aislamiento, y series fluvio-lacustres, con drenaje centrípeto cuando se convierten en cuencas continentales endorréicas.

Parece bien establecido que estas cuencas se encuentran sobre rifts intracontinentales antiguos (figura 22.42), pero que éstos pronto dejaron de actuar y sólo deformaciones verticales lentas de gran radio de curvatura les afectaron desde un estadio temprano, reflejando una relativa estabilidad entre el manto y la litosfera en estas áreas del interior de cratones, por otra parte estables, lo que permitió una lenta subsidencia térmica a partir del momento inicial de rifting e intrusión del manto.

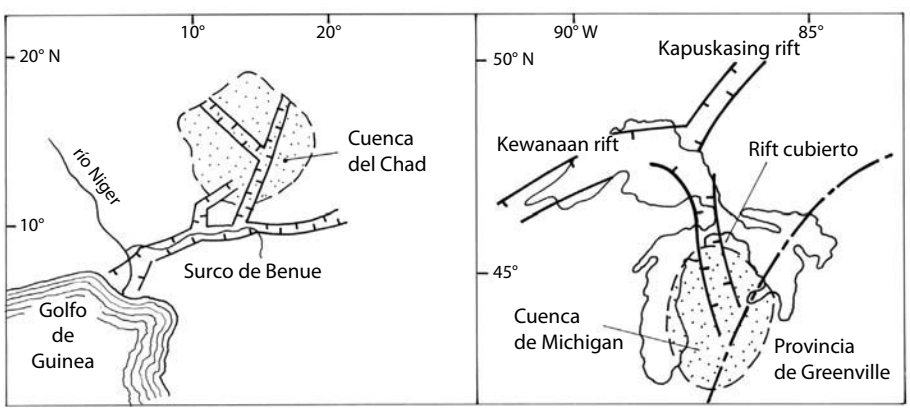


Figura 22.42. Posición de las cuencas intracratónicas del Chad y de Illinois sobre antiguos rifts. Modificado de Burke, 1976.

Brunet y Le Pichon (1985) han documentado la evolución de la cuenca de París, que reposa sobre un rift intracontinental triásico.

Los mares interiores son cuencas situadas en el interior de placas continentales, de rápida subsidencia, y que muestran una corteza continental extremadamente adelgazada como basa-

mento. El mar Negro y el lago Caspio pueden ser ejemplos actuales, y la cuenca de Michigan, uno antiguo, según algunos autores.

No hay pruebas de que haya existido una extensión por estiramiento de la corteza, por lo que no se pueden comparar a las cuencas inter-arco o a los rifts protooceánicos.

El origen de estas cuencas se ha atribuido a un adelgazamiento de la corteza continental por una transición gabro-eclogita en la corteza continental inferior, desencadenada por un flujo térmico anómalo procedente del manto superior en un área relativamente extensa, no puntual (Artyushkov y Sobolev, 1982; Artyushkov, 1983; Haxby *et al.,* 1976).

Si se alcanzan temperaturas de 700°-800 °C, se produce la transición gabro-eclogita, seguida inmediatamente de una importante reducción de volumen y subsidencia consiguiente, ya que la eclogita se desprende de la corteza y se hunde en el manto. El proceso tiene lugar en un millón de años aproximadamente y se mantendrá hasta que finalice totalmente la transformación de las rocas ultrabásicas y el flujo calórico mantenga el manto superior lo suficientemente fluido como para que se puedan hundir rápidamente los grandes fragmentos de eclogita. Las cuencas resultantes tienen forma ovalada y en ellas se acumulan sedimentos continentales y/o marinos que alcanzan un espesor de 10 a 14 km, uno de los mayores en cualquier tipo de cuenca sedimentaria.

BIBLIOGRAFÍA

Agar, S. M. y Klitgord, K. D. (1995): Rift flank segmentation, basin initiation and propagation: a neotectonic example from Lake Baikal. *Jour. Geol. Soc. London,* 152, 849-860.

Allen, P. A. y Homewood, P. (eds.) (1986): Foreland Basins. *IAS, Spec. Pub.,* 8, Blackwell, Oxford.

Allen, P. A. y Allen, J. R. (1990)*: Basin analysis, principles and applications.* Blackwell, Oxford.

— (2005): *Basin analysis, principles and applications.* Blackwell, Oxford.

Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.* Núm. extraordinario. *Homenaje a Luis Solé,* 172-176.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Guimerá, J. y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. *SEPM, Spec. Pub.*, 37, 303-318.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Colombo, F.; Marzo, M. y Riba, O. (1986): Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins, NE Spain. *IAS, Spec. Pub.,* 8, 259-271.

Anderson, T. B.; Parnell, J. y Ruffell, A. H. (1995): Influence of basement on the geometry of Permo-Triassic basins in the northwest British Isles. En S. A. R. Boldy (ed.), *Permian and Triassic rifting in northwest Europe*. *Geol. Soc. Spec. Publ.,* 91, 103-122.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1996): Origin of the permian-triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics,* 266, 443-464.

Artemjev, M. E. y Artyushkov, E. V. (1971): Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting. *J. Geophys. Res.*, 76, 1197-1211.

Artyushkov, E. V. (1983): *Geodynamics.* Elsevier.

Artyushkov, E. V. y Sobolev, S. V. (1982): Mechanisms of passive margins and inland seas formation. *AAPG, Mem.,* 34, 689-702.

Badley, M. E.; Price, J. D.; Rambech Dahl, C. y Agdestein, T. (1988): The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional models of graben formation. *J. Geol. Soc. London,* 145, 245-472.

Baker, B. H. (1986): Tectonics and volcanism of the southern Kenia Rift Valley and its influence on rift sedimentation. En L. E. Frostick, R. W. Renaut, I. Reid y J. Tiercelin (eds.), *Geology of the eastern rift system of Africa. Spec. Publ. Geol. Soc. London,* 25, 45-58.

Bally, A. W. (1981): Atlantic type margins. En A. W. Bally, A. B. Wats, J. A. Grow, W. Manspeizer, D. Bernouilli, C. Schreiber y J. M. Hunt (eds.), *Geology of passive Continental Margins*. *AAPG, Education Course Note Series,* 19, 1-48.

Bally, A. W. (1982): Musings over sedimentary basin evolution. *Phil. Trans. R. Soc. London,* A 305, 325-338.

Barbieri, F.; Duverger, J. y Le Pichon, X. (1986): Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Centre Rech. Exp. Prod. Elf Aquitaine,* 10, 105-121.

Barbieri, F.; Borsi, S.; Ferrara, G.; Marinelli, G.; Santa Croce, R.; Tazieff, H. y Varet, J. (1972): Evolution of the Danakil Depresion (Afar, Etiopia) in light of radiometric age determination. *J. Geol.,* 80, 720-729.

Barton, P. y Wood, R. (1984): Tectonic evolution of the North Sea Basin: Crustal stretching and subsidence. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.,* 79, 987-1022.

Beach, A. (1986): A deep seismic reflection profile across the northern North Sea. *Nature,* 323, 53-55.

Beaumont, C. (1978): The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 65, 291-329.

— (1982): Foreland Basins. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 65, 291-329.

Beaumont, C.; Keen, C. E. y Boutilier, R. (1982a): On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observation for the Nova Scotia margin. *Geophys. J. R. Astron. Soc.,* 70, 667-715.

— (1982b): A comparison of forelands and rift margin sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. London,* A 305, 295-317.

Beaumont, C. y Tankard, A. J. (1987): Sedimentary basins and basin-forming mechanisms. Canadian *Soc. Petroleum Geologists Memoir,* 12.

Beaumont, C.; Jamieson, R. A.; Nguyen, M. H. y Lee, B. (2001): Himalayan tectonics explained by extension of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature,* 414, 738-742.

Beaumont, C.; Jamieson, R. A.; Nguyen, M. H. y Medvedev, S. (2004): Crustal channel flow: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Jour. Geophys. Res.,* 109, B06406.

Belousov, V. V. (1960): Development of the earth and tectogenesis. *J. Geophys. Res.,* 65, 4127-4146.

Bernouilli, D.; Boum, J. P. y Burj, J. P. (2007): Continental extension. *International Journal of Earth Sciences,* 96, 977-1130.

Bertram, G. y Milton, N. J. (1989): Reconstructing basin evolution from sedimentary thickness; the importance of paleobathimetric control, with reference to the North Sea. *Basin Research,* 1, 247-257.

Biddle, K. T. y Christie-Blick, N. (eds.) (1985): Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *SEPM, Spec. Pub.,* 37.

Biju-Duval, B. *et al.* (1981): Premiers resultats des forages 1. P.O.D. implantés lors la croisiere 78A du Glomar Challenger au northest de la Ride de Barbade (arc des Petites Antilles): Tectonique frontale d'un prisme d'accretion C. R. *Acad. Sci. Paris,* 293, 621-628.

Biju-Duval, B.; Le Quellec, P.; Mascle, A.; Renard, V. y Valery, P. (1982): Multibean bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados Ridge Complex (Eastern Caribean). *Tectonophysics,* 86, 275-304.

Birt, C. S.; Maguire, P. K. H.; Khan, M. A.; Thybo, H.; Keller, G. R. y Patrl, J. (1997): The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics,* 278, 211-242.

Bonatti, E. (1985): Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature,* 316, 33-37.

Bosworth, W. y Strecker, M. R. (1977): Stress field changes in the Afro-Arabian rift system during the Miocene to recent period. *Tectonophysics,* 278, 47-62.

Bott, M. H. P. (1976): Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. *Tectonophysics,* 36, 77-86.

Bott, M. H. P. (1981): Crustal doming and the mechanism of continental rifting. *Tectonophysics,* 73, 1-8.

— (1995): Mechanism of rifting: Geodynamic modeling of continental rift systems. En K. H. Olsen (ed.), *Continental rifts: evolution, structure and tectonics. Development in Geotectonics,* 25, 27-43.

Bradley, D. C. (2008): Passive margins through earth history. *Earth-Science. Rev.,* 91, 1-26.

Braile, L. W.; Hinze, W. J.; Keller, G. R.; Lidiak, E. G. y Sexton, J. L. (1986): Tectonic development of the New Madrid rift complex, Mississippi Embayment, North America. *Tectonophysics.* 131, 1-21.

Braile, L. W.; Keller, G. B. Mueller, S. y Prodehl, C. (1995): Seismic technics. En K. H. Olsen (ed.), *Continental rifts: evolution, structure, tectonics. Developments in Sedimentology*, 61-87.

Brunet, M. J. y Le Pichon, X. (1982): Subsidence of the Paris Basin. *J. Geophys. Res.,* 87, 8547-8560.

Bubnoff, S. (1940): Die struktur Osteuropas. *Geol. Runds.,* 31, 7-8.

Bull, W. B. (2007): *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology.* Blackwell, Oxford.

Burbank, D. W. y Vergés, J. (1994): Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Jour. Geophys. Res.,* 99, 20281-20297.

Burbank, D. W. y Anderso, R. S. (2001): *Tectonic Geomorphology.* Blackwell. Oxford.

Burby, C. J. y Ingersoll, R. V. (1995): *Tectonophysics of Sedimentary Basins*. Blackwell, Oxford.

Burke, K. (1976): Development of grabens associated with the initial ruptures of the Atlantic ocean. *Tectonophysics,* 36, 93-112.

— (1977): The Chad Basin: an active intracontinental Basin. *Tectonophysics,* 36, 197-206.

Burke, K. y Dewey, J. F. (1974): Two plates in Africa during the Cretaceous. *Nature,* 249, 313-316.

Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Est. Geol.,* 41, 391-404.

Capote, R. (1978): Tectónica española. En *Seminario sobre criterios sísmicos para centrales nucleares y obras públicas*. Asoc. Esp. Ing. Sísmica, 1-30.

Chadwick, R. A. (1986): Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England. *J. Geol. Soc. London,* 143, 465-488.

Chauvet, A. y Séranne, M. (1989): Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in southwest Norway. En R. Gayer (ed.), *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Graham & Trotman, London, 245-254.

Chéry, J.; Lucaceau, F.; Daignières, M. y Vilotte, J. P. (1992): Large uplift of rift flanks: A genetic link with lithospheric rigidity? *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 112, 195-211.

Christie-Blick, N. y Biddle, K. T. (1985): Deformation and basin formation along strike-slip faults. *SEPM, Spec. Pub.,* 37, 1-34.

Cloetingh, S. (1986): Intraplate stresses: A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level. *Geology,* 14, 617-620.

Cloetingh, S.; McQueen, H. y Lambeck, K. (1985): On a tectonic mechanism for regional sea level variations. *Earth and Plant. Sci. Lett.,* 75, 157-166.

Cloetingh, S. y Kooi, H. (1992): Intraplate stress and dynamical aspects of rift basins. *Tectonophysics,* 215, 167-185.

Cloetingh, S. y Ben-Avraham, Z. (2002): Frame extension to collision: the Dead Sea Basin and other natural laboratories. *European Geosciences Union*, *Spec. Pub.,* 2.

Cloos, H. (1939): Hebung - Spaltung - Vulkanismus. *Geol. Rundschau,* 30, 405-527.

Cochran, J. (1983): Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 66, 289-302.

Coffin, M. E. y Eldholm, O. (1994): Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev. Geophys.*, 32, 1-36.

Coltice, N.; Phillips, B. R.; Bertrand, H.; Ricard, Y. y Rey, P. (2007): Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology,* 35, 391-394.

Condie, K. C. (2004): Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* 146, 319-332.

Coney, P. J. (1980): Cordilleran metamorphic core complexes-an overview. *Geol. Soc. Am. Mem.,* 153, 4-34.

Coney, P. J. y Harms, T. A. (1984): Cordilleran Metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relicts of mesozoic compression, *Geology,* 12, 550-554.

Coney, P. J.; Muñoz, J. A.; McClay, K. R. y Evenchick, C. A. (1996): Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the Southern Pyrenean foreland fold-thrust belt. *Jour. Geol. Soc. London,* 153, 9-16.

Conrad, C. P. y Lithgow-Bertelloni, C. (2002): How mantle slabs drive plate tectonics. *Science,* 298, 207-209.

Conrad, C. P.; Bilek, S. y Lithgow-Bertolloni, C. (2004): Great earthquakes and slab pull: introduction between seismic coupling and plate-slab coupling. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 218, 109-122.

Conrad, C. P. y Lithgow-Bertolloni, C. (2004): The temporal evolution of plate driving forces: Importance of «slab suction» and «slab pull» during the Cenozoic. *Journal of Geophysics Res.,* 109B, 10407.

Coward, M. P.; Dewey, J. F. y Hancock, P. L. (eds.) (1987): Continental extension tectonic. *Geol. Soc. Spec. Pub.* 28.

Crough, S. T. y Thompson, G. A. (1976): Numerical and approximate solutions for lithosferic thickening and thinning. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 31, 397-402.

Crowell, J. C. (1974a): Sedimentation along the San Andreas Fault, California. En R. H. Dott, Jr. y R. H. Shaver (eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. SEPM, Spec. Pub.,* 19, 292-303.

— (1974b): Origin of late Cenozoic basins in southern California. En W. R. Dickinson (ed.), *Tectonics and sedimentation*. *SEPM, Spec. Pub.,* 22, 190-204.

Cunningham, W. D. y Mann, P. (2007): Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geol. Soc. London Spec. Pulb.,* 290, 1-473.

Davison, I. *et al.* (1994): Geological evolution of the south-eastern Read Sea Rift margin, Republic of Yemen. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 106, 1474-1493.

De Sitter, L. U. (1964): *Structural Geology.* McGraw-Hill.

De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz-Martín, A.; Van Wees, J. D.; Sopeña, A.; Sánchez-Moya, Y.; Arche, A.; López-Gómez, J. y Oláiz, A. (2009): Oblique strain partitioning and transpression on an invested rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics,* 470, 224-242.

Delvaux, D. (2001): Tectonic and paleostress evolution of the Tanganyika-Rukwa-Malawi rift segment, East African rift system. En P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson y S. Crasquin-Soleau (eds.), *Pery-Tethys Mem.,* 6: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. París,* 186, 545-566.

Dewey, J. F. (1982): Plate tectonics and the evolution of British Isles. *J. Geol Soc. London,* 139, 371-412.

— (1987): Extensional collapse of orogens. *Tectonics,* 6, 1123-1139.

Dewey, J. F. y Bird, J. M. (1970): Mountain belt and the new global tectonics. *J. Geoph. Research,* 75, 2625-2647.

Dickinson, W. R. (1971): Plate tectonics models of geosynclines. *Earth. Planet. Sci. Lett.,* 10, 165-174.

— (1974): Plate tectonics and sedimentation. En W. R. Dickinson (ed.), *Tectonics and sedimentation*. *SEPM, Spec. Pub.,* 22, 1-27.

— (1976): Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in western North America. *Can. J. Earth. Sci.,* 13, 1268-1287.

— (1981): Plate tectonics evolution of sedimentary basins. En W. R. Dickinson y H. Yarborougth (eds.), *Plate tectonics and Hydrocarbon accumulation. AAPG, RJ course Note Ser.,* 1, 1-62.

Dickinson, W. R. y Seely, D. R. (1979): Structure and stratigraphy of forearc regions. *AAPG, Bull.,* 63, 2-31.

Dickinson, W. R. y Yarborought, H. (1976): Plate tectonics and hydrocarbon accumulation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Educ. Course Note Series,* 1, Tulsa, Oklahoma.

Duncan, R. A. y Richards, M. A. (1991): Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Rev. Geophys.,* 29, 31-50.

Ebinger, C. J. (1989a): Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 885-903.

— (1989b): Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi rift, Africa. *Tectonics,* 8, 117-133.

Ebinger, C. J.; Rosendhal, B. R. y Reynolds, D. H. (1987): Tectonic model of the Malawi rift, Africa. *Tectonophysics,* 141, 215-235.

Echtler, H. y Malavielle, J. (1990): Extensional tectonics, basament uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics,* 177, 125-138.

Egan, S. S. (1992): The flexural isostatic response of the lithosphere to extensional tectonics. *Tectonophysics,* 202, 291-308.

Einsele, G. (1992): *Sedimentary basins*. Springer-Verlag. Berlin.

— (2000): *Sedimentary Basins.* Springer, Berlin.

Eisbacher, G. H.; Carrigy, M. A. y Campbell, R. B. (1974): Paleodrainage pattern and late-orogenic basins of the Canadian Cordillera. En W. R. Dickinson (ed.), *Tectonics and sedimentation*. *SEPM, Spec. Pubs.,* 22, 143-166.

Elter, P. y Trevisan, L. (1973): Olitosromes in the tectonic evolution of the Northern Appenines. En K. A. Dejong y R. Scholten (eds.), *Gravity and Tectonics*. Wiley, 175-188.

Embley, R. W. (1976): New evidence for ocurrence of debris deposits in the deep sea. *Geology,* 4, 371-374.

Emery, K. O. (1960): *The sea of southern California.* Wiley.

England, P. C. (1983): Constraints on extension of continental lithosphere. *Jour. Geophys. Research,* 88, 1145-1152.

Enzel, Y.; Agnon, A. y Stein, M. (2006): New frontiers in Dead Sea paleoenvironmental research. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper,* 401.

Fairbridge, R. W. (1961): Eustatic changes in sea level. En F. Press, K. Rankama y S. M. Runcorn (eds.), *Physics and chemistry of the Earth.* Pergamon, 99-185.

Falvey, D. A. (1974): *The development of continental margins in plate tectonics theory*. Aust. Petrol. Explor. Assoc., 95-106.

Fossen, H. (1992): The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Jour. Struc. Geol.,* 14, 1033-1046.

Foster, N. H. y Beaumont, E. A. (eds.) (1987): Geologic basins I: Classification, modelling, and predictive stratigraphy. *Treatise of Petroleum Geology, Reprint Series,* 1, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa.

Fowler, C. M. R. (2005): *The solid Earth: An introduction to global geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge.

Frostick, L. E.; Renaut, R. W.; Reid, I. y Tiercelin, J. J. (eds.) (1986): Sedimentation in the African Rifts. *Geol. Soc. Epec. Pub*., 25, 273 pp.

Frostick, L. E. y Reid, I. (1986): Evolution and sedimentary character of lake deltas fed by ephemeral rivers in the Turkana basin, northern Kenya. En L. E. Frostick, R. W. Renaut, I. Reid, J.-J. Tiercelin (eds.), *Sedimentation in the African Rifts. Geol. Soc. Spec. Publ*., 25, 113-127.

— (1987): *A new look at rifts*. Geology Today, 122-126.

Fusch, K. (1997): Synopsis SFB 108-Stress and stress release in the lithosphere. *Tectonophysics,* 275, 1-13.

Galloway, W. E. (1987): Depositional and structural architecture of prograding clastic continental margins: tectonic influence on patterns of basin filling. *Norsk Geologisk Tidsskrift,* 67, 237-251.

Gani, N. D. S.; Cani, M. R. y Abdelsalam M. G. (2007): Blue Ninle incisión on the Ethiopian Plateau: Pulsed plateau growth, Pliocene uplift, and hominin evolution. *GSA Today,* 17 (9), 4-11.

Garetskiy, R. G. (1996): Aulacogens of North Eurasian platforms. *Geotectonics,* 29, 281-293.

Garfunkel, Z. (1981): Internal structure of the Dead Sea Leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics,* 80, 81-108.

Gibbs, A. D. (1984): Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London,* 141, 609-620.

Gibbs, A. D. (1987): Development of extensional and mixed mode sedimentary basins. En M. P. Coward, J. F. Dewey y P. L. Hancock (eds.), *Continental extensional tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ.,* 28, 615 pp.

— (1989): Structural styles in basin formation. En A. J. Tankard y H. R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. *AAPG, Mem.,* 46, 81-94.

Glennie, K. W. (ed.) (1990): *Introduction to the petroleum geology of the North Sea.* Blackwell. Oxford.

Goetze, C. (1978): The mechanism of creep in olivine. *Phil. Trans. R. Soc.,* 288, 99-119.

Gorsline, D. S. y Emery, K. O. (1959): Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins of southern California. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 70, 279-290.

Govers, R. y Wortel, M. J. R. (1993): Initiation of asymmetric extension in continental lithosphere. *Tectonophysics,* 223, 75-96.

Grant, A. C. (1987): Inversion tectonics on the continental margin east of Newfounland. *Geology,* 15, 845-848.

Graue, E.; Helland-Hansen, W.; Johnsen, J. R.; Lomo, L.; Nø'ttvedt, A.; Ronning, K.; Ryseth, A. y Steel, R. J. (1987): Advance in retrae of the Brent delta system, Norwegian North Sea. En J. Brooks y K. W. Glennie (eds.), *Petroleum geology of North West Europe:* Proceedings of the 3rd Conference. Graham and Trotman, London, 915-938.

Grow, J. A. (1981): The Atlantic Margin of the United States. En A. W. Bally, A. B. Watts, J. A. Grow, W. Manspeizer, D. Bernouilli, C. Schreiber y J. M. Hunt (eds.), *Geology of Passive Continental margins*. *AAPG, Education Course Note Series,* 19, 1-341.

Guiraud, M. y Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic - Early Cretaceus (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *SEPM, Spec. Pub.,* 37, 159-175.

Haq, B. U.; Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science,* 235, 1156-1167.

Haq, B. U.; Hardenbol, J. y Van Wagoner, J. C. (1988): Sea level History. *Science,* 241, 596-602.

Harding, T. P. .; Vierbuchen, R. C. y Christie-Blick, N. (1985): Structural styles, plate - tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. *SEPM, Spec. Publ.,* 37, 51-78.

Harland, W. B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.,* 108, 27-42.

Harry, D. L. y Sawyer, D. S. (1992): Basaltic volcanism, mantle plumes, and mechanics of rifting: The Paraná flood basalt province of South America. *Geology,* 20, 207-210.

Haxby, W. F.; Turcotte, D. L. y Bird, J. M. (1976): Thermal and mechanical evolution of the Michigan Basin. *Tectonophysics,* 36, 57-76.

Hoffman, P. F. (1973): Evolution of an early Proterozoic continental margin: The Coronation geosyncline and associated aulacogens of the Northwestern Canadian Shield. En J. Sutton y B. F. Windley (eds.), *Evolution of the Precambrian Crust. Phil Trans. Royal Soc. London*, 273A, 547-581.

Hoffman, P. F.; Dewey, J. F. y Burke, K. (1974): Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from the Great Slave Lake, Canada. En R. H. Dott y Jr. R. H. Shaver (eds.). *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. *SEPM, Spec. Pub.,* 19, 38-55.

Hubert, J. F. y Stevens, R. L. (1980): Alluvial fans, braided rivers and lakes in fault bounded semiarid valley: Sugarloaf Arkose, Newark Supergroup, Deerfield Basin, Massachussets. *Northeastern, Geol.,* 2, 100-117.

Huismans, R. S.; Podlachikov, Y. Y. y Cloetingh, S. (2001): The transition from passive to active rifting: relative importance of astenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Jour. Geophys. Res.,* 106, 11271-11291.

Huismans, R. S. y Beaumont, C. (2008): Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology,* 36, 163-166.

Hutchinson, R. W. y Engels, G. G. (1970): Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Etiopia. *Phil. Trans., Royal Soc.,* 267A, 313-329.

Illies, J. H. (1981): Mechanism of graben formation. *Tectonophysics,* 73, 249-266.

Ingersoll, R. V. (1988): Tectonics of sedimentary basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1704-1719.

Introcaso, A. y Ramos, V. A. (1984): La cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. *Actas IX Congreso Geol. Argentino,* 3, 27-46.

Jagoutz, O.; Müntener, O.; Manatschal, G.; Rubatto, D.; Péron-Pinvidic, G.; Turrin, B. D. y Villa, I. G. (2007): The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering star of the MORB machine? *Geology,* 35 (12), 1987-1990.

Jarvis, G. T. y McKenzie, D. P. (1980): Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planet Sci. Lett.,* 48, 42-52.

Joy, A. M. (1993): Comments on the pattern of post-rift subsidence in the Central and Northern North Sea Basin. En G. D. Williams y A. Dobb (eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geol. Soc. Spec. Publ*. 71, 123-140.

Karig, D. E. (1970): Ridges and basins of the Tonga Kermadek island arc system. *J. Geophys. Res.,* 75, 239-254.

Karig, D. E. (1971): Structural history of the Mariana islands arc system. *Bull. Geol. Soc. Am.,* 82, 323-344.

Kaz'min, V. G. (1984): The two types of continental rifting. *Geotectonics,* 18, 113-122.

Kearey, P. y Vine, F. J. (2006): *Global Tectonics.* Blackwell Science. Malden, Oxford.

Keen, C. E. (1981): The continental margins of Eastern Canada, a review. *Geodynamic Series, Am. Geophys Union,* 6, 45-58.

— (1987): Some important consequences of lithospheric extension. En M. P. Coward, J. F. Dewey y P. L. Hancock (eds.), Continental Extensional Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Pub.,* 28, 67-73.

Keen, C. E. y Boutilier, R. (1990): Geodynamic modelling of rift basins: the syn-rift evolution of a simple half-graben. En B. Pinet y C. Bois (eds.), *The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration*. *Collection Colloques et Séminaires,* 24, 23-33.

Keller, C. R. (1995): The Southern Oklahoma Aulacogen. En K. H. Olsen (ed.), *Continental rifts: evolution, structure, tectonics*. *Developments in Geotectonics,* 25, 427-436.

King, G. C. (1976): The Baikal Rift. *J. Geol. Soc. London,* 132, 348-349.

Kingston, D. R.; Dishroon, C. P. y Williams, P. A. (1983): Global Basin classification System. *AAPG, Bull.,* 67, 2175-2193.

Kinsman, D. J. J. (1975): Salt floors to geosynclines. *Nature,* 255, 375-378.

Klein, G. de V. (1987): Current aspects of basin analysis. *Sediment. Geol.*, 50, 95-118.

Kooi, H. y Cloetingh, S. (1989): Intraplate stresses and the tectono-stratigraphic evolution of the Central North Sea. En A. J. Tankard y H. R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. *AAPG, Mem.*, 46, 541-558.

Lacombe, O.; Lave, J.; Roure, F. y Verges, J. (eds.) (2007): *Thrust belts and foreland basins; from fold kinematics to hydrocarbon systems*. Springer Verlag, Berlin.

Lavier, L. L. y Steckler, M. (1997): The effect of sedimentary cover on the flexural strength of continental lithosphere. *Nature,* 389, 476-479.

Law, R. D.; Searle, M. P. y Goding, L. (2006): Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. *Geol. Soc. London Spec. Publ.,* 268, 355-378.

Leeder, M. (1999): *Sedimentology and Sedimentary Basins.* Blackwell, Oxford.

Leeder, M. y Jackson, J. A. (1993): The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins with examples from the Western United States and Greece. *Basin Research,* 5, 79-102.

Leggett, J. K. (1980): The sedimentological evolution of a lower Paleozoic accretionary fore-arc in the Southern Uplands of Scotland. *Sedimentology,* 27, 401-418.

Leggett, J. K.; McKerrow, W. S. y Casey D. M. (1982): The anatomy of a lower Paleozoic accretionary forearc: the southern Uplandis of Scotland. En J. K. Leggett (ed.), *Trench and forearc sedimentation and tectonics*. *Geol. J. Spec. Publ.*, 11, 495-520.

Lewis, K. B. (1971): Slumping on a continental slope inclined, at 1.º-4.º *Sedimentology,* 16, 97-110.

Lindholm, R. C. (1978): Triassic-Jurassic faulting in eastern North America. A model based on pre-Triassic structures. *Geology,* 6, 365-368.

Logatchev, N. A. y Florentsov, N. A. (1978): The Baikal system of Rift Valleys. *Tectonophysics,* 45 1-13.

Loper, D. E. (1985): A simple model of whole-mantle convection. *J. Geophys. Res.,* 90, 1809-1836.

López-Gómez, J.; Arche, A.; Vargas, H. y Marzo, M. (2010): Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology,* 223, 320-333.

Lowell, J. D. (1972): Spitsbergen Tertiary Orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone. *Geol. Soc. America Bull.,* 83, 3091-3102.

Lowel, J. D. y Genik, G. J. (1972): Sea-floor spreading and structural evolution of the southern Red Sea. *AAPG, Bull.,* 56, 247-259.

Maler, M. O. (1990): Dead horse graben: A west Texas accomodation zone. *Tectonics,* 9, 1357-1368.

Malod, J. A. (1987): Dissimetrie des marges autour de l'Atlantique Nord. Relation avec les modeles de distension. *Bull. Soc. Geol. France,* 3, 465-472.

Mann, P.; Hempton, M. R.; Bradley, D. C. y Burke, K. (1983): Development of pull-apart basins. J. *Geology,* 91, 529-554.

Mareschal, J. C. (1983): Mechanism of uplift preceding rifting. *Tectonophysics,* 94, 51-66.

Mareschal, J. C. y Gliko, A. (1991): Lithospheric thinning, uplift and heat flow preceding rifting. *Tectonophysics,* 197, 117-126.

Marlow, M. S. (1973): Tectonic history of the Central Aleutian. *Arc. Geol. Soc. Am. Bull.,* 84, 1555-1574.

McCulloh, T. H. y Naeser, N. D. (1989): Thermal history of sedimentary basins: Introduction and overview. En N. D. Naeser y T. H. McCulloh (eds.), *Thermal history of sedimentary basins*. Springer-Verlag. New York. 1-11.

McKenzie, D. P. (1978): Some remarks of the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Letters,* 40, 25-32.

McKenzie, D. y Bickle, M. J. (1988): The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol*., 29, 625-679.

McLaughlin, R. J. y Nilsen, T. H. (1982): Neogene nonmarine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San Andreas fault system, Sonoma Country, California. *Sedimentology,* 29, 865-876.

Meissner, R. y Strehlav, J. (1982): Limits of stress in continental crusts and their relation to depth frecuency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics,* 1, 73-89.

Menzier, M. A.; Klemperer, S. L.; Ebinger, C. J. y Baker, J. (2002): Volcanic rifted margins. *Geol. Soc. America Spec. Paper,* 362.

Mesolella, K. J.; Robinson, J. D. y Ormiston, A. R. (1974): Cyclic deposition of Silurian carbonates and evaporites in Michigan Basin. *AAPG, Bull.,* 58, 34-62.

Miall, A. D. (1981): Sedimentation and tectonics in alluvian basins. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper,* 23.

— (1997): *The geology of stratigraphic sequences,* Springer. Berlin.

— (2000): *Principles of Sedimentary Basin Análisis.* Springer. Berlin.

Middleton, G. V. y Wilcocks, P. R. (1994): *Mechanics in the Earth and environmental sciences*. Cambridge University Press. Cambridge.

Milanovski, E. E. (1981): Aulacogens of ancient platforms problems of their origin and tectonic development. *Tectonophysics,* 73, 213-248.

Mitchell, A. H. G. y Reading, H. G. (1969): Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. *J. Geol.,* 77, 629-646.

Moberly, R.; Shepherd, G. L. y Coulbourn, W. T. (1982): Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile. *Geol. Soc. Spec. Pub.,* 10, 171-189.

Molnar, P. y Chen, W. P. (1983): Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the tibetean plateau. *J. Geophys. Res.,* 88, 1180-1196.

Montadert, L.; De Charpal, O.; Roberts, D.; Guennoc, P. y Sibuet, J. C. (1979): Northeast Atlantic Passive Continental Margins: Rifting and Subsidence Processes. Maurice Ewing Series. *Am. Geophys Union,* 3, 154-187.

Morgan, W. J. (1971): Convection plumes in the lower mantle. *Nature,* 230, 42-43.

— (1989): Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics,* 94, 123-139.

Morgan, P. y Baker, B. H. (eds.) (1983): Processes of continental rifting (special issue). *Tectonophysics,* 94.

Morgan, P. y Ramberg, I. R. (1987): Physical changes in the lithosphere associated with thermal relaxation after rifting. *Tectonophysics,* 143, 1-11.

Morley, C. K. (1999): Geoscience of rift systems: Evolution of East Africa. *AAPG, Studies in Geology,* 44.

Morton, A. C. y Parson, L. M. (eds.) (1988): *Early tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic*. *Geol. Soc London, Spec. Publ.,* 39.

Mugisha, F.; Ebinger, C.; Strecker, M. y Pope, D. (1997): Two-stage rifting in the Kenya rift: implications for half-graben models. *Tectonophysics,* 278, 63-81.

Mulugeta, G. (1985): Dynamic models of continental rift valley systems. *Tectonophysics,* 113, 49-73.

Myhre, A. M.; Eldholm, O. y Sundvor, E. (1982): The margin between Senja and Spitsbergen fracture zones. *Tectonophysics,* 89, 33-50.

Nagel, T. J. y Buck, W. R. (2007): Control of rheological stratification on rifting geometry: a symmetric model resolving the upper plate paradox. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rund.),* 96, 1047-1057.

Nardin, T. R.; Edwards, B. D. y Gorsline, D. S. (1978): Santa Cruz Basin, California Borderland: dominance of slope processes in basin sedimentation. En L. J. Doyle y O. H. Pilkey (eds.), *Geology of continental slopes*. *SEPM Spec. Pub.,* 27, 209-221.

Neev, D. y Emery, K. O. (1967): The Dead Sea; depositional processes and enviroments of evaporites. *Israel Geol. Surv. Bull.,* 41.

Nelson, C. H. y Nilsen, T. H. (1974): Depositional trends of modern and ancient deep sea fans. En R. H. Dott y Jr. R. J. Shaver (eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. *SEPM, Spec. Publ.*, 19, 69-91.

Nelson, C. H.; Karabanov, E. B.; Coman, S. M. y Escutia, C. (1999): Tectonic and sediment suply control of deep rift lake turbidite systems: Lake Baikal, Russia. *Geology,* 27 (2), 163-166.

Neugebauer, H. J. (1978): Crustal doming and the mechanism of rifting: 1. Rift. formation. *Tectonophysics,* 45, 159-186.

— (1987): Models of lithospheric thinning. *Ann. Rev. Earth. Planet.,* 15, 421-443.

Neugebauer, H. J. y Reuter, C. (1987): Intrusion of igneous rocks. *Physical aspects. Geol. Rundschau,* 76, 89-99.

Neumann, E. R. y Ramberg, I. B. (1978): *Petrology and Geochemistry of continental Rifts.* Reidel, Dordrecht.

Newman, R. y White, N. (1997): Rheology of the continental lithosphere inferred from sedimentary basins. *Nature,* 385, 621-624.

Normarck, W. R. (1974): Submarine cayons and fan valleys affecting growth patterns of deep sea fans. En R. H. Dott y Jr. R. H. Shaver (eds.), *Modern and ancient Geosynclinal Sedimentation. SEPM, Spec. Publ.*, 10, 56-68.

Nøttvedt, A.; Gabrielsen, R. H. y Steel, R. J. (1995): Tectonostratigraphy and sedimentary architecture of rift basins, with reference to the northern North Sea. *Marine and Petrol. Geol.,* 12, 881-901.

Norris, R. J.; Carter, R. M. y Trumbull, L. M. (1978): Cenozoic sedimentation in basins adjacent to a major continental transform boundary in Southern New Zeland. *J. Geol. Soc. London,* 135, 191-205.

Olsen, K. H. y Morgan, P. (1995): Introduction: Progress in understanding continental rifts. En K. H. Olsen (ed.), *Continental rifts: evolution, structure, tectonics*. *Developments in Geotectonics,* 25, 3-26.

Ori, G. G. y Friend, P. F. (1984): Sedimentary basins formad and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology,* 12, 475-478.

Parsons, T. (1995): The Basin and Range Province. En K. H. Olsen (ed.), Continental rifts: evolution, structure, tectonics. *Developments in Geotectonics,* 25, 277-324.

Pautot, G.; Auzende, J. M. y Le Pichon, X. (1970): Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting. *Nature,* 227, 351-354.

Pautot, G.; Renard, V.; Daniel, J. y Dupont, J. (1973): Morphology, limits, origin and age of salt layer along south Atlantic African margins. *AAPG, Bull.,* 57, 1658-1671.

Pegrum, R. M. y Monteney, N. (1978): Rift basins flanking the North Atlantic Ocean and their relation to North Sea Area. *AAPG, Bull.,* 62, 419-441.

Perrodon, A. (1988): Bassins sédimentaires, provinces pétrolières et tectonique globale. *Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod Elf Aquitaine,* 12, 493-512.

Pik, R.; Marty, B. y Carignan, J. (2008): Timing of East African Rift development in Southern Etiopia: Implications for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology,* 36, 167-170.

Pomerol, C. (1977): Dynamique comparé de trois bassins epicontinentaux: Mer du Nord, Manche et Bassin de Paris. *Bull. Centre, Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine,* 1, 233-256.

Posamentier, H. W. y Allen, G. P. (1993): Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology,* 86, 91-109.

Prodehl, C.; Keller, G. R. y Khan, M. A. (eds.) (1994): Crustal and upper mantle structure of the Kenia rift (special issue). *Tectonophysics,* 236.

Prosser, S. (1993): Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. En G. D. Williams y A. Dobb (eds.), *Tectonic and seismic Sequence Stratigraphy. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 71, 35-66.

Puigdefábregas, C.; Muñoz, J. A. y Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related sequences in the southern foreland basin. *IAS, Spec. Pub.*, 8, 229-245.

Ramsay, J. G. (1980): Shear zone geometry-a review. *J. Struct. Geol.,* 2, 83-99.

Ramberg, I. B. y Larsen, B. T. (1978): Tectonomagnetic evolution. En J. A. Dons y B. T. Larsen (eds.), *The Oslo Paleorift: a review and guide to the excursions. Norg. Geol. Unders.,* 337, 55-73.

Read, J. F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics,* 81, 195-212.

Reading, H. G. (ed.) (1978): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell. Oxford.

— (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. En P. F. Balance y H. G. Reading (eds.), *Sedimentation in Obliqueslip Mobile Zones. IAS, Spec. Pub.,* 4, 7-26.

— (1986): African Rift tectonics and sedimentation: and overview. En L. E. Frostick *et al.* (eds.), *Sedimentation in the African Rifts. Geol. Soc. Spec. Pub.,* 25, 3-7.

Renaut, R. W. y Ashley, G. M. (2002): Sedimentation in continental rifts. *SEPM, Spec. Publ.,* 73.

Reston, T. J. y Pérez-Gussinyé, M. (2007): Lithospheric extension from rifting to continental breakup at magma-poor margings: rheology, serpentinisation and symmetry. *Int J. Earth Sci. (Geol. Rundch),* 96, 1033-1046.

Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation. *Sed. Geol.,* 15, 213-233.

Richter, F. M. (1977): On the driving mechanism of plate tectonics. *Tectonophysics,* 38, 61-88.

Richter, F. M. y McKenzie, D. (1978): Simple plate models of mantle convection. *Journal of Geophysics,* 44, 441-471.

Rodgers, D. A. (1980): Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. *IAS, Spec. Publ.,* 4, 27-41.

Root, S. (1988): Structure and hydrocarbon potential of the Gettysburg Basin, Pennsylvania and Maryland. En W. Manspeizer (ed.), *Triassic-Jurassic rifting. Developments in Geotectonics,* 22A, 353-368.

Richards, M. A.; Duncan, R. A. y Courtillot, V. (1989): Flood basalts and hotspot tracks, plume heads and tails. *Science,* 246, 203-207.

Rosendahl, B. R.; Reynolds, D. J.; Lorber, P. M.; Burgess, C. F.; McGill, J.; Scott, D.; Lambiase, J. J. y Derksen, S. J. (1986): Structural expression of rifting: lessons from Lake Tanganika, Africa. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 25, 29-43.

Royden, L. y Keen, C. E. (1980): Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined by subsidence curves. *Earth. Sci Planet., Letters,* 51, 343-361.

Royden, L. H. (1996): Couplig and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for the partitioning of strain in the crust. *Journal Geophys. Res.,* 101, 17679-17705.

Sangree, J. B.; Waylett, D. C.; Frazier, D. E.; Amery, G. B. y Fennesy, W. J. (1978): Recognition of Continental Slope Seismic Facies, Offshore Texas, Luisiana. En A. H. Bouma, G. T. Moore y J. M. Coleman (eds.), *Framework facies and Oil-Trapping Characteristics of the Upper Continental Margin. AAPG Studies in Geology,* 7, 87-116.

Schlager, W. (1993): Accomodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. *Sed. Geol.*, 86, 111-136.

Schlische, R. W.; Wiyhjack, M. O. y Olsen, P. (2003): Relative Timing of CAMP, Rifting, Continental Breackup, and Basin Inversion: Tectonic Significance. American Geophysical Union. *Geophysical Monograph,* 136, 33-59.

Scholl, D. W.; Marlow, M. S. y Buffington, E. C. (1975): Summit Basins of Aleutian Ridges. *AAPG, Bull.,* 59, 799-816.

Sclater, J. G. y Christie, P. A. F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *J. Geophys. Res.,* 85, 3711-3739.

Scott, D. L. y Rosendahl, B. R. (1989): North Viking Graben: an East African perspective. *Amm. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73, 155-165.

Searle, M. P. (1999): Extensional and compressional faults in the Everest massif, Khumbu Himalaya, Nepal. *Jour. Geol. Soc. London,* 156, 227-240.

Selley, R. C. (1985): *Elements of Petroleum Geology*. W. H. Freeman. New York.

Sengör, A. M. (1987): Aulacogen. En *Encyclopedia of Earth Sciences*, vol. 10, Structural Geology and Plate Tectonics. Van Nostrand Reinhold, New York.

Seranne, M. y Seguret, M. (1987). The Devonian basins of western Norway: tectonics and Kinematics of an extending crust. En M. P. Coward, J. F. Dewey y P. L. Hancock (eds.), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28, 537-548.

Seranne, M.; Chauvet, A.; Seguret, M. y Brunel, M. (1989): Tectonics of the Devonian collapse-basins of western Norway. *Bull. Soc. Géol. France,* 3, 489-499.

Seyfert, C. K. (1987): Structural data. En *Encyclopedia of Earth Sciences*, vol. 10, Structural Geology and Plate Tectonics. Van Nostrand Reinhold, New York.

Seyfert, C. K. y Syrkin, L. A. (1979): *Earth history and Plate Tectonics,* 2.ª ed. Harper and Row. New York.

Shatskiy, N. S. (1946): The greater Donets Basin and the Wichita System. *Izv. Acad. Sci. USSR Ser. Geol.,* 6, 57-90.

Shatskiy, N. S. y Bogdanov, A. A. (1961): A international tectonic map of Europe. Scale 1:2.500.000. *Izv. Akad. Nauk, SSR Ser. Geol.,* 4.

Sheridan, R. E. (1976): Sedimentary Basins of the Atlantic margin of North America. *Tectonophysics,* 36, 113-132.

Shiki, T. y Misawa, Y. (1982): Forearc geological structure of the Japanese Islands. *Geol. Soc. Spec. Pub.,* 10, 63-73.

Silver, P. G. y Behn, M. D. (2008): Intermittent Plate Tectonics? *Science,* 319, 85-87.

Sleep, N. H. (1971): Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental breakup. *Geophys. J. R. Astron. Soc.,* 24, 325-350.

Smit, J.; Brun, J. P.; Fort, X.; Cloetingh, S. y Ben-Avraham, Z. (2008): Salt tectonics in pull-apart basins with application to the Dead Sea Basin. *Tectonophysics,* 419, 1-16.

Specht, T. D. y Rosendahl, B. R. (1989): Architecture of the Lake Malawi Rift, East Africa. *Jour. of Africa Earth Sci.,* 8, 355-382.

Steckler, M. S. (1985): Uplift and extension at the Gulf of Suez: indication of induced mantle convection. *Nature,* 317, 135-139.

Steckler, M. S. y Watts, A. B. (1978): Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 1-13.

Steel, R.; Gjelberg, J.; Helland-Hansen, W.; Kleinspehn, K.; Nø'ttvedt, A. y Rye-Larsen, M. (1985): The Tertiary strike-slip basins and belt of Spitsbergen. *SEPM, Spec. Pub.,* 37, 339-359.

Steel, R. y Gloppen, T. G. (1980): Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin. En P. F. Balance y H. C. Reading (eds.), *IAS, Spec. Publ.,* 4, 79-103.

Stephenson, R. A.; Stovba, S. y Starostenko, V. (2001): Pripyat-Dniepr-Donets basin: implications for dynamic of rifting an the tectonic history of the northern Peri-Tethyan platform. En P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson y S. Crasquin-Soleau (eds.), Pery-Tethys Mem., 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris,* 186, 369-406.

Storti, F.; Holdsworth, R. E. y Salvini, F. (2003): Intraplate Strike-slip deformation. *Geol. Soc. London Spec. Pub.,* 210, 1-229.

Sussmann, A. J.; Butler, R. F.; Dinarés, J. y Vergés, J. (2004): Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the southern Pyrenees, Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 218, 435-449.

Tankard, A. J. y Welsink, H. J. (1988): Extensional tectonics, structural styles and stratigraphy of the Mesozoic Grand Banks of Newfounland. En W. Manspeizer (ed.), *Triassic-Jurassic rifting. Developments in Geotectonics,* 22 A, 129-166.

Tiercelin, J. J. (1991): Natural resources in the lacustrine facies of the Cenozoic rift basins of East Africa. En P. Anadón; Ll. Cabrera y K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis. IAS, Spec. Publ.,* 13, 2-38.

Turcotte, D. L. y Oxbury, E. R. (1967): Finite amplitude convective cells and continental drift. *Journal of Fluid Mechanics,* 28, 29-42.

Turcotte, D. L. y Schubert, D. (1982): *Geodynamics: Application of continnum physics to geological problems*. John Wiley. New York.

Turcotte, D. L. y Emerman, S. H. (1983): Mechanism of active and passive rifting. *Tectonophysics,* 94, 39-50.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M. Jr. y Thomson, S. III (1979): Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part. 4: Global Cycles of relative changes or sea level. En C. E. Paytin (ed.), *Seismic Stratigraphy, Applications to hidrocarbon exploration*. *AAPG, Mem*., 26, 83-98.

Vail, P. R. (1992): The evolution of seismic stratigraphy and the global sea-level curve. En R. H. Dott, Jr. (ed.), Eustacy: the historical ups and downs of a major geological concept. *Geol. Soc. Am. Mem.,* 180, 83-91.

Van Andel, T. H. y Komar, P. D. (1969): Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° y 23° N. Latitude. *Bull. Geol. Soc. Am*., 80, 1163-1190.

Van Wees, J. D. (1994): *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics*. Ph. D. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.

Van Wees, J. D. y Cloetingh, S. (1996): 3D flexure and intraplate compression in the North Sea Basin. *Tectonophysics,* 266, 343-359.

Van Wees, J. D.; Arche, A.; Beijdorff, C. G.; López-Gómez, J. y Cloetingh, S. A. P. M. (1998): Temporal and spatios variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Masozoic). *Tectonophysics,* 300, 285-310.

Vening Meinesz, F. A. (1950): Les grabens africains, resultat de compresion ou de tension dans la croute terrestre? *Bull. Inst. R. Colonial Belge.,* 21, 539-552.

Vegas, R. (1981): Carboniferous subduction complex in the south portuguese zone coeval with basament reactivation and uplift in the Iberian Ranges. *Leidse Geol. Med*., 52, 109-116.

Vergés, J. (2003): Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: Fallas del Segre y de Pamplona. *Bol. Inst. Geol. Minero de España,* 114, 87-101.

Vergés, J.; Fernández, M. y Martínez, A. (2002): The Pyrenean orogen: pre-, Syn-, and post-collisional evolution. *Journal Virtual Explorer,* 8, 55-74.

Vergés, J. y Muñoz, J. A. (1990): Thrust sequences in the Southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France,* 8, 265-271.

Verhoogen, J. (1980): *Energetics of the Earth*. Washington DC, National Academy of Sciences.

Vetter, V. R. y Meissner, R. (1979): Rheological properties of the lithosphere and application to passive continental margins. *Tectonophysics,* 59, 367-368.

Vilas, L.; Alonso, A.; Arias, A.; García, A.; Mas, J. R.; Rincón, R. y Meléndez, N. (1982): The Cretaceous at the SW Iberian Ranges. *Zitteliana,* 10, 245-254.

Von Huene, R. (1981): Review of early results from driling of the IPOD-1 active margin transects across the Japan, Mariana and Middle America Convergent Margins. En J. C. Warme, R. C. Douglas y E. L. Winterer (eds.), *The Deep Sea Drilling project: A decade of progress*. *SEPM, Spec. Publ.,* 32, 57-66.

Von Huene, R.; Langseth, M.; Nasu, N. y Okada, H. (1982): A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench transect. *Geol Soc. Am. Bull.,* 93, 829-846.

Walcott, R. (1972): Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at continental edge. *Geol. Soc. Am. Bull*., 83, 1845-1848.

Watkins, J. S. y Drake, C. L. (eds.) (1982): Studies in continental margin geology. *AAPG, Mem*., 34.

Watkins, J. S.; Montadert, L. y Dickinson, P. W. (1979): Geological and Geophysical Investigations of Continental margins. *AAPG, Mem*., 29.

Watts, A. B. (1981): The U.S. Atlantic continental margin: subsidence history, crustal structure, and thermal evolution. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Short Course,* 19 (2-1), 2-75.

— (2001): *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge University Press, Cambridge.

Watts, A. B. y Ryan, W. B. F. (1976): Flexure of the lithosphere at continental margin basins. *Tectonophysics,* 36, 25-44.

Weinberg, R. F.; Regenauer-Lieb, K. y Rosenbaum, G. (2007): Mantle detachment faults and the breakup of cold continental lithosphere. *Geology,* 35 (11), 1035-1038.

Wernicke, B. (1981): Low-angle normal faults in the Basin and Range Province-Nape tectonics in an extending orogen. *Nature,* 291, 645-648.

— (1985): Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Com. J. Earth Sci.,* 22, 108-125.

Wernicke, B. A.; Christiansen, R. L.; England, P. C. y Sonder, L. J. (1987): Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. En M. P. Coward, M. P. Dewey, y J. F. Hancock (eds.), *Continental extensional tectonics*. *Spec. Publ. Geol. Soc. London,* 28, 203-221.

Wernicke, B. y Tilke, P. G. (1989): Extensional tectonic framework of the U.S. Central Atlantic Passive Margin. En A. J. Tankard y H. R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. *AAPG, Mem.,* 46, 7-21.

White, N. y McKenzie, D. (1988): Formation of the «Steer's head» geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. *Geology,* 16, 250-253.

Wilson, J. T. (1965): A new class of faults and their bearing in continental drift. *Nature,* 207, 343-347.

— (1966): Did the Atlantic close and then reopen? *Nature,* 211, 676-681.

Wilson, M. (1993): Magmatism and the geodynamics of basin formation. *Sedimentary Geology,* 86, 5-29.

Wilson, R. C. L.; Whitemarsh, R. B.; Taylor, B. y Froitzhein, V. (2001): Non-volcanic rifting of continentl margins: A comparison of evidence from land and sea. *Geol. Soc. of London Spec. Publ.,* 187.

— (2002): Non-volcanic rifting of continental margins. *Geol. Soc. London Spec. Publ.,* 187.

Yirgu, G.; Ebingr, C. J. y Maguire, P. K. H. (2006): The Afar volcanic province within the East African Rift System. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.,* 259.

Zak, I. y Freud, R. (1981): Assymmetry and basin migration in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics,* 80, 27-38.

Zeilinga de Boer, J. y Clifford, A. E. (1988): Mesozoic tectogenesis: development and deformation of «Newark» rift zones in the Appalachians (with special emphasis on the Hartford Basin, Connecticut). En W. Manspeizer (ed.), *Triassic-Jurassic rifting*. *Developments in Geotectonics,* 22 A, 275-306.

Zeyen, H.; Novak, O.; Landes, M.; Prodehl, C.; Driad, L. y Hirn, H. (1997): Refraction-Seismic investigations of the Northern Massif Central (France). En K. Fuchs, R. Altherr, B. Müller y C. Prodehl (eds.), *Stress and stress release in the lithosphere-structure and dynamic processes in the rifts of western Europe*. *Tectonophysics,* 275, 99-117.

Ziegler, P. A. (1978): North Sea Rift and Basin Development. En I. B. Ramberg y E. R. Neumann (eds.), *Tectonics and Geophysics of continental Rifts,* Reidel, 249-277.

Ziegler, P. A. y Cloetingh, S. (2004): Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Rev.,* 64, 1-50.

Zolnai, G. (1986): Les aulacogenes du continent nord americain. *Bull. Soc. Geol. France,* 2, 809-818.

XXIII

Las grandes llanuras

por Martín H. Iriondo*

PREÁMBULO

Se puede establecer una clasificación de las llanuras, en función de los ambientes y mecanismos de sedimentación y denudación predominantes en las mismas. La clasificación corresponde a un ordenamiento genético, jerarquizado y abierto. Se ha confeccionado utilizando los principios y técnicas de la Teoría General de Sistemas. El primer nivel de la clasificación separa a las llanuras de agradación de las superficies estructurales. En las primeras, el nivel fundamental (nivel 1) viene dado por las formaciones depositadas en cinco grandes ambientes sedimentarios principales: fluvial, eólico, litoral, lacustre y glacial. Cada uno de ellos se divide en unidades menores, caracterizadas por mecanismos de sedimentación específicos y geomorfología definida. En algunos casos esas unidades son homogéneas *(loess),* mientras que en otros casos muestran una gran variabilidad interna (deltas). De acuerdo a la densidad de la información y a la escala cartográfica, esas unidades se pueden subdividir en rangos menores. Las superficies estructurales se dividen según su litología (nivel 2) y después atendiendo al mecanismo específico de denudación (nivel 3), de forma similar a las llanuras de agradación.

INTRODUCCIÓN

Se propone un ordenamiento general de las áreas planas de la superficie de la Tierra, basado tanto en sus propiedades como en su dinámica geológica y geomorfológica. Es un resultado de más de 30 años de cartografía y otros trabajos de campo en las llanuras y mesetas de Sudamérica. Ese continente, lo mismo que la mayor parte de las tierras emergidas del globo terrestre, está formado por sedimentos recientes y rocas casi horizontales, a pesar de lo cual despiertan un pequeño interés entre los especialistas, ya que la atención general está dirigida hacia los relieves montañosos. Un mapa esquemático de las llanuras mayores y más conocidas (figura 23.1) muestra su importancia territorial. Los ejemplos citados a lo largo de este capítulo corresponden a zonas concreta del territorio de la República Argentina.

En esta clasificación se emplean las leyes y técnicas de trabajo de la Teoría General de Sistemas (Bertalanffy, 1978; Piaget, 1979; Crisci y López, 1983), lo que ha permitido trabajar con rigor y claridad. Una parte de la clasificación, la correspondiente a las llanuras de agradación, ha sido presentada años atrás como contribución al conocimiento de las cuencas continentales. Posteriormente ha sido utilizada en tesis doctorales (Kröhling, 1998) y diversas publicaciones. La más importante de éstas ha sido el Mapa Geomorfológico de las Llanuras de América del Sur (Iriondo, 1992). La parte correspondiente a superficies estructurales (en ge-

* CONICET. Universidad Nacional del Litoral. Argentina Casilla de Correo 487. 3100 Paraná. Argentina. E-mail: rniriond@alpha.arcride.edu.ar.



Figura 23.1. Distribución global de las principales llanuras.

neral se trata de mesetas, pero no en todos los casos) se fue introduciendo gradualmente, a medida que el trabajo lo requería. Esto ha sido posible ya que se trata de una clasificación abierta, que acepta clases no previstas originalmente. Se presenta aquí por primera vez en forma organizada y estructurada.

LAS CLASIFICACIONES

Una clasificación corresponde a un ordenamiento de objetos o sucesos en grupos denominados «clases», sobre la base de sus semejanzas y relaciones, de tal manera que se puedan deducir generalizaciones sobre los objetos. Existen varios tipos de clasificaciones, todas ellas son conjuntos de categorías que configuran una estructura lógica. En la práctica, sin embargo, algunas resultan mejores que otras. Una buena clasificación de fenómenos naturales debe poder describirlos de la mejor manera posible. También debe ser estable, es decir no sufrir modificaciones al incorporarle nueva información. Tampoco debe sufrir alteraciones importantes en su estructura al serle eventualmente agregadas clases nuevas (Crisci y López, 1983). Es importante que la clasificación sea predictiva, de manera que si se conoce una propiedad en la mayoría de los objetos de una clase determinada, habrá una gran probabilidad de que dicha propiedad exista en los objetos de esa clase que todavía no son conocidos.

Para evitar confusiones y defectos en la utilización de una clasificación las clases deben definirse y delimitarse en base a un conjunto de propiedades comunes e interrelacionadas, fácilmente identificables por el especialista, y en lo posible por el profesional con conocimientos generales sobre la materia. Naturalmente, esto depende también del conjunto de objetos a clasificar, porque en muchos sistemas naturales las clases no tienen un límite definible en forma sencilla (Piaget, 1979). Las buenas clasificaciones contribuyen al progreso de la disci-

plina involucrada, pues simplifican los esquemas teóricos y estimulan el interés en futuras investigaciones.

La clasificación de llanuras presentada aquí es genética, ya que está basada en relaciones causa-efecto. Es un ordenamiento jerarquizado, pues las clases pueden ser identificadas en varios niveles, ya que cada uno de dichos niveles resulta de la división de las clases del nivel precedente. Esta es una clasificación es abierta, ya que se le pueden incorporar nuevas clases y nuevos niveles de detalle.

LA LLANURA COMO SISTEMA NATURAL

Conviene enfocar el ordenamiento de las llanuras considerándolas como conjuntos integrados de elementos, sometidos entre sí a interacciones importantes, que reciben la influencia de otros sistemas y a su vez pueden influir en el medio que las rodea.

En los estudios que se realizan en llanuras predomina actualmente el enfoque analítico, que centra el interés en un solo elemento de todo el sistema: el suelo, la hidrología, etc., y con ello se pierde normalmente la visión de conjunto. Además, aun en el caso de que todos los elementos de una llanura sean estudiados analíticamente, algunas características significativas escaparían probablemente a nuestra comprensión, pues ya sabemos desde Aristóteles que «el todo es más que la suma de las partes» (Bertalanffy, 1978).

Desde el punto de la Teoría General de Sistemas se pueden describir con claridad los factores responsables de la aparición, desarrollo y naturaleza de cualquier llanura, y entender sus mecanismos internos. La llanura como sistema tiene una estructura interna definible, compuesta por sus elementos estables, tales como depósitos sedimentarios, lagos y pantanos, rocas heredadas, pendiente regional y otros. Aunque todos ellos pueden ser agrupados con cierta libertad bajo la denominación de «materiales», con mayor propiedad, reciben la denominación de *variables de estado*.

Dentro del sistema, los materiales se relacionan y modifican mediante procesos de origen climático y geológico. Dichos procesos *(variables de transformación)* son numerosos: transporte y sedimentación de detritos, meteorización, formación de arcillas, génesis de suelos, oscilaciones del nivel freático, etc. Las variables de transformación (procesos en el lenguaje geológico) están movilizadas por aportes de energía y de materiales que llegan a la llanura desde el exterior: irradiación del Sol, lluvia, viento, cenizas volcánicas, y otros. Estas mismas u otras variables de transformación acarrean masa y energía hacia fuera del sistema: los ríos que transportan agua y sedimentos al océano, el crecimiento de la vegetación que extrae nutrientes del suelo y después es cosechada, la disolución de sales en el agua subterránea que migra fuera de la región entre otras.

La estructura de la llanura y sus procesos asociados constituyen la *organización* de la misma, que produce un *comportamiento* típico para cada caso. Así, por ejemplo, el comportamiento típico de la llanura chaqueña, incluye episodios de inundaciones prolongadas, debido a que su estructura está caracterizada por suelos impermeables completamente horizontales y una red hidrográfica sumamente pobre. Sobre ello actúa su variable de transformación más importante que corresponde a las lluvias convectivas de gran intensidad, que descargan grandes volúmenes de agua en cortos períodos. El comportamiento se define como el conjunto de relaciones invariantes en el tiempo. Por ejemplo, la llanura chaqueña se ha inundado cientos de veces bajo el clima actual y ello volverá a ocurrir cada vez que se produzcan grandes precipitaciones.

En ciertos casos conviene conocer y definir el estado del sistema. El *estado del sistema* es el conjunto de los valores instantáneos de todos los parámetros del mismo, por ejemplo, el estado de humedad del suelo, o nivel de agua en los pantanos. Los más importantes, desde los enfoques teóricos y prácticos, son ciertos «estados críticos» superados los cuales comienzan a actuar nuevos procesos o aumentar desmesuradamente otros. Ejemplo de esto son el nivel de

desbordamiento de los cauces de la llanura y el comienzo de la erosión eólica por desecación del suelo.

El cambio de una variable externa provoca reajustes en todos los parámetros del sistema, por ello las llanuras son factibles de ser caracterizadas por su grado de *estabilidad,* que varía entre límites muy amplios. Por ejemplo, los arenales de las provincias de La Pampa y de San Luis pueden sufrir deflación generalizada en una sola temporada de sequía, mientras que la superficie estructural del basalto del sur de Corrientes ha resistido desde el Cretácico a los agentes atmosféricos. En general, se dice que un sistema es «estable» cuando es insensible a pequeñas perturbaciones del ambiente que lo rodea. Por el contrario, un sistema «inestable» tiende a alejarse del equilibrio si se lo perturba ligeramente. Así, la llanura de arena de La Pampa es un caso típico de sistema inestable, pues una vez que la capa superficial ha sido erosionada, la vegetación deja de crecer sobre la superficie y se comienzan a formar dunas eólicas. Los sistemas estables absorben las perturbaciones *(regulación),* mientras que los inestables se modifican *(adaptación).*

Las llanuras normalmente son áreas de acumulación de sedimentos, cuya mineralogía, granulometría y estructuras permiten reconstruir ambientes y procesos del pasado. Este es un caso típico de *«acumulación de información»* en la Teoría General de Sistemas; dicha propiedad se denomina *memoria*. Las llanuras son, pues, sistemas con mucha memoria. Los tipos de minerales arcillosos de neoformación y los paleocauces son otros ejemplos de información acumulada frecuentemente en las llanuras.

La *inercia* o resistencia al cambio es típica de muchas llanuras. Se refleja en la persistencia de las formas del terreno largo tiempo después de que el clima que las produjo haya desaparecido. Esto puede observarse en amplias regiones del noreste de Argentina, donde la geomorfología de las llanuras todavía no se ha adaptado al clima húmedo actual (Iriondo, 1980; Iriondo y Garcia, 1993).

DEFINICIÓN DE LLANURA

Aunque el concepto de «llanura» es de uso extensivo a varias disciplinas de las Ciencias Naturales, no es fácil realizar una definición rigurosa. Tradicionalmente, el término designa áreas con diferencias pequeñas en las elevaciones topográficas (Mescherikov, 1968), por oposición al término «montaña».

En otros casos se considera llanura como sinónimo de «tierras bajas», independientemente de su relieve, acepción corriente en Geografía. Kovacs (1983) utiliza conceptos hidrológicos para caracterizar las grandes llanuras, definiéndolas como áreas de escorrentía extremadamente pequeña. Por otro lado, definiciones cuantitativas (pendientes inferiores a un valor determinado, etc.) no dan resultado en muchos casos reales, porque fallan en la descripción de algunos elementos esenciales del sistema.

Durante la elaboración del Mapa Geomorfológico de las Llanuras de América del Sur (Iriondo, 1992), el primer problema a resolver fue adoptar una definición operativa para el término, describiendo las características significativas comunes a todas las llanuras. Así quedó establecida la siguiente definición: «Una llanura es un área de la superficie de la Tierra con relieve general pequeño o nulo, donde los elementos topográficos locales son más significativos para la dinámica del ambiente sedimentario que la pendiente regional». El agua, en particular, presenta un comportamiento característico: la escorrentía es sumamente pequeña comparada con la evaporación y la infiltración; las redes hidrográficas están mal desarrolladas y son poco eficientes.

Las llanuras son superficies donde los procesos morfogenéticos presentan tendencia a crear formas locales de relieve: dunas de arena, albardones *(levees),* dolinas, etc. Aunque la altura de estas formas es casi siempre modesta, en regiones tan horizontales como las llanuras ejercen una

influencia de primer orden. Existen varios procesos típicos de llanura, tales como inundaciones prolongadas, sedimentación generalizada, meteorización profunda, formación de costras y otros.

De acuerdo con este razonamiento, una llanura puede estar ubicada a cualquier altura topográfica sobre el nivel del mar. También son independientes las condiciones de borde de la llanura. Así, puede estar limitada por una montaña, por el mar, por un talud o por cualquier otro elemento geomorfológico significativo.

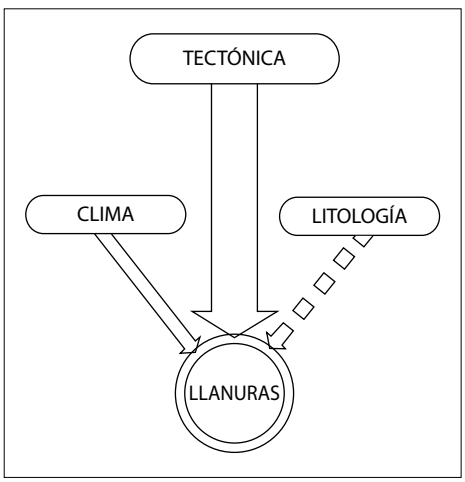


Figura 23.2. Factores externos que influyen en las llanuras. La actividad tectónica es un factor muy importante. El clima influye siempre. La litología de las rocas preexistentes corresponde a un factor muy importante en las superficies estructurales.

SISTEMAS EXTERNOS QUE INFLUYEN EN LAS LLANURAS

Las llanuras existen debido a la influencia que ejercen tres grandes sistemas sobre la superficie de la Tierra: la *tectónica,* el *clima* y la *litología* de las rocas preexistentes (figura 23.2). La intervención de la tectónica es imprescindible. El clima está siempre presente aunque su importancia es variable. La litología de las rocas preexistentes solamente tiene influencia en algunos tipos de llanura.

Desde el enfoque de la *tectónica,* las grandes llanuras aparecen en áreas de plataforma (Mescherikov, 1968). Llanuras pequeñas pueden encontrarse también en los cinturones orogénicos. De hecho, las llanuras se pueden agrupar en dos grandes conjuntos de acuerdo con su tendencia epirogénica al levantamiento o al hundimiento.

El *clima* actúa de diversa manera en las llanuras (Iriondo y García, 1993). Así, en los casos en los que exista una tendencia al levantamiento, las rocas preexistentes quedan expuestas a la meteorización y a la erosión. En consecuencia, las superficies de las mismas quedan sometidas a los procesos de degradación típicos de los grandes ambientes de la Tierra: desiertos tropicales, climas húmedos ecuatoriales o de latitudes medias, tundra, etc. Los productos resultantes dependen tanto del clima como del basamento rocoso, y corresponden a: costras ferruginosas, arcillas de mineralogía específica, carst y otros.

En las llanuras con tendencia al hundimiento la influencia del clima es indirecta, ya que se refleja en los mecanismos de transporte y sedimentación que aportan detritos de regiones vecinas y los acumulan en la llanura. De esta manera se producen arenas eólicas y salinas en los desiertos, llanuras aluviales en las regiones húmedas y acumulaciones cuticulares de *till* en los climas glaciales.

La *litología* de las rocas preexistentes solo tiene importancia en las llanuras con tendencia al levantamiento. Constituye un sistema «pasivo», que puede responder de manera diferente de acuerdo al clima a que esté sometido. El ejemplo más claro de dependencia climática puede observarse en las plataformas de caliza, que en climas húmedos desarrollan paisajes cársticos, mientras que en climas secos se degradan mediante el retroceso de taludes verticales y erosión retrocedente generada por valles encajados *(quebradas).*

CLASIFICACIÓN

La clasificación de llanuras de tipo genético corresponde a un ordenamiento basado en relaciones causa-efecto. Debido a la naturaleza de las llanuras y a los procesos que actúan en ellas, la clasificación tiene estructura jerárquica y piramidal. Está organizada en varios niveles, cada uno de ellos definido de manera explícita de acuerdo a variables de estado o a variables de transformación. Cada nivel de la clasificación contiene dos o más clases. Las clases de cada nivel se originan por partición de las clases del nivel inmediato superior. Se trata de una clasificación abierta, ya que se pueden agregar nuevas clases a cada nivel y también nuevos niveles.

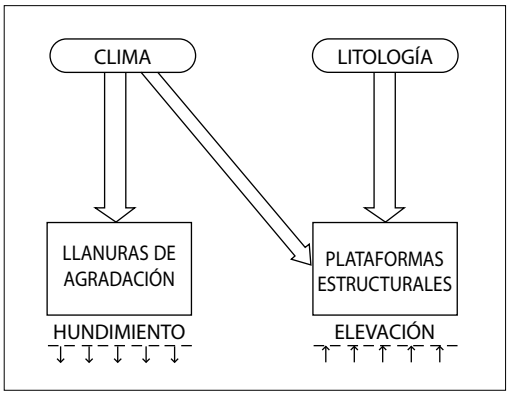


Figura 23.3. Esquema del primer nivel de clasificación de llanuras.

Primer nivel. Efectos generales de la tectónica

En el primer nivel de clasificación se divide a la totalidad de las llanuras en dos conjuntos, discriminados de acuerdo con la tendencia a la elevación tectónica o al hundimiento (figura 23.3). Las llanuras de agradación están caracterizadas por un hundimiento relativo con respecto a las regiones vecinas. Son áreas donde se produce sedimentación generalizada y donde predominan ampliamente los sedimentos no consolidados. La elevada permeabilidad facilita el desplazamiento vertical del agua y los procesos relacionados. En la mayoría de los casos los procesos y formas significativos están vinculados al clima de la región.

El segundo conjunto está compuesto por llanuras que poseen tendencia generalizada al levantamiento epirogénico; se trata de las llanuras *(planicies)* estructurales. La superficie está formada por una capa resistente a la erosión, que corresponde generalmente a calizas, basaltos o costras. La meteorización es el proceso dominante, con manifestaciones subordinadas de erosión. Los productos y formas resultantes dependen básicamente de la litología de la roca superficial y en segundo lugar del clima.

Segundo nivel. Los ambientes sedimentarios en las llanuras de agradación

Cuando se considera al conjunto de las llanuras de agradación, se pueden apreciar varios tipos de dinámica y de paisaje, que resultan de la presencia de ambientes sedimentarios bien definidos. Así, las llanuras de agradación se pueden dividir según sea el ambiente sedimentario que haya controlado tanto la acumulación de sus niveles superiores como las formas de superficie. El ambiente sedimentario en sí queda reflejado en los cuerpos geológicos superficiales, las geoformas asociadas y sus complejas interrelaciones (figura 23.4).

Desde el punto de vista de la Teoría de Sistemas, este segundo nivel está definido por la «estructura» de la llanura, es decir, por sus variables de estado. Constituye el nivel fundamental de la clasificación, así como la «formación» lo es en Estratigrafía y la «especie» en Zoología. En este nivel se definen las clases siguientes:

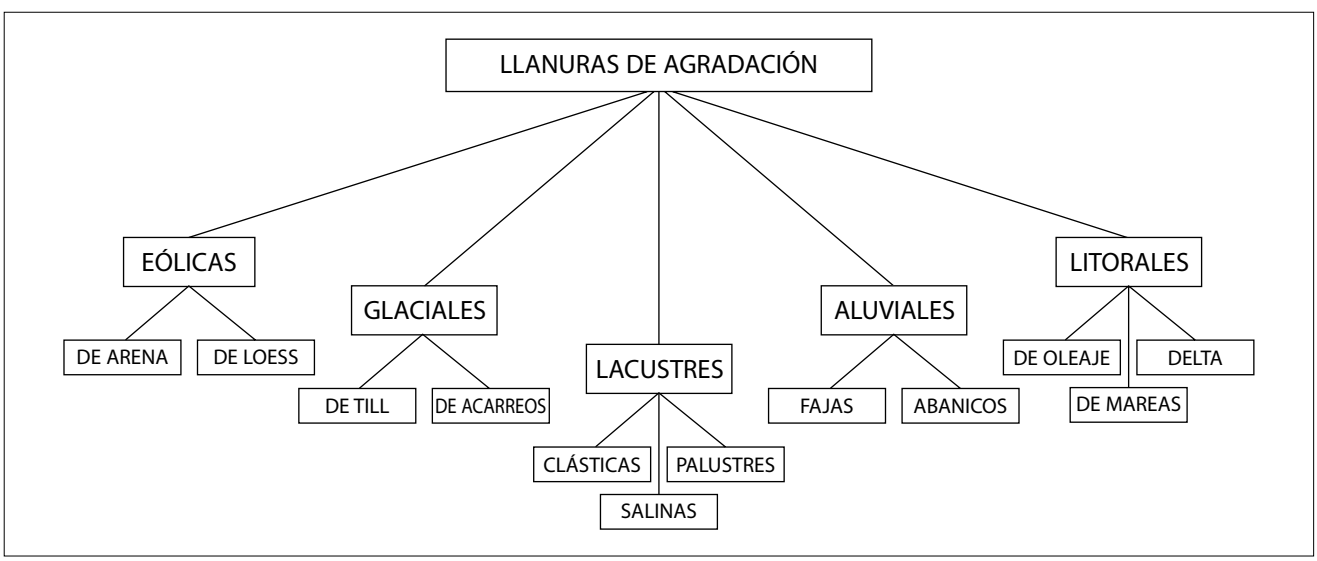


Figura 23.4. Ambientes sedimentarios desarrollados en las llanuras de agradación. Se pueden dividir en función de los mecanismos principales de sedimentación.

- *Llanuras eólicas*. Constituidas por sedimentos de granulometría mediana y fina, acarreados por el viento en climas áridos y semiáridos, tales como campos de dunas y mantos de *loess*. Su dinámica depende en forma casi exclusiva del régimen de vientos y de la humedad relativa del aire. En las llanuras eólicas, debido a que el viento es independiente de la pendiente del terreno, la influencia de la tectónica es irrelevante.
- *Llanuras glaciales.* Están formadas por sedimentos transportados y depositados por el hielo. Se originan en ambientes glaciales y en condiciones climáticas frías extremas. Muestran acumulaciones de depósitos sedimentarios heterogéneos y geoformas también heterogéneas, caracterizadas por un micro-relieve pronunciado y a veces caótico. En muchas llanuras glaciales la pendiente regional (factor tectónico) ejerce una influencia indirecta.
- *Llanuras lacustres*. Están compuestas por sedimentos depositados en lagos, lagunas, *barreales* (barrizales) pantanos y salares. Se trata de sedimentos de granulometría fina y muy fina en la gran mayoría de los casos, con estructuras laminares o de estratos muy delgados. Son llanuras muy planas, con procesos sedimentarios que no producen relieve local como, por ejemplo, las llanuras glaciales o algunas eólicas. Aunque las llanuras lacustres pueden tener diversos orígenes, las mayores de ellas requieren la presencia de una tectónica activa de hundimiento en un clima árido o semiárido, que pueda permitir la generación y mantenimiento de un lago durante un cierto tiempo (Iriondo, 1985).
- *Llanuras aluviales*. Están constituidas por materiales acarreados y depositados por corrientes fluviales. Aparecen en climas húmedos y semiáridos, y están compuestas por una amplia gama de sedimentos, entre los que predominan los de granulometria mediana y fina. Los procesos activos tienden a producir un relieve local poco pronunciado *(diques, albardones, cauces, derrames)*. El clima ejerce una influencia dominante en la construcción de esta clase de llanuras, mientras que la tectónica influye de manera indirecta.
- *Llanuras litorales*. Se desarrollan en la zona de contacto entre el océano y las tierras continentales emergidas. En su mayor parte están constituidas por sedimentos de granulometria mediana, en muchos casos mezclados con fangos. Sus geoformas típicas corresponden a playas, canales de marea y cauces deltaicos, que producen un relieve algo mayor que el de las llanuras aluviales. La naturaleza de estas llanuras esta muy controlada por la tectónica, mientras que el clima actúa en forma subordinada.

Tercer nivel. Mecanismos específicos de sedimentación

Cada uno de los grandes ambientes sedimentarios ya mencionados está caracterizado por unos pocos mecanismos específicos, fácilmente definibles y altamente significativos desde el punto de vista ambiental, e identificables directamente desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico. Por ello resulta adecuado definir el siguiente nivel de la clasificación de acuerdo con los mecanismos específicos de sedimentación.

Las *llanuras eólicas* se dividen en llanuras de arena y de *loess*.

- *Llanuras de arena.* Se producen por acumulación de sedimentos transportados por arrastre y saltación. Se desarrollan en climas áridos y en lugares donde existen localmente condiciones de aridez. La selección de la arena es buena y están caracterizadas por dunas de diversos tipos. Ocupan grandes extensiones en los desiertos tropicales actuales, donde los «mares de arena» cubren cientos de miles de kilómetros cuadrados. Así, en la Argentina la llanura de arena formada en el Pleistoceno superior tiene una extensión de más de 170.000 km^2 y abarca parcialmente a varias provincias.
- *Llanuras de loess*. Están originadas por la acumulación de polvo transportado por el viento y sedimentado en forma de manto en regiones peri-desérticas de clima semiárido.

Están formadas predominantemente por limo grueso, con porcentajes bajos de otras granulometrías. Debido a su composición granulométrica y a su tipo de sedimentación, no produce formas de relieve sino que reproduce las irregularidades topográficas sobre las que se deposita. El *loess* cuaternario de China tiene una extensión de 440.000 km^2 cubriendo llanuras y colinas. En la Argentina el *loess* pampeano se ha depositado sobre más de 200.000 km^2 de llanura.

Las *llanuras glaciales,* con una representatividad bastante más modesta en América del Sur, pueden dividirse en llanuras de *till* y llanuras de acarreos.

- *Llanuras de till*. Los grandes glaciares en manto y los glaciares pedemontanos transportan y depositan en forma directa una mezcla caótica de fragmentos, bloques, partículas y granos de todo tamaño denominada *«till»*. Las acumulaciones de *till* suelen tener varios metros de espesor y cubren amplias extensiones en el Hemisferio Norte. La superficie de estas llanuras es irregular, con depresiones criogénicas, arcos morrénicos y otras formas relacionadas.
- *Llanuras de acarreo glacial*. En su génesis y acumulación sedimentaria intervienen, además del hielo, las corrientes acuosas. Los acarreos poseen cierta selección granulométrica y estructuras sedimentarias, especialmente diversos tipos de estratificación. Los *eskers, kames* y terrazas *kame* son típicos de los acarreos. En sentido estricto, corresponden a llanuras periglaciales.

Las *llanuras lacustres* pueden ser de tres clases: clásticas, salinas y palustres, dependiendo fundamentalmente del clima bajo el cual se desarrollan.

- *Llanuras lacustres clásticas.* Están formadas típicamente por sedimentos finos, depositados en estratos delgados y láminas. Este tipo de llanura suele ser de extensión relativamente pequeña y con relieve interno prácticamente horizontal. En los grandes lagos pueden formarse deltas y cordones de playas. Estas llanuras aparecen en climas semiáridos a húmedos, mientras que en climas secos se encuentra una gran variedad que corresponde a los barrizales *(barreales* o *playas)* situados en las zonas distales de algunos abanicos aluviales. El mecanismo responsable de la agradación es el transporte de limo y arcilla en suspensión por las corrientes de agua que alimentan el lago. En algunos casos, los aportes eólicos pueden llegar a ser importantes.
- *Salares*. Son llanuras caracterizadas por la acumulación de evaporítas, entre las que predominan la halita y el yeso. Son típicas de climas áridos como el de la Puna argentina y el Altiplano boliviano. En la Puna se encuentran algunas de grandes extensiones, ya que existen alrededor de una veintena de salares con extensiones superiores a los 1.000 km^2. El mecanismo específico para la formación de salinas es la evaporación de soluciones concentradas aportadas por aguas superficiales y subterráneas.
- *Llanuras palustres*. Se forman debido a la sedimentación en partes marginales de grandes lagos permanentes, y en pantanos. Los pantanos son cuerpos de aguas someras, cuya característica dominante es la presencia de vegetación arraigada en el fondo, que sobresale por encima del nivel del agua. Cubren grandes extensiones en todos los continentes; en la Argentina abarcan más de 60.000 km^2, principalmente en el noreste del país. Los sedimentos palustres contienen un alto porcentaje de materia orgánica. La estratificación resulta modificada por la acción mecánica de las raíces de las plantas y de los organismos excavadores, produciéndose estructuras sedimentarias secundarias, caracterizadas por terrones y tubos rellenos de arcilla y limo. La granulometría de los sedimentos es fina. El

mecanismo que caracteriza la distribución de pantanos en un área determinada corresponde a la interacción entre la superficie del terreno y el nivel freático. Se trata de áreas mal drenadas en climas húmedos que posibilitan el desarrollo de una amplia faja de vegetación palustre.

Las *llanuras aluviales* se pueden dividir en abanicos y fajas, de acuerdo a las características geomorfológicas y sedimentológicas de los depósitos que las forman.

- *Cinturones (Fajas) aluviales*. Corresponden a superficies alargadas y estrechas, dentro de las cuales divaga una corriente, labrando sus formas sobre sus propios sedimentos. Las arenas son predominantes. Los mayores ejemplos sudamericanos de esta clase son las fajas aluviales del Amazonas y del Paraná. El mecanismo decisivo para su desarrollo es la presencia de bloques tectónicos basculados, que mantienen al río situado en una estrecha franja deprimida, impidiéndole cambiar de dirección. Sus formas típicas son los cauces y *albardones,* y sus depósitos están generalmente bien estratificados.
- *Abanicos aluviales*. Corresponden a llanuras alimentadas por una corriente acuosa que entra en el sistema desde un punto estable o zona restringida, y divaga ampliamente aguas abajo. Esto origina un patrón distributivo en abanico, con cauces abandonados, lóbulos de derrame, áreas de *bañado* (laguna permanente), etc. Los sedimentos de los abanicos son más heterogéneos que los de las fajas aluviales, y sus geoformas de menor relieve. La llanura chaqueña argentina está formada por los grandes abanicos de los ríos Pilcomayo (Iriondo et al., 2000), Bermejo y Salado. Otro gran abanico aluvial, el del río Taquarí (Assine y Soares, 2004), forma la mayor parte del Pantanal del Matto Grosso en Brasil. Los abanicos aparecen donde una llanura está limitada por una cadena montañosa y otra área elevada. Se desarrollan activamente bajo climas semiáridos.

Las *llanuras litorales* presentan tres clases bien definidas en este nivel: Llanuras de oleaje, llanuras de marea y deltas.

- *Llanuras de oleaje*. El oleaje, transportando arena mediante mecanismos de deriva litoral, forma sucesiones de playas, albuferas y tómbolos. En ciertos casos se desarrollan extensas planicies de esta manera; un ejemplo típico se puede observar en Río Grande do Sul (Brasil) y norte de Uruguay, donde las lagunas de Los Patos y Merín están ubicadas en una llanura de este tipo.
- *Llanuras de marea*. Se forman en regiones litorales donde el mecanismo dominante es la marea. Los materiales que las constituyen son poco seleccionados, predominando la arena arcillosa. Dichos materiales son aportados al litoral desde mar adentro por corrientes de marea. Sus formas principales son los canales de marea, cauces cortos y extremadamente anchos, frecuentemente ramificados. En el norte de Brasil, la isla de Marajó y áreas aledañas constituyen una llanura de marea de más de 80.000 km^2. Los estuarios son un tipo específico de llanura de marea.
- *Deltas*. Aparecen en la desembocadura de algunos ríos, en los lugares donde el oleaje y las mareas no alcanzan a redistribuir la carga de sedimentos fluviales. Son cuerpos sedimentarios en forma de abanico, con un patrón distributario de cauces, que crecen mar adentro. Los sedimentos dominantes tienen una granulometria mediana y fina. Las formas típicas corresponden a albardones, pantanos, bancos y barras de arena, etc. Los deltas de los grandes ríos, generan complejos de áreas deltáicas asociadas a playas, lagos, etc. El delta del río Paraná es uno de estos casos (Cavallotto, Violante, Colombo, 2005; Iriondo, 2004, 2005).

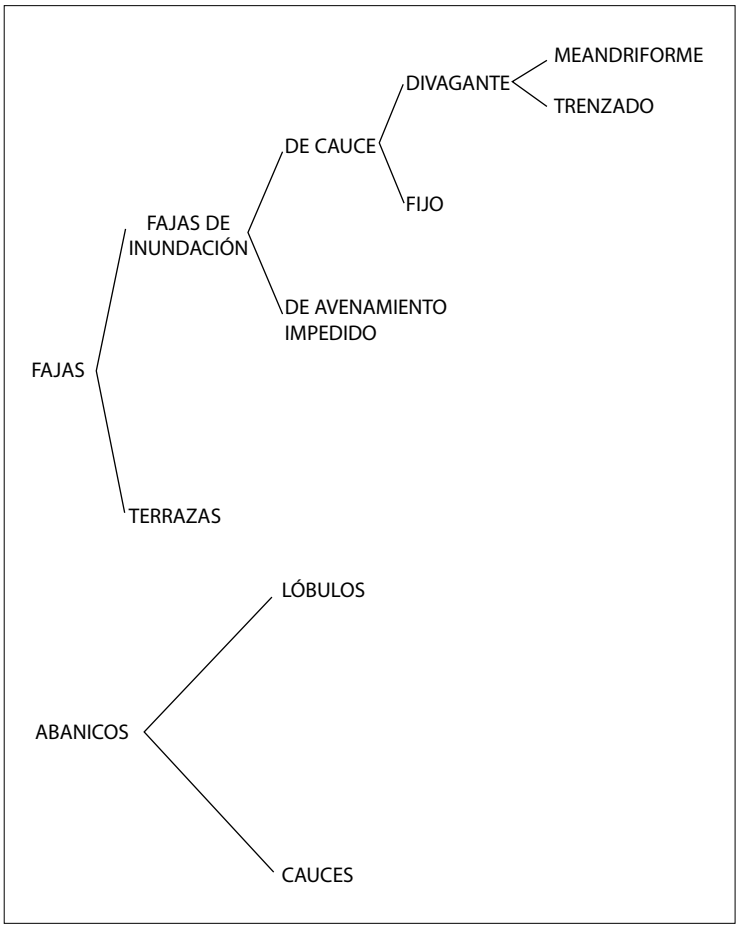


Figura 23.5. Ordenamiento conceptual de las llanuras aluviales en función de la Teoría General de Sistemas.

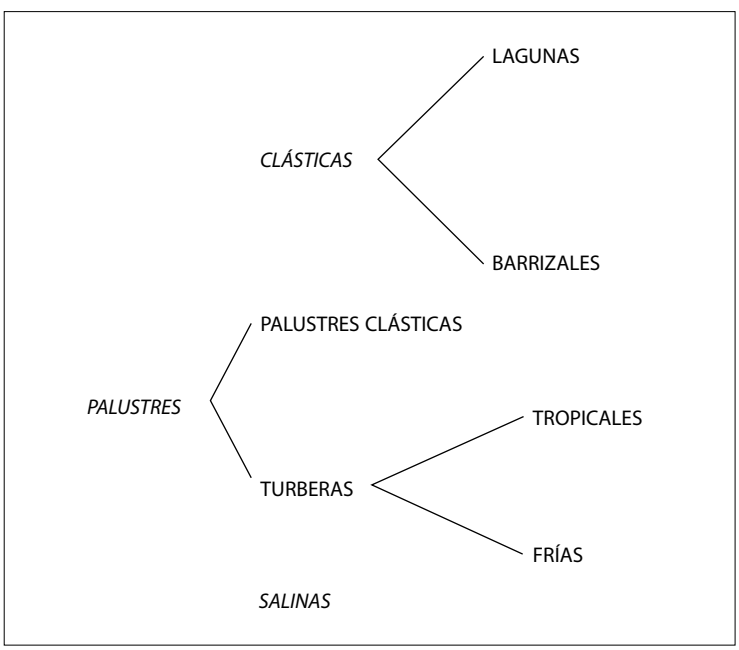


Figura 23.6. Diversos tipos de llanuras lacustres.

Niveles subsiguientes de la clasificación

La mayor parte de las llanuras descritas anteriormente son factibles de ser divididas en dos o más clases genéticamente significativas. Ello depende de la «variabilidad interna» de la clase en cuestión. Los deltas, por ejemplo, forman una clase con amplia variabilidad interna, mientras que las llanuras de *loess* acostumbran a ser homogéneas. Al ser ésta una clasificación abierta, se le pueden agregar sucesivos niveles y clases. En la figura 23.5 aparece una subdivisión genética de llanuras aluviales en varios niveles, desarrollada años atrás (Iriondo, 1972). Se presenta también una subdivisión de llanuras lacustres (figura 23.6).

Las unidades asociadas

Considerando que la llanura es un sistema compuesto por diversos elementos interrelacionados, se comprende que en la práctica, al estudiar casos concretos de terrenos llanos, las distintas clases de este ordenamiento aparezcan «contaminadas» con elementos ajenos. Las grandes llanuras de arena incluyen frecuentemente salinas, los abanicos aluviales contienen áreas de pantanos, las llanuras de oleaje presentan fajas de dunas eólicas, etc. Estas áreas subordinadas se cartografían, cuando la escala lo permite, y se consideran unidades asociadas a la clase definitoria.

CONSIDERACIONES

La clasificación expuesta en este capítulo fue desarrollada para y aplicada en la elaboración del Mapa Geomorfológico de Llanuras de América del Sur, a escala 1:5.000.000. También ha sido aplicada a estudios geomorfológicos y sedimentológicos, cartografiados a escalas 1:500.000, 1:100.000 y 1:50.000 en varias provincias argentinas. En todos los casos esta clasificación permite describir adecuadamente las áreas estudiadas, tiene una buena estabilidad y es satisfactoriamente predictiva.

Al aplicar la clasificación a la cartografía no se han encontrado áreas de encuadramiento difícil o de carácter transicional entre dos clases. Esto se debe, sin duda, a que las propiedades específicas de las llanuras (procesos, formas, se-

dimentos) son fácilmente definibles y adecuadas para ser ordenadas en unas pocas clases claramente discontinuas.

El nivel de resolución de la clasificación depende del grado de detalle en que se trabaje, es decir, de la relación existente entre la escala y el tamaño de las unidades de la llanura. La faja aluvial del Amazonas, por ejemplo, permite identificar áreas de avenamiento impedido y depósitos de cauce (nivel 5 en la clasificación, figura 23.4) en mapas en escala 1:1.000.000 (Iriondo, 1980) porque el sistema tiene unas dimensiones enormes. Para llegar al mismo nivel de clasificación en un pequeño río de llanura, como el río Cuarto de la provincia argentina de Córdoba, se debería trabajar a escala 1:20.000. En otras palabras, se trata de una clasificación independiente de la escala. También es sabido que la leyenda de un mapa puede aceptar clases a diferentes niveles sin ser errónea, ya que los mapas tienen requerimientos y posibilidades propias.

Para ilustrar a grandes rasgos la relación escala-nivel de clasificación en algunos trabajos realizados, se puede citar: El Mapa Geomorfológico de Llanuras de América del Sur (figura 23.7) se elaboró con el nivel 3. En el mapa geomorfológico de la provincia de Santa Fe (escala 1:500.000) se identificaron clases equivalentes al nivel 4 de la clasificación. Un mapa del sector del delta del Paraná a escala original 1:50.000 permitió identificar playas, canales de marea y otros elementos que se sitúan en el nivel 5. Esto es típico de las grandes llanuras sudamericanas. En el territorio europeo la relación nivel/escala probablemente sea diferente.

EJEMPLOS

Se presentan dos ejemplos de llanuras de agradación clasificadas de acuerdo con este ordenamiento. Las mismas corresponden al sistema Eólico Pampeano y al «Delta» del río Paraná, ambas en Argentina.

El sistema eólico pampeano

Se trata de una extensa cobertera sedimentaria depositada en la llanura argentina. Está formada por el mar de Arena Pampeano y una Faja Periférica de Loess (Iriondo y Kröhling, 1995). El *mar de arena* es una unidad que cubre 200.000 km^2 entre las latitudes de 33° y 38° S, formando la mitad de la Pampa en la Argentina central (figura 23.8). Los sedimentos, formados por arena muy fina y fina-limosa, se originaron principalmente en la Alta Cordillera entre las latitudes de 28° y 36° S, por procesos nivales y criogénicos. Estos productos de meteorización física fueron transportados por aguas de deshielo hacia el sur a lo largo del sistema fluvial del río Desaguadero y finalmente deflacionados en dirección norte y noreste por vientos australes durante el último Máximo Glacial y otros períodos fríos y secos. Los intervalos húmedos intercalados con aquellos estuvieron caracterizados por pedogenesis y desarrollo de cinturones fluviales.

La *faja periférica* de loess rodea al mar de arena por tres direcciones. Tiene entre 200 y 300 km de ancho y una longitud de dos mil kilómetros. En esta zona se reconstruyó una secuencia de trece períodos climáticos, comenzando por el Estadio Isotópico 5. Así, siete intervalos húmedos se intercalaron con seis períodos secos.

Clasificación:

1. Nivel. Llanura de agradación.
2. Nivel. Llanura eólica.
3. Nivel. Llanura de arena y llanura de *loess*.

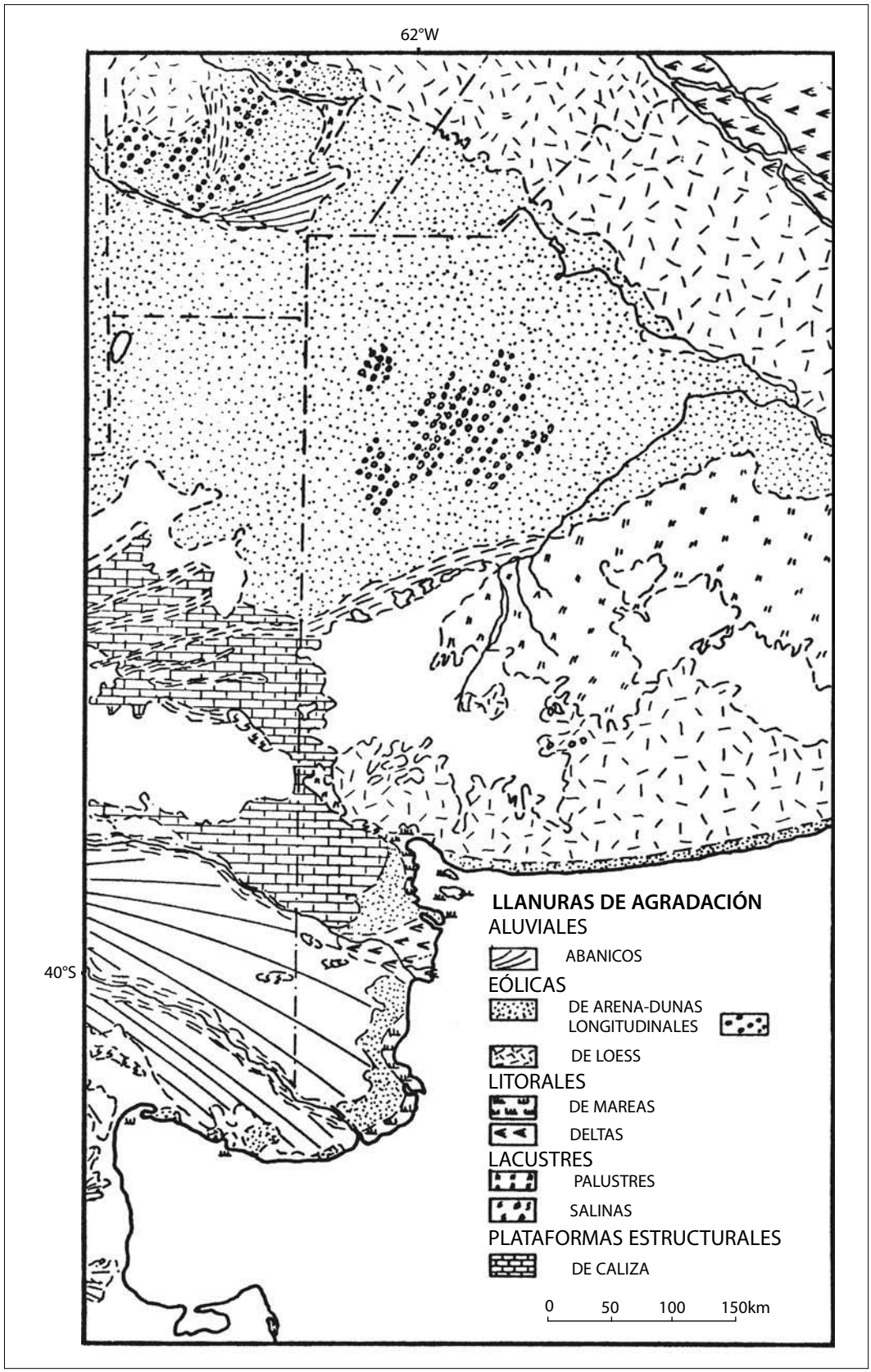


Figura 23.7. Sector parcial del Mapa Geomorfológico de Llanuras de América del Sur. Se pueden apreciar diversas unidades del tercer nivel de la clasificación general.

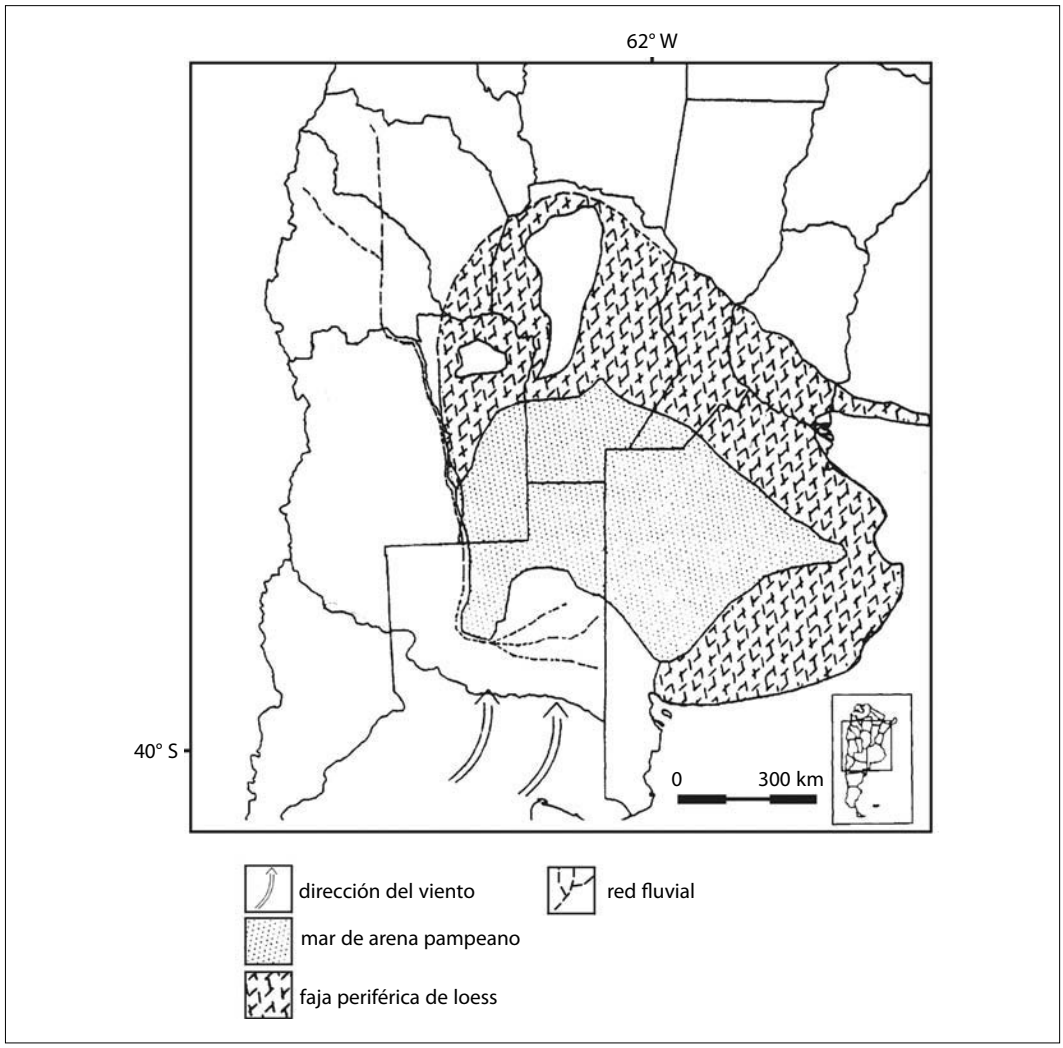


Figura 23.8. Mapa del Sistema Eólico Pampeano, situado en la región central de la Argentina.

El mar de Arena Pampeano

Este caso es un ejemplo de unidad del tercer nivel que podría ser subdividida. Las clases del nivel 4 se definen de acuerdo con el tipo de dunas predominante en la zona (figura 23.9).

Considerando específicamente el sector noroeste de ese mar de arena, el abarcado por la provincia de San Luis, se ha podido avanzar en el conocimiento de la gran llanura (figura 23.10). El territorio cartografiado tiene una superficie de 75.000 km^2, aproximadamente la mitad del cual está cubierto por cinco unidades de arena eólica de cuarto orden.

1. El *Campo de dunas complejo de Nahuel Mapá* (figura 23.11) es el más extenso y se prolonga más allá de los límites de la provincia. Durante el evento más antiguo reconocible en superficie (Estadio Isotópico 4) se desarrollaron grandes dunas longitudinales de hasta 200 km de longitud y con una distancia entre crestas (longitud de onda) del orden de 3 a 4 km. Su relieve actual, después de haber sufrido disipación, es de unos 10 metros. La orientación de las crestas es sur-norte en el sur de la provincia, y va girando suavemente hacia SE-NW en el centro del territorio. El sedimento es arena fina, bien seleccionada, inmadura. Contiene entre el 6% y el 15% de vidrio volcánico.

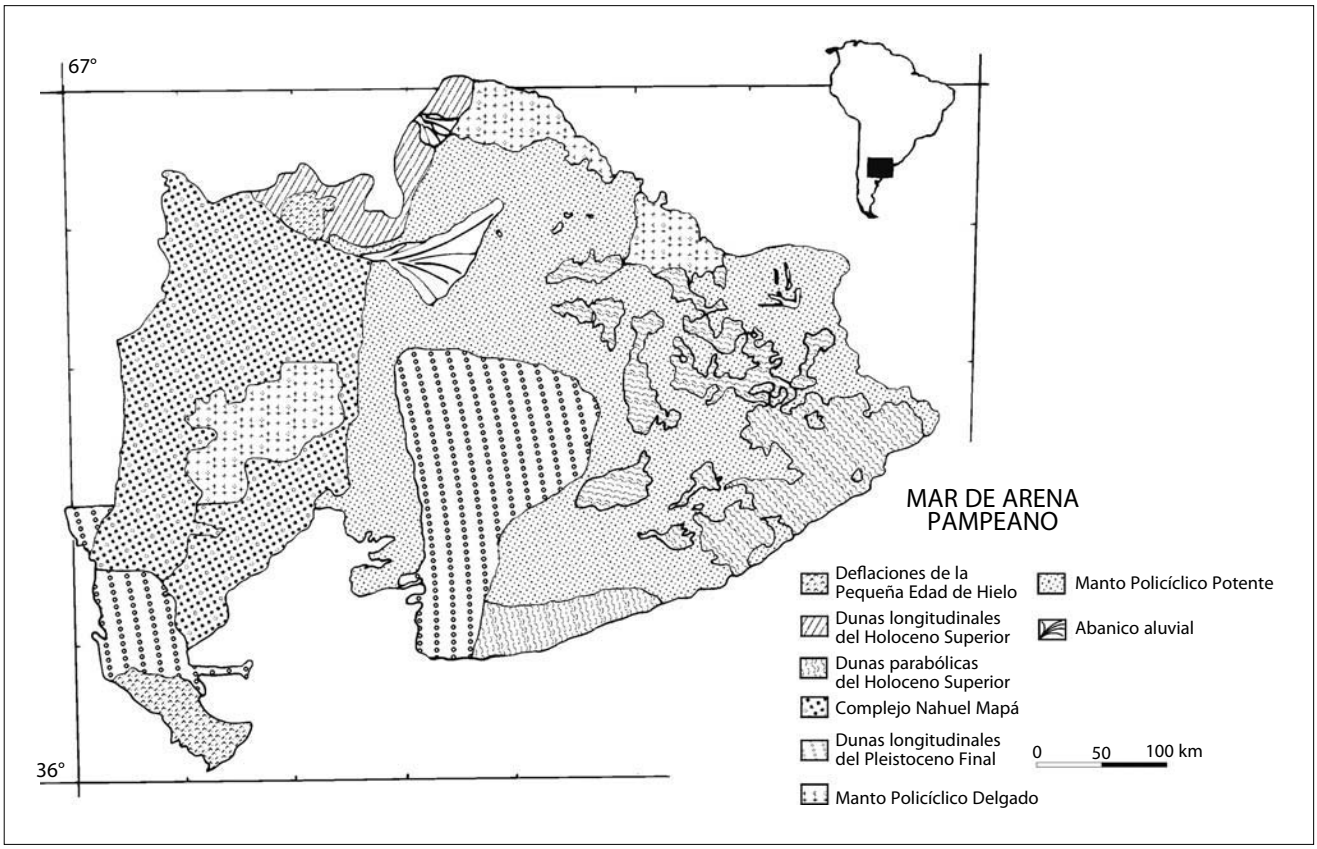


Figura 23.9. Distribución de las diversas unidades eólicas principales.

Estas grandes dunas fueron disipadas durante el período húmedo del Estadio Isotópico 3, formándose un «manto de arena eólica», en realidad poligénico, suelos poco evolucionados y delgados depósitos lacustres. Durante un período seco posterior (el segundo período) se formaron cubetas de deflación asimétricas, con la profundidad mayor hacia barlovento y con diámetros entre 3,5 y 5 kilómetros. Los vientos generadores circularon en las mismas direcciones y sentidos que los que formaron las grandes dunas.

Hacia el año 1000 DC las depresiones se convirtieron en lagunas. Posteriormente, durante la Pequeña Edad del Hielo, se formaron pequeñas dunas longitudinales, de crestas sinuosas, de 0,3 hasta 3 km de largo y 2 a 6 metros de alto. Su orientación indica nuevamente vientos del sur con circulación antihoraria (anticiclónica).

2. El *Campo de dunas longitudinales de Liborio Luna* está caracterizado por dunas longitudinales algo disipadas. Aparecen en el terreno como lomas elongadas de 2 a 4 km de largo, 100 a 120 m de ancho y 2,5 a 3,5 m de altura. Son marcadamente uniformes, lo que sugiere una gran regularidad de los vientos generadores. La orientación es NE-SW. El sedimento es arena fina y muy fina, con granos subredondeados a subangulosos, con menos del 5% de arena gruesa y muy gruesa, compuesta por cuarzo, feldespato, moscovita y minerales ferromagnésicos (figura 23.12).

   Las dunas se formaron en el Holoceno superior (entre 3500 y 1400 años BP) por la acción de vientos del norte, correspondientes al anticiclón subtropical que se instaló sobre la región chaco-pampeana (Iriondo, 1990a, 1997). Los sedimentos provienen de la cercana Sierra de San Luis.

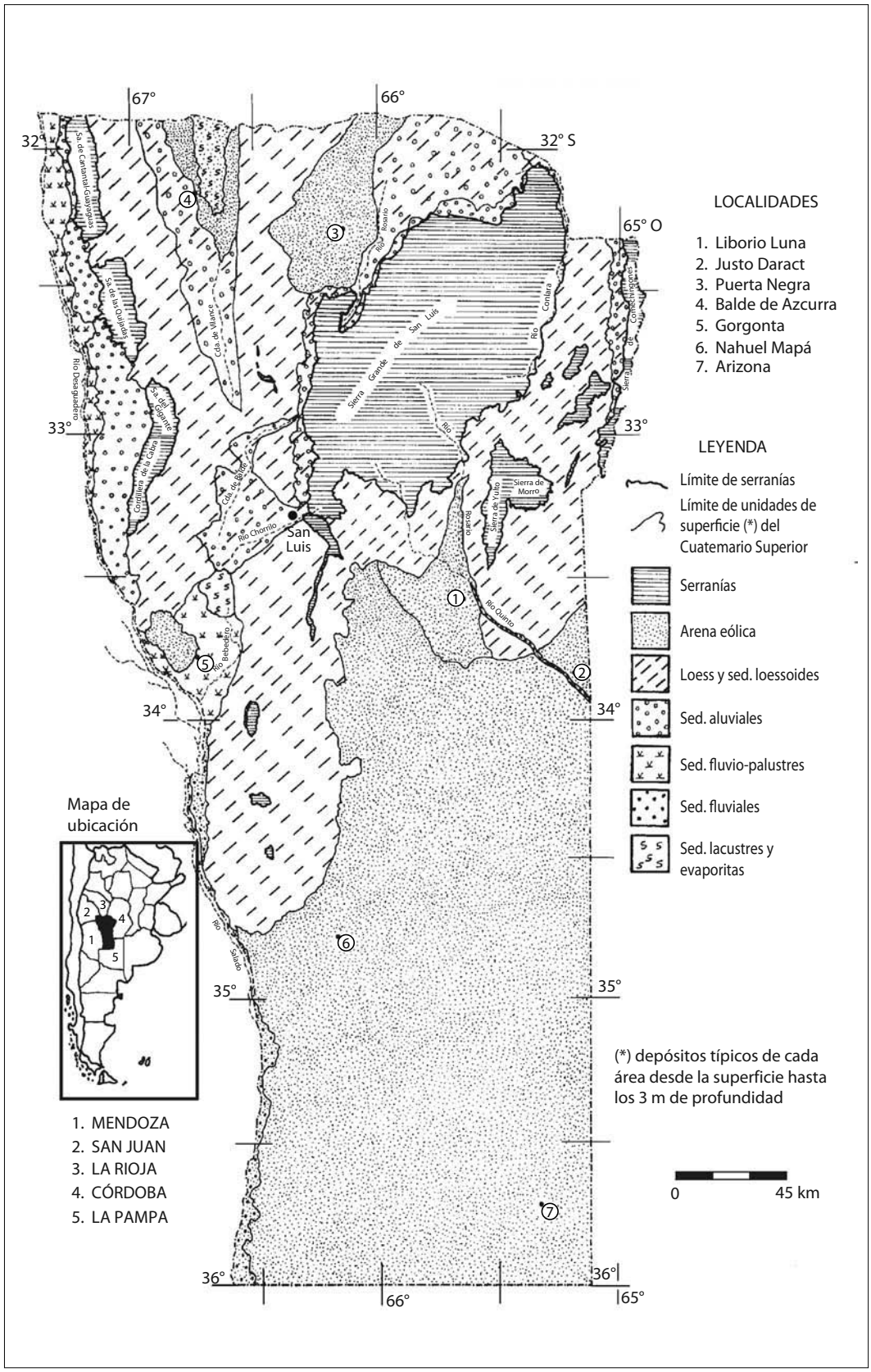


Figura 23.10. Sector parcial del Sistema Eólico Pampeano. Al noroeste del sistema también existen otras unidades.

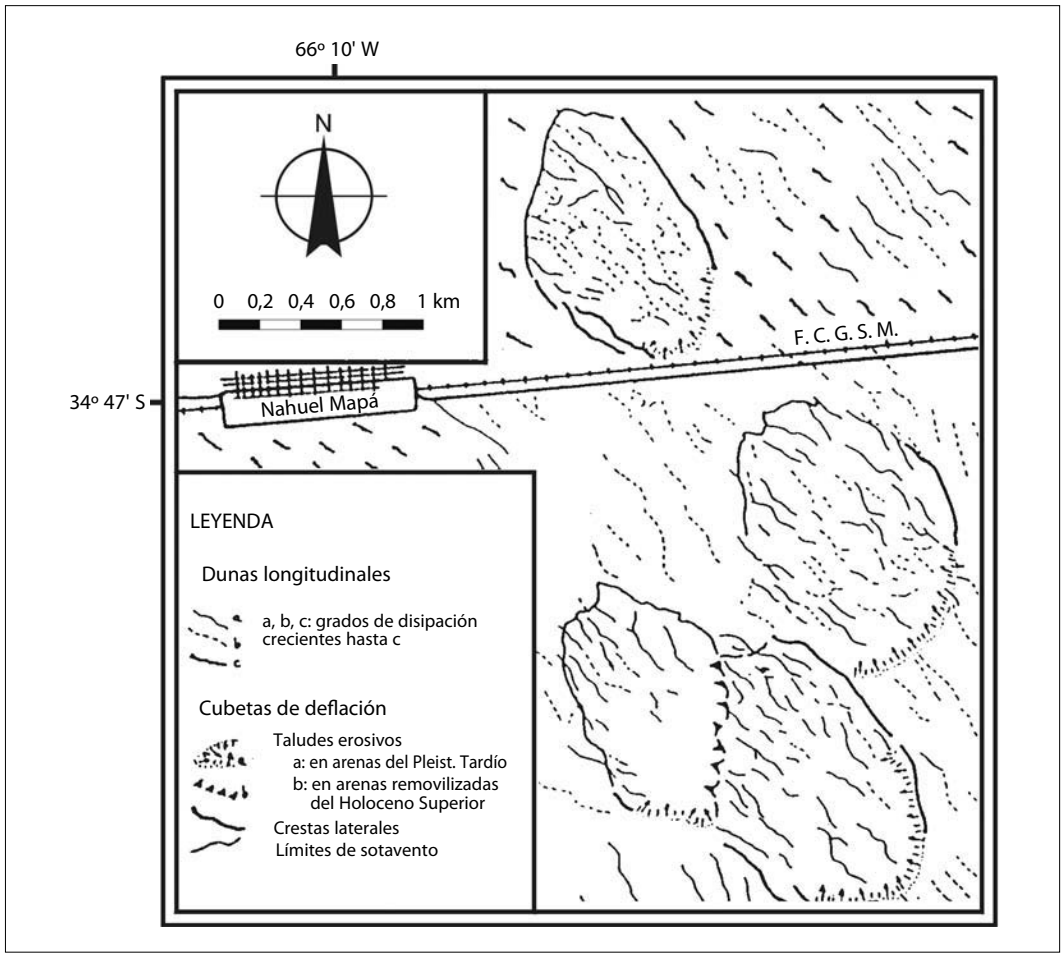


Figura 23.11. Mapa geomorfológico del campo de dunas complejo de Nahuel Mapá.

3. El *Campo de dunas longitudinales de Puerta Negra* (figura 23.13) cubre una superficie de 1950 km^2 en el norte de la provincia y se continúa fuera de ella. En el momento de su formación fue más extenso, sobre todo hacia el este, ya que posteriormente la erosión y los derrames fluviales fueron disminuyendo su extensión.

   Las dunas presentan alturas características de 1 a 2 metros, anchos uniformes del orden de 100 m, y longitudes variables (más de 50 km en el momento de su formación). La distancia entre dunas varía entre 150 y 250 metros.

   Las direcciones dominantes entre las crestas son NNE-SSW y NE-SW. El sedimento es arena fina cuarzosa, muy bien seleccionada, de color pardo amarillento, sin estructuras internas visibles. Proviene de materiales sedimentarios terciarios ubicados hacia el noroeste. Su edad es Holoceno superior. Los vientos que formaron este campo de arena circularon con dirección general N-S, sufriendo variaciones provocadas por las orientaciones locales de los relieves montañosos de la zona.
4. *Campo de dunas longitudinales de Balde de Azcurra*. Este arenal se encuentra bien preservado en un área de 650 km^2 en la provincia. Originalmente tuvo una superficie bastante mayor, pero una parte importante del mismo fue alterado y retrabajado por un ambiente de barrizal *(barreal, playa)* desarrollado en época más moderna. Las formas originales están muy disipadas y solamente se observan como dunas longitudinales en una faja de algunos centenares de metros de ancho alrededor del barrizal. En

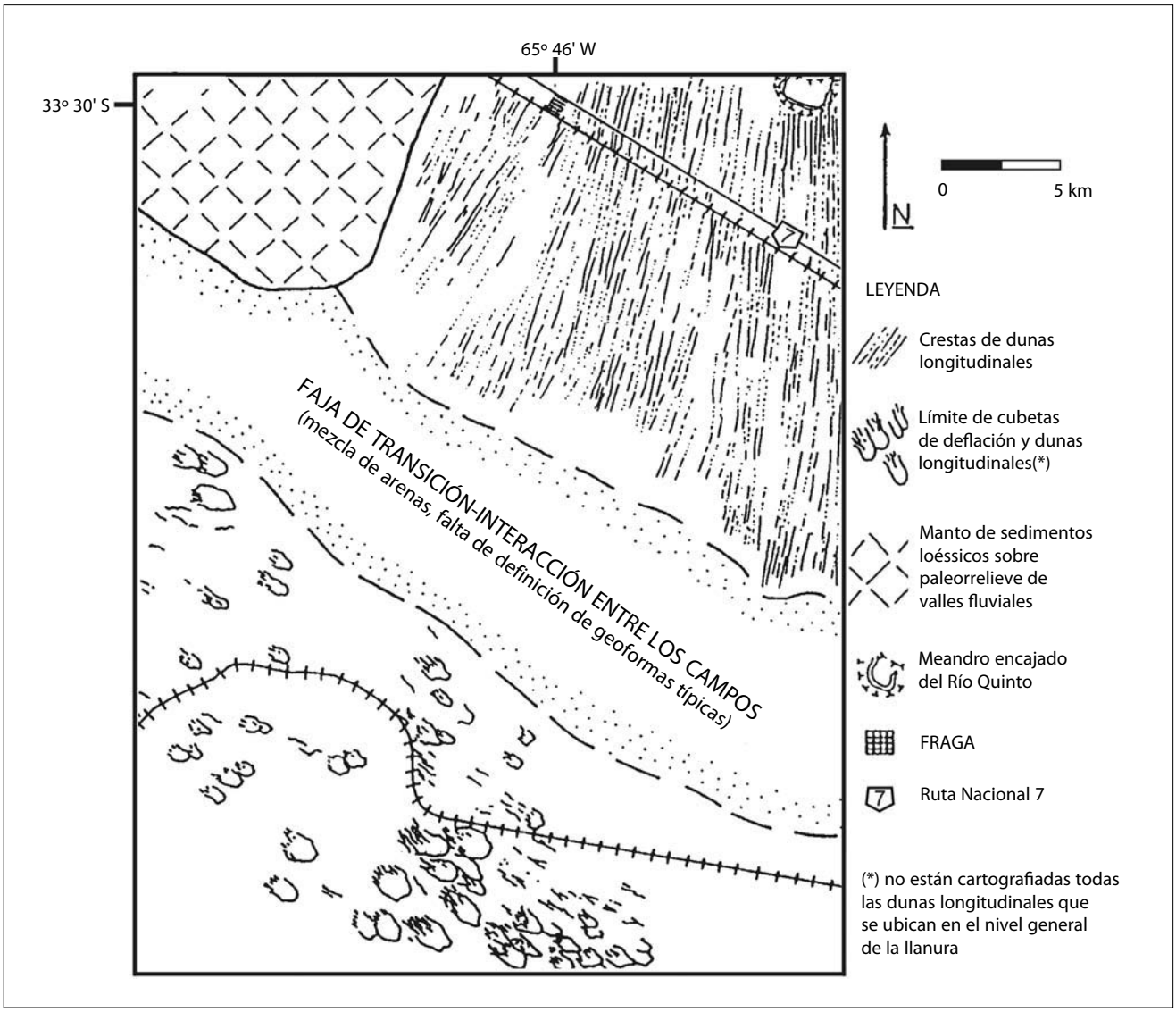


Figura 23.12. Detalle del límite entre los campos de dunas de Liborio Luna y Nahuel Mapá.

esa área aparecen como lomas elongadas, con alturas de hasta 5 metros y longitudes de onda uniformes.

En general, las dunas están formadas por arena con granulometria variable entre muy fina y mediana, de bien a moderadamente seleccionada, suelta, masiva, de color pardo amarillento. En la localidad de Balde de Azcurra la moda (45%) es arena muy fina, y las fracciones arena fina, mediana y gruesa representan respectivamente el 23%, el 20% y el 10% del total. La composición de la fracción modal es cuarzo (43%), feldespato potásico (20%), alteritas (17%), vidrio volcánico (8%), plagioclasas (5%), anfíboles y piroxenos (4%).

Las crestas de las dunas siguen la orientación del amplio valle en que se encuentran, con deflexiones locales según la topografía general. Fueron generadas por un viento con sentido general norte-sur. Esta unidad reposa sobre el Suelo de Los Toldos (Holoceno medio) y debajo de sedimentos arcillosos lacustres del Período Húmedo Medieval, de manera que su edad corresponde al Holoceno superior.

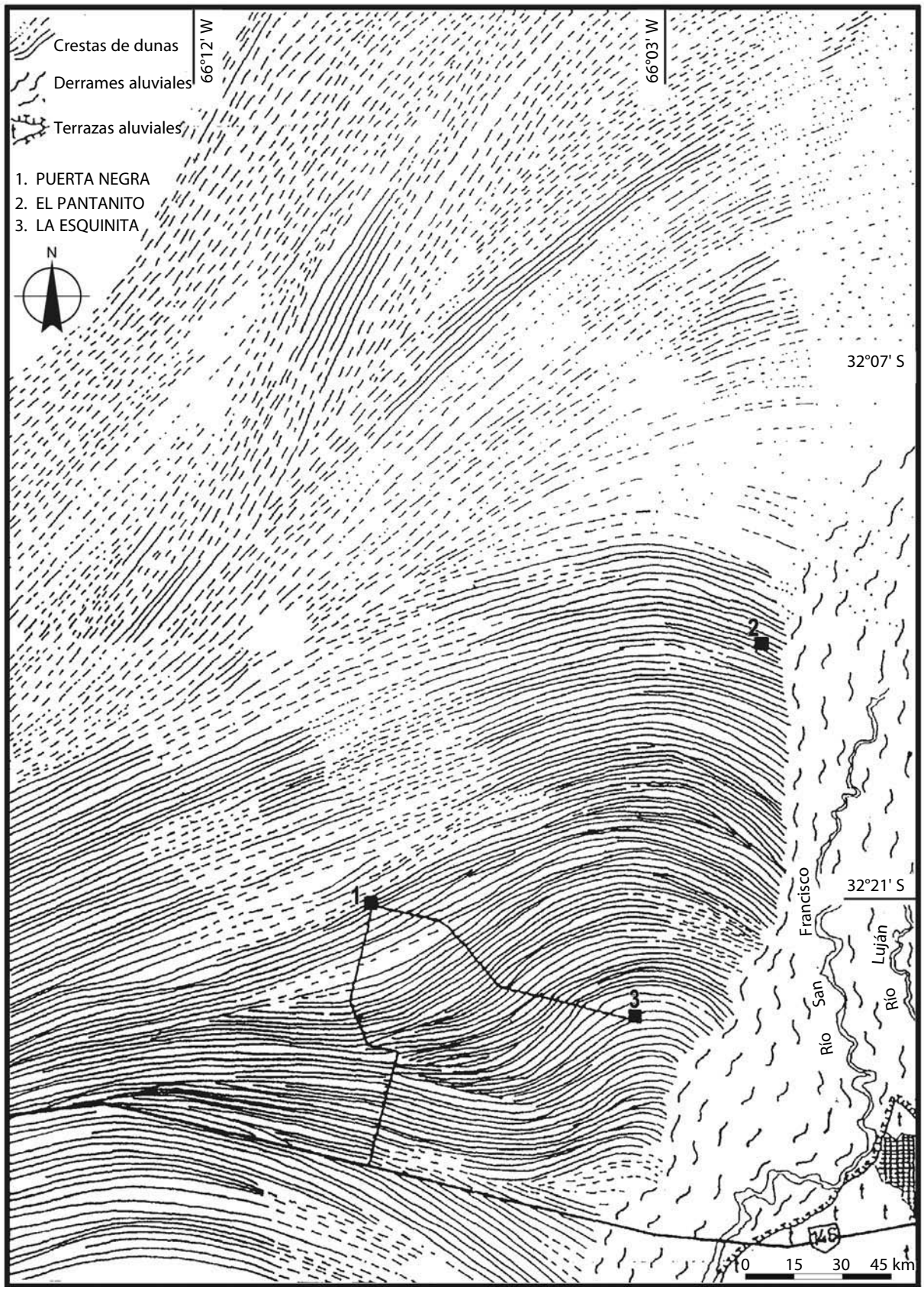


Figura 23.13. Campo de dunas longitudinales de Puerta Negra.

5. *Campo de dunas longitudinales de Gorgonta*. Esta unidad sedimentaria que se extiende unos 290 km^2, está formada por dunas longitudinales muy parecidas a las de Liborio Luna y a las de Puerta Negra. Sus crestas rectilíneas pueden cartografiarse por más de 12 kilómetros, y tienen orientación variable, entre NNE-SSW y NE-SW. Las longitudes de onda son regulares, entre 120 y 200 metros y sus desniveles característicos varían entre 2 y 5 metros. La edad de este campo de dunas es también Holoceno superior.

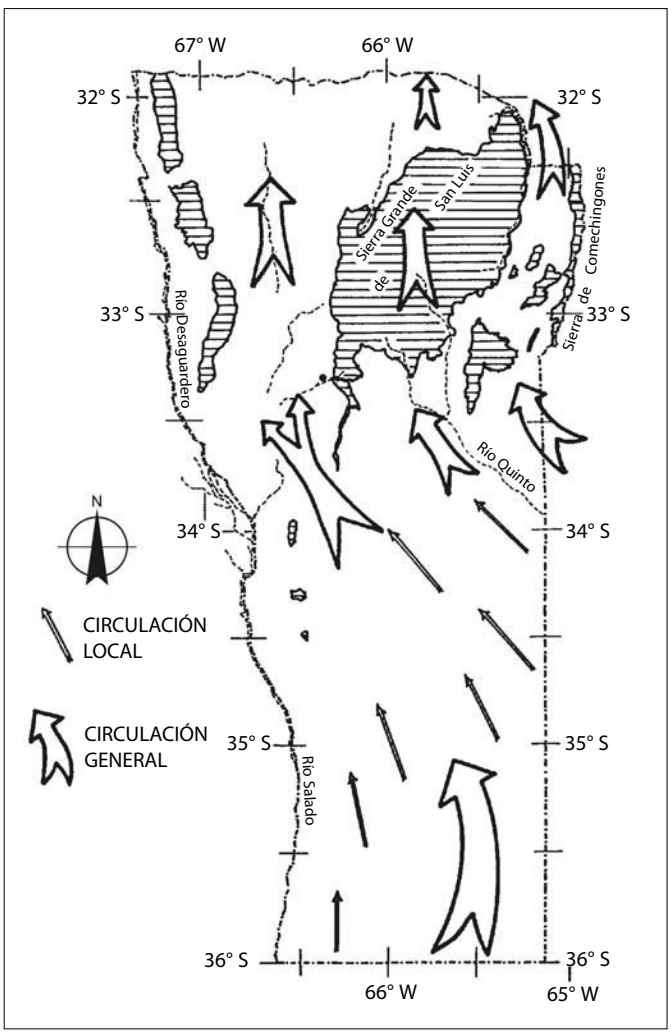


Figura 23.14. Esquema de la circulación dominante de vientos durante el período seco del Último Máximo Glacial.

Contexto geomórfico general

Con la información obtenida en el estudio de las diferentes unidades del último nivel cartografiado se pudieron reconstruir, en este caso, dos escenarios de vientos dominantes, uno de ellos corresponde al Último Máximo Glacial (Estadio Isotópico 2) y el otro al período seco del Holoceno superior.

Los vientos que dominaron en la región durante el Estadio Isotópico 2 llegaron desde el sur (figura 23.14). Los detalles morfológicos de las cubetas de deflación en la unidad Nahuel Mapá indican vientos de alta velocidad y gran turbulencia. Estos vientos debieron circular de forma irregular e inconstante. Así, la superposición parcial de las geoformas ejemplificada en la figura 23.16, indica la falta de persistencia de las corrientes eólicas, probablemente por una estacionalidad muy marcada.

Por el contrario, los vientos dominantes en el Holoceno superior fueron suaves y de escasa intensidad, ya que los granos de arena fueron transportados a escasa distancia desde sus lugares de origen, generando depósitos texturalmente inmaduros. La morfología de las dunas longitudinales es muy uniforme, a pesar de que los cambios de dirección forzados por la presencia de relieves serranos en la región, también indican la ausencia de vientos fuertes o inestables, que hubieran generado turbulencias importantes. A la vez que añade otra característica a estos paleovientos, ya que debieron actuar en forma persistente durante períodos prolongados de tiempo. Como ejemplo extremo, el ordenamiento de las dunas en los alrededores de Puerta Negra es una manifestación clara de esto. El régimen de vientos del Holoceno superior puede apreciarse en la figura 23.15.

Actualmente, los escenarios descritos reaparecen bajo condiciones climáticas extremas. En los escasos días invernales en que sopla el llamado «viento pampero», frío y seco desde el sur, se producen remolinos de fuerte turbulencia y gran velocidad, que arrancan árboles y obligan a cerrar los aeropuertos de la región. Reproducen muy probablemente las condiciones meteorológicas normales del Último Máximo Glacial, seco y frío.

Una analogía reducida del clima del Holoceno superior ocurre hoy en día durante el verano en la alta troposfera del Altiplano boliviano, donde se forma un anticiclón que no alcanza la superficie de la tierra. Dicha anomalía en la circulación general ejerce una fuerte influen-

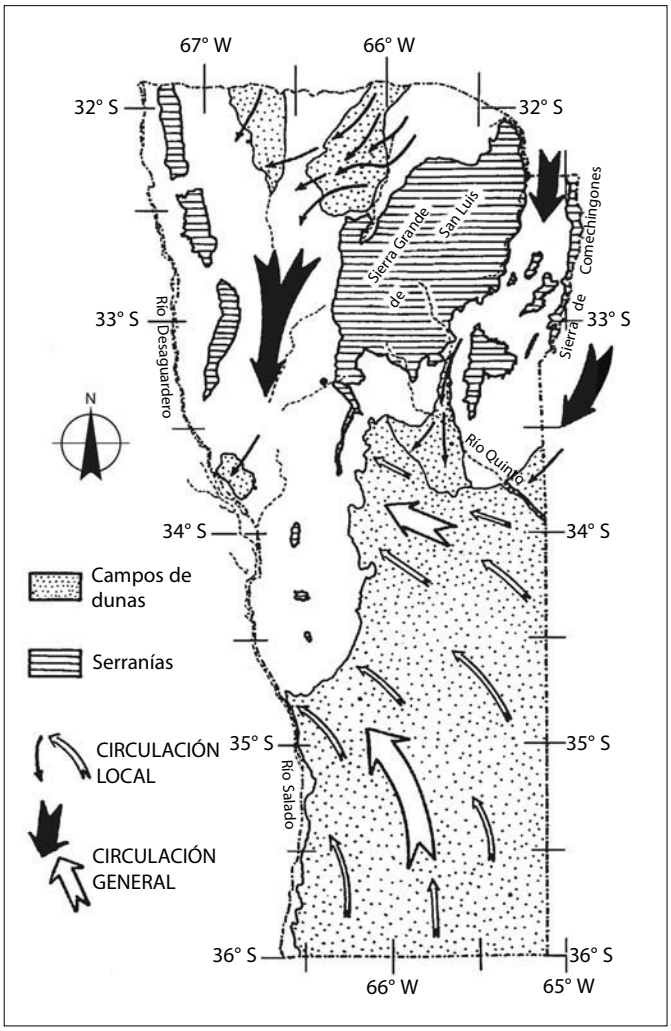


Figura 23.15. Esquema de la circulación dominante de vientos durante el período seco del Holoceno superior.

cia en la circulación de verano en Sudamérica subtropical. La distribución y dirección de los campos de dunas en esta zona y en el resto de la llanura (Iriondo, 1990b) sugieren que, durante el Holoceno superior, el anticiclón boliviano fue más fuerte que en la actualidad debido al debilitamiento de la corriente en chorro *(jet* estratosférico), y su núcleo alcanzó la superficie en la llanura pampeana (Iriondo, 1999). El escenario de aquel tiempo correspondería a un clima semiárido para toda la llanura, con precipitaciones de 300 a 400 mm/año y mayores amplitudes térmicas que las actuales. Hay que suponer una temperatura media similar a la actual o algo más alta.

El complejo litoral del río Paraná

El río Paraná es el colector de una cuenca de 2.600.000 km^2 en Sudamérica. Al llegar al litoral atlántico ha desarrollado una llanura litoral compleja de 300 km de longitud y hasta 80 km de ancho máximo, que se denomina laxamente «delta». El desarrollo de este complejo (Iriondo, 1979) comprendió cuatro fases:

1. Un período fluvial durante el Pleistoceno, representado por depósitos de inundación, formados cuando la orilla del mar se encontraba lejos de la posición actual. Dicha unidad fue denominada «llanura de avenamiento impedido» y se trata de una «unidad asociada» dentro del sistema litoral.
2. Un período de alto nivel del mar alrededor de 6.000 años antes del presente, durante el que se formó una albufera, deltas y estuarios de afluentes y líneas de playas bien desarrolladas.
3. Una fase estuárica más moderna, caracterizada por extensos depósitos de marea en el área central del complejo.
4. La fase deltaica actual se inició aproximadamente en el año 900 de nuestra Era (1.100 años antes del presente). Está caracterizada por una unidad deltáica típica que crece aguas abajo continuadamente unos 70 metros por año desde 1818. También se desarrollan cinturones fluviales mayores y llanuras de meandros en la parte alta del complejo; estas últimas deben considerarse «unidades asociadas» (figura 23.16).

Clasificación:

1. Nivel. Llanura de agradación.
2. Nivel. Llanura litoral.
3. Nivel. Delta, albufera, líneas de playa.
   Unidades asociadas. Llanura de avenamiento impedido, llanura de meandros.
4. Nivel. Barra de arena.

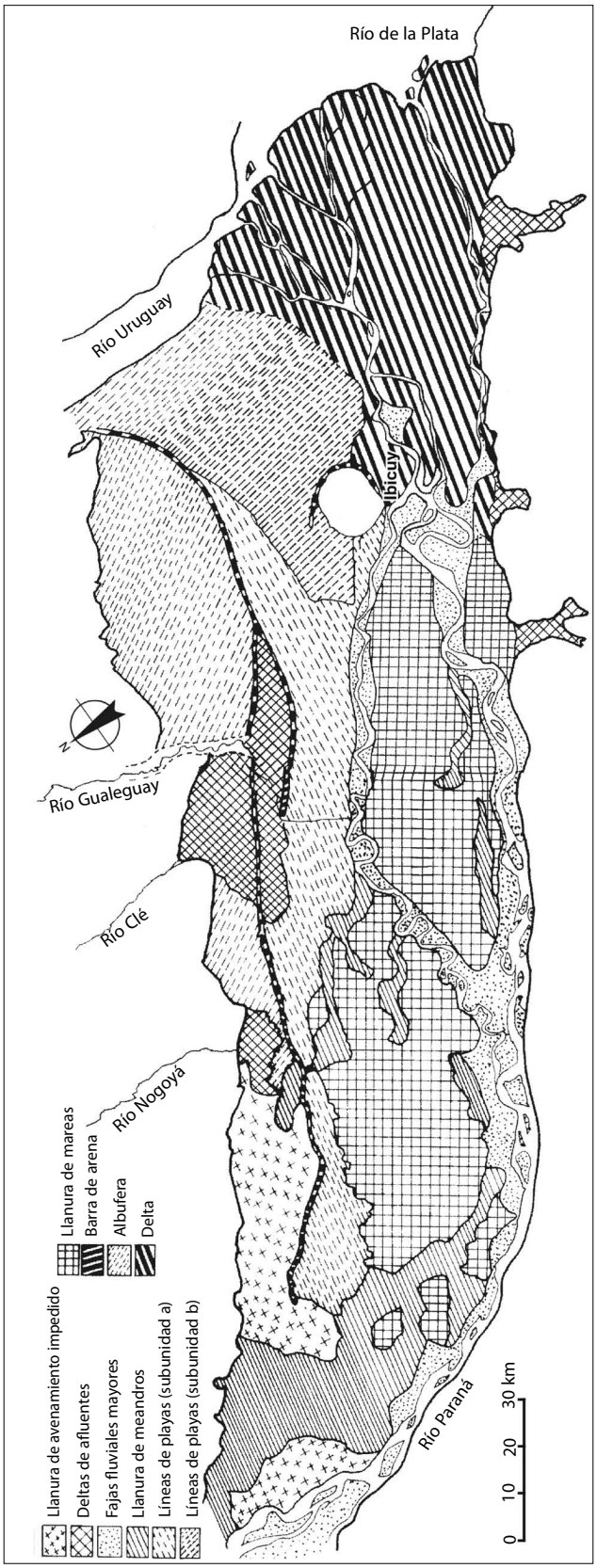


Figura 23.16. Esquema de la llanura litoral situada en la desembocadura del Paraná en el Estuario del río de la Plata.

Cuarto nivel. Las superficies estructurales

Dentro de una dinámica general de levantamiento epirogénico, las superficies estructurales se dividen según la litología original. Si se considera el tamaño y distribución geográfica de las mismas, existen dos clases muy importantes, los *platós* (mesetas) basálticos y las plataformas de caliza, y otras menos significativas (costras ferruginosas, mesetas de arenisca, etc.). Este nivel está definido por la estructura de la llanura, es decir, por sus variables de estado:

- *Platós basálticos*. Han sido formados por erupciones basálticas de gran magnitud en unos pocos momentos particulares de la historia geológica de la Tierra y cubren grandes extensiones. Un ejemplo de esto son los basaltos vinculados al desmembramiento de Gondwana, que cubren 1.000.000 km^2 en Sudamérica y territorios similares en otros continentes. Existen casos semejantes en Siberia y en América del Norte.
- *Plataformas de caliza*. Se han formado en mares someros en regiones tropicales a lo largo de todo el Fanerozoico, por acumulación de restos orgánicos y fenómenos asociados. Son cuerpos de miles a cientos de miles de kilómetros cuadrados y cientos de metros de espesor. Actualmente, debido a la deriva de los continentes, se encuentran en todas las latitudes. En ambiente continental también se generan superficies menores por precipitación de carbonato cálcico en el nivel freático y posterior erosión del material suprayacente *(caliche).*
- *Costras ferruginosas*. Se forman por precipitación de hidróxidos de hierro en niveles freáticos bajo clima de sabana. Son típicas de África y también aparecen en regiones tropicales de otros continentes. Tienen extensiones relativamente reducidas.
- *Otras superficies estructurales*. Prácticamente todas las rocas duras son factibles de formar superficies estructurales, pero en general se trata de geoformas asociadas a otros tipos de relieve.

Quinto nivel. Mecanismos específicos de ablación

Una vez que una superficie estructural queda en contacto con la atmósfera, actúan sobre ella procesos de meteorización y erosión. Si eso se realiza durante el tiempo suficiente, dichos procesos llevan a la denudación de la misma. Por ello, el tercer nivel de la clasificación está basado en los mecanismos específicos de denudación. Si se consideran los procesos que más afectan a las superficies,

puede verse que la meteorización es más importante y más discriminante que la erosión propiamente dicha.

Desde el punto de la Teoría General de Sistemas, este nivel se define por procesos, es decir por variables de transformación, análogamente al mismo nivel de las llanuras de agradación. Dependen del clima, lo mismo que aquellos:

Los *platós* basálticos presentan tres clases en este nivel: canchales (escombreras), alteración a caolinita y alteración a montmorillonita.

- *Canchales basálticos*. Son acumulaciones de fragmentos de distintos tamaños originados por meteorización física, principalmente insolación y congelamiento. Ocurre en climas áridos y con amplia variación térmica. Como, por ejemplo, en la meseta patagónica y en el Sahara.
- *Alteración a caolinita*. Bajo climas definidamente húmedos los silicatos se descomponen y dan origen a minerales arcillosos del grupo de la caolinita. Un ejemplo de esta clase corresponde al Planalto (meseta) Brasileño, ubicado en el sureste de ese país.
- *Alteración a montmorillonita*. Se produce en climas semiáridos templados a tropicales. En esta clase, la alteración de silicatos condiciona la formación de esmectitas. Una extensa provincia montmorillonítica, que abarca Uruguay, sur de Brasil y noreste de Argentina, se formó por alteración de llanuras basálticas durante el Terciario.

Las plataformas de caliza originan dos clases: carst y canchales carbonáticos (escombreras de caliza).

- *El carst*. Es un tipo de paisaje y de drenaje producido por el mecanismo de disolución de caliza por aguas meteóricas. Existen varios tipos de terrenos cársticos, ya que esta clase presenta una gran variabilidad interna y su evolución puede pasar por varios estadios.
- *Canchales carbonáticos*. Son parecidos a los canchales basálticos y están producidos por mecanismos similares.

Ejemplo

Un ejemplo de *plató* basáltico con un considerable estado de denudación es el Planalto Brasileño que se encuentra, también, en la provincia argentina de Misiones. Es un cuerpo de 1.000.000 km^2 con un espesor variable entre 600 y 1.000 metros, formado por acumulación de diversas coladas durante el Cretácico cuando se produjo la apertura del océano Atlántico. Las coladas individuales tienen espesores típicos de alrededor de 15 metros.

La superficie original de la meseta ha sido casi completamente eliminada por fenómenos de erosión areal durante el Terciario. Un nivel inferior, con cotas menores entre 300 y 400 metros, abarca una gran superficie (35% de la provincia). Hacia el sur se extiende la llamada *Peniplanicie (Penillanura) de Apóstoles* (Chiozza, 1981), una superficie menos regular ubicada a niveles aún menores.

El basalto se encuentra profundamente alterado en la mayor parte de los afloramientos, transformado en un regolito color oscuro o bien, donde tiene consistencia de roca, en una masa de minerales irreconocibles. De acuerdo a análisis mineralógicos de difractometría de rayos x y granulométricos, gran parte de esa masa está compuesta por coloides que cristalizan más tarde en caolinita, en los suelos y sedimentos transportados en suspensión por arroyos y ríos. Marginalmente, la meseta es erosionada por una red fluvial.

Clasificación:

1. Nivel. Superficie estructural
2. Nivel. *Plató* basáltico.
3. Nivel. Destrucción por alteración a caolinita.
4. Nivel. Relicto de la superficie original. Superficie principal. Penillanura de Apóstoles.

CONCLUSIONES

Se propone una clasificación de llanuras *(planicies),* basada en los ambientes y mecanismos de sedimentación y denudación predominantes. Corresponde a un ordenamiento genético, jerarquizado y abierto. Se ha confeccionado utilizando los principios y técnicas de la Teoría General de Sistemas.

La diferenciación entre llanuras de agradación y superficies estructurales corresponde al primer nivel (nivel 1) de la clasificación. El nivel fundamental de las llanuras de agradación corresponde a las unidades litológicas depositadas en cinco grandes ambientes sedimentarios principales: fluvial, eólico, litoral, lacustre y glacial. Cada uno se puede dividir en unidades menores, caracterizadas por mecanismos de sedimentación específicos y geomorfología definida. En algunos casos esas unidades son homogéneas *(loess)* y en otros poseen gran variabilidad interna (deltas, por ejemplo). En función de esas características, pueden subdividirse en rangos menores, de acuerdo a la densidad de la información y a la escala cartográfica.

Las superficies estructurales se dividen según su litología (nivel 2) y en función del mecanismo específico de denudación (nivel 3) de manera similar a la de las llanuras de agradación.

BIBLIOGRAFÍA

Assine, M. L. y Soares, P. C. (2004): Quaternary of the Pantanal, west-central Brasil. *Quaternary International,* 114, 23-34.

Bertalanffy, von, L., (1978): *Tendencias en la Teoría General de Sistemas*. Madrid, Alianza.

Cavalotto, J. L.; Violante, R. A. y Colombo, F. (2005): Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del río de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica argentina,* 60 (2), 353-367.

Chiozza, E. (1981): *Atlas TOTAL de la República Argentina.* Buenos Aires, Centro Editor de América Latina, vol. 1.

Crisci, J. y López, M. (1983): *Introducción a la teoría y práctica de la Taxonomía Numérica.* Washington, OEA, Monografía 26.

Iriondo, M. (1972): Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraná entre Helvecia y San Nicolás. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* 27 (2), 155-160.

— (1979): The evolution of the Paraná river delta. En K. Suguío y L. Martin (eds.), *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary,* Proceedings, 405-418.

— (1980): Geomorfología da planície amazónica. *IV Simpósio do Quaternário no Brasil,* Atass, I, 323-348. Río de Janeiro.

— (1985): *Los sedimentos del subsuelo del río Paraná*. Ed. Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe.

— (1990a): The Map of the South American Plains. Its present state. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula,* 6, 297-306.

— (1990b): A Late Holocene dry period in the Argentine plains. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula,* 7, 197-218.

Iriondo, M. (1992): *Mapa Geomorfológico de las Llanuras de América del Sur* Escala 1:5.000.000. CONICET/National Geographic Society, Santa Fe.

— (1997): Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences,* 10, 71-79.

— (1999): Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International,* 57/58, 93-112.

— (2004): The littoral complex at the Paraná mouth. *Quaternary International,* 114, 143-154.

— (2005): El complejo litoral en la desembocadura del río Paraná. En R. E. Barrio, R. O. Etcheverry y M. F. Cavalle (eds.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. *Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino,* La Plata, cap. 15, 255-264.

Iriondo, M.; Colombo, F. y Kröhling, D. (2000): El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta,* 28, 79-82.

Iriondo, M. y García, N. (1993): Climatic variations in the Argentine plains during the Last 18,000 years. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 101, 209-220.

Iriondo, M. y Kröhling, D. (1995): El sistema eólico pampeano. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales de Santa Fe,* 5 (1),1-80.

Kovacs, G. (1983): *General principles of flat-land Hydrology. Hidrología de Grandes Llanuras,* UNESCO-CONAPHI, Actas, I, 297-356. Buenos Aires.

Kröhling, D. (1998): *Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Córdoba y Santa Fe*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba (inédita).

Mescherikov, Y. (1968): *Plains.* En E. Fairbridge (ed.), *Encyclopaedia of Geomorphology*, Dowden Hutchinson & Ross, 850-855.

Piaget, J. (1979): *Tratado de Lógica y conocimiento científico,* 7 vols. Paidós, Buenos Aires.

Índice de contenidos

Capítulo I: PRÓLOGO 11

Capítulo II: FACIES, SEDIMENTOLOGÍA Y ANÁLISIS DE CUENCAS SEDIMENTARIAS 15
Introducción 15
Algunos conceptos fundamentales 17
Medios sedimentarios 17
Procesos sedimentarios 18
Procesos físicos 19
Procesos biológicos 19
El clima y su influencia en los procesos sedimentarios 20
Variaciones climáticas periódicas: ciclos de Milankovitch e influencias orbitales *(Orbital forcing)* 20
Facies 23
Conceptos generales 23
La Ley de Walter 24
Origen de la ciclicidad. Ritmos y ciclos 25
Las facies en profundidad 26
Las secuencias sedimentarias 31
Tipos de secuencias verticales en sedimentos siliciclásticos 31
Categorías de los ciclos sedimentarios 31
Estratigrafía secuencial 34
Las estructuras sedimentarias 43
Hidrodinámica de las estructuras sedimentarias 43
Estructuras presedimentarias 44
Estructuras sinsedimentarias 45
Estructuras postsedimentarias 46
Referencias básicas 46
Bibliografía 47

Capítulo III: AMBIENTES EÓLICOS 53
Introducción 53
Erosión y transporte eólico 55
Erosión 55
Transporte 56
Sedimentación 57
Mantos de arena, mantos arenosos o mantos eólicos *(sand sheets)* 57
Ripples, Dunas y Draas 59
Áreas interdunares 63
Tipos de sistemas eólicos 64
Sistemas eólicos antiguos 66
Bibliografía 70

Capítulo IV: LOS SISTEMAS ALUVIALES 73
Introducción 73
Clasificaciones de los sistemas aluviales 74
Dedicatoria 82
Bibliografía 82

Capítulo V: ABANICOS ALUVIALES: PROCESOS DE TRANSPORTE Y ACUMULACIÓN DE MATERIALES DETRÍTICOS 85
Introducción 85
Procesos y depósitos sedimentarios 86
Corrientes acuosas 87
Características principales 88
Corrientes confinadas 88
Gradiente 91
Corrientes no confinadas 92
Eventos de alta energía 94
Avalanchas acuosas 94
Tipos de flujos 97
Aludes nivales 98
Caída de nieve en polvo 98
Caída de nieve en placa 99
Caída de nieve húmeda 99
Avalanchas rocosas 100
Comportamiento dinámico 100
Procesos principales 101
Acumulación sedimentaria 102
Flujos gravitativos de sedimento 104
Fluidodinámica 105
Procesos principales 107
Resalto granular 108
Mecanismos de transporte 109
Depósitos generados 121
Bibliografía 126

Capítulo VI: ABANICOS ALUVIALES: SECUENCIAS Y MODELOS DE SEDIMENTACIÓN 131
Introducción 131
Características generales 132
Morfología 133
Zonación 137
Localización geomórfica 138
Modelo conceptual 139
Desarrollo del concepto 140
Sistema deposicional 143
El abanico aluvial 143
Arquitectura deposicional 162
Secuencias deposicionales 165
Contexto geomórfico 167
Jerarquización 169
Ordenación 173
Causalidad 175
Relaciones con las cuencas sedimentarias 176
Subsidencia de la cuenca 177
Aportes sedimentarios 177
Actividad tectónica sinsedimentaria 182
Contexto tectonoestratigráfico 182
Discordancias sintectónicas 183
Tectonismo sindeposicional 188
Organización composicional 191
Origen y significado de las secuencias de clastos 191
Conglomerados de La Serra de La Llena 192
Abanicos intramontañosos 197
Caracterización 198
Génesis 198
Consideraciones 199
Abanicos terminales 202
Características generales 202
Procesos 202

Zonación 203
Depósitos 204
Bibliografía 213

Capítulo VII: SISTEMAS ALUVIALES DE BAJA SINUOSIDAD 225
Introducción 225
Sistemas entrelazados 226
Significado del término entrelazado *(braided)* 227
Nomenclatura 227
Barras 228
Islas 228
Índice de bifurcación. Empleo de entrelazado, anastomosado y *anabranching* 229
Medida del índice de entrelazamiento *(braiding)* 230
Control del patrón fluvial en sistemas entrelazados 231
El cinturón de canales en los sistemas entrelazados 232
Los canales 233
Las barras 235
Barras unitarias 236
Barras compuestas 238
Mecanismos de formación de núcleos y crecimiento de barras 240
Estructuras asociadas a las barras 242
Modelos de facies 243
Modelos de sistemas entrelazados con predominio de gravas 245
Modelos de sistemas entrelazados de arenas 249
Bibliografía 255

Capítulo VIII: SISTEMAS ALUVIALES DE ALTA SINUOSIDAD 261
Introducción 261
El estilo fluvial meandriforme 262
Sedimentación en sistemas fluviales meandriformes: el modelo clásico 263
Flujo de agua y distribución de sedimentos en un canal meandriforme 263
Patrones de sedimentación en sistemas meandriformes 264
Subambientes donde se produce sedimentación en un sistema meandriforme y tipos de depósitos 265
Variaciones al modelo sedimentario clásico 280
Arquitectura estratigráfica debida a la dinámica de sistemas meandriformes 288
Secuencia vertical de litofacies típica 288
Patrones de arquitectura estratigráfica posibles y factores implicados 290
Ríos anastomosados 292
Características y condiciones para su desarrollo 292
Subambientes, facies y arquitectura estratigráfica 293
Agradecimientos 294
Bibliografía 294

Capítulo IX: LAGOS Y SISTEMAS LACUSTRES 299
Introducción 299
Bases para el estudio de sistemas lacustres 303
Lagos y actualismo 303
Características propias de los sistemas lacustres 306
Factores de control de la sedimentación y de la evolución sedimentaria 308
Clima 309
El contexto geológico 309
La biota y su dinámica ecológica 310
Morfometría del lago 311
Zonación ambiental de los sistemas lacustres 311
Física y química del agua lacustre 313
Propiedades físicas y cinética del agua 314
Hidroquímica 317
Físico-química orgánica 318
Sedimentología de lagos y sistemas lacustres 320
Origen y composición de los sedimentos lacustres 321

Los sedimentos detríticos o clásticos ... 321
Carbonatos ... 322
Sales ... 322
Sílice ... 322
Materia orgánica ... 324
Otros sedimentos ... 324
Dinámica ambiental y sedimentología de la zona supralitoral —orla palustre— ... 325
Llanuras arenosas y fangosas ... 325
Cinturones pantanosos: marshes y swamps palustres ... 327
Cinturones de carbonatos palustres ... 328
Conos de derrubios y parte subaérea de fan deltas ... 330
Dinámica ambiental y sedimentología de la zona litoral ... 332
Sistemas deltaicos ... 332
Playas, flechas litorales y depósitos ligados al oleaje ... 341
Playas de carbonatos ... 345
Rampas y plataformas de carbonatos ... 346
Bioconstrucciones ... 349
Litoral lutítico-carbonático-evaporítico ... 350
Dinámica ambiental y sedimentología de la zona sublitoral y el talud ... 351
Dinámica ambiental y sedimentología de la zona pelágica o de cuenca ... 352
Sedimentos laminados ... 353
Turbiditas, lóbulos turbidíticos y ondas de fango ... 358
Microbialitas ... 360
Asociaciones, sucesiones y secuencias de facies lacustres ... 362
Modelos de facies y arquitectura estratigráfica ... 368
Modelos para charcas y lagunas someras ... 369
Secuencia de relleno de lagunas someras y charcas ... 370
Modelos para lagos de grandes dimensiones ... 372
Secuencias de facies de cuenca ... 372
Secuencias de facies litorales ... 373
Secuencias de facies supralitorales o palustres ... 375
Cuencas lacustres ... 375
Modelos de sedimentación en cuencas lacustres ... 377
Los sistemas y las cuencas lacustres en el marco de la Estratigrafía Genética y Secuencial 380
Consideraciones finales ... 385
Bibliografía ... 386

Capítulo X: ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA EN DEPÓSITOS ARENOSOS ... 397
Introducción ... 397
El depósito detrítico ... 397
El concepto de procedencia ... 398
La composición de los depósitos clásticos: valoración y jerarquía ... 399
El sistema de las rocas clásticas. Los controles sobre su composición ... 400
El área fuente ... 402
Petrofacies ... 403
La alteración química ... 404
Intensidad ... 405
Duración ... 407
El transporte ... 408
Abrasión mecánica ... 409
Selección ... 410
Mezcla ... 411
La cuenca de sedimentación ... 413
La diagénesis ... 413
El reciclado ... 414
Métodos y modelos de análisis de la procedencia en areniscas ... 415
La composición global del esqueleto ... 415
Tipos de granos ... 415
Métodos de contaje ... 417
Gráficos composicionales ... 419
Tamaño de grano y composición ... 422

Mallas, representatividad, valores estadísticos ... 423
Clasificación vs. procedencia ... 423
Los minerales detríticos como indicadores de la procedencia en areniscas ... 425
El cuarzo ... 427
Los feldespatos ... 428
Los fragmentos de roca ... 429
Los componentes intracuencales ... 430
Las especies minerales densas ... 430
Métodos y modelos geoquímicos ... 432
Bibliografía general ... 434
Bibliografía ... 435

Capítulo XI: PLAYAS ... 441
Introducción ... 441
Factores de la dinámica costera y procesos sedimentarios ... 443
Olas ... 444
Mareas ... 448
Disponibilidad de sedimento ... 449
Cambios relativos del nivel del mar ... 451
Subambientes y dinámica ... 451
Shoreface o zona sublitoral ... 451
Foreshore o zona de batida (estrán, bajamar) ... 454
La berma ... 457
Backshore (trascosta) ... 459
Dunas eólicas costeras ... 459
Washover fans (abanicos de sobrepaso) ... 461
Canales o bocanas *(tidal inlets)* y deltas mareales asociados ... 464
Lagoon ... 468
Resumen ... 470
Casos actuales ... 471
La costa de El Puerto de Mazarrón (Murcia) ... 471
La costa de Huelva ... 473
Ejemplos fósiles: la secuencia de playa ... 478
El nivel del mar ... 478
La eustasia y la línea de costa: conceptos generales ... 481
Acomodación, aporte y secuencias resultantes ... 483
Secuencias de playa con nivel del mar constante (progradación pura) ... 483
Playas arenosas progradantes ... 484
Playas conglomeráticas progradantes ... 485
Secuencias de playa con nivel del mar en descenso (regresión forzada) ... 486
Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y abundante aporte sedimentario: progradación con agradación ... 487
Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y abundante aporte sedimentario que compensa la creación de espacio de acomodación: agradación ... 487
Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y poco aporte sedimentario que no compensa la creación de espacio de acomodación: retrogradación con agradación ... 489
Secuencias de playa con nivel del mar en ascenso y muy poco aporte sedimentario que no compensa la creación de espacio de acomodación: retrogradación ... 493
Epílogo ... 495
Bibliografía ... 495

Capítulo XII: PLATAFORMAS SILICICLÁSTICAS ... 503
Introducción ... 503
Tipos de plataformas ... 506
Plataformas de áreas glaciadas ... 507
Plataformas con arrecifes de coral ... 508
Plataformas bordeadas por islas o bancos rocosos ... 508
Plataformas situadas en zonas tectónicamente activas, relacionadas con la tectónica de placas ... 508
Plataformas con barras alargadas de arena ... 509
Plataformas relacionadas con deltas ... 509

Procesos sedimentarios en la plataforma ... 512
La barrera de energía del litoral ... 512
El transporte: olas y corrientes ... 514
Corrientes meteorológicas ... 515
Corrientes de marea ... 516
Corrientes oceánicas ... 518
Corrientes de densidad ... 519
Distribución de facies ... 519
La selección progresiva ... 519
Flujo y estratificación ... 522
Sistemas de dispersión y de depósito ... 524
La actividad orgánica ... 525
Acumulación de sedimento en la plataforma ... 526
Litofacies y sistemas de depósito ... 526
Litofacies ... 526
Distribuciones de facies y sistemas de depósito dominados por el aporte (progradantes o regresivos) ... 529
Distribuciones de facies y sistemas de depósito dominados por la acomodación (retrogradantes o transgresivos) ... 530
La cuña progradante infralitoral (CPI) ... 532
Parasecuencias ... 535
Sedimentos antiguos de plataforma ... 539
Criterios de reconocimiento ... 539
Modelos sedimentarios ... 540
Ejemplos ... 540
Plataformas dominadas por las tormentas ... 540
Paleozoico inferior de los Montes de Toledo (Alternancias de Pochico o Alternancias Superiores) ... 542
Devónico de Asturias (Formación Naranco) ... 542
Carbonífero inferior de Sierra Morena (Formación Terena) ... 543
Calcarenitas neógenas del río Alías (cuenca de Níjar, Almería) ... 544
Plataformas con oleaje de tempestad y retoque de las mareas ... 547
La Cuarcita del Ordovícico en los Montes de Toledo («Cuarcita Armoricana») ... 547
Plataformas dominadas por las mareas ... 548
Barras calcareníticas en las calizas de crinoides del Carixiense subbético ... 548
Barras arenosas movidas por corrientes de marea y de deriva en mares epicontinentales y brazos de mar ... 550
Plataformas lutíticas pobres en oxígeno ... 554
Las pizarras con Neseuretus ... 555
Bibliografía ... 555

Capítulo XIII. Deltas ... 561
Introducción ... 561
Definición e historia ... 561
Partes de un delta ... 562
Tamaño de los deltas ... 563
Procesos deltaicos ... 565
Descarga fluvial ... 565
Procesos en la boca del río ... 565
Sedimentación bajo condiciones de flujo homopícnico ... 567
Sedimentación bajo condiciones de flujo hiperpícnico ... 567
Sedimentación bajo condiciones de flujo hipopícnico ... 567
Modificaciones del sistema deltaico por la influencia marina ... 570
Acción de las olas ... 570
Acción de las mareas ... 571
Situación tectónica de los deltas ... 573
Tipos de deltas y subambientes sedimentarios ... 576
Clasificaciones ... 576
Submedios deltaicos ... 579
Sedimentación en un delta dominado por la acción fluvial ... 579
Sedimentación en deltas dominados por la acción de las olas ... 589

Deltas dominados por la acción de las mareas ... 591
Procesos de deformación sinsedimentarios ... 594
Factores de inestabilidad ... 594
Tipos de deformación ... 595
Diapiros de lodo ... 595
Grabens sedimentarios ... 596
Deslizamientos ... 596
Depresiones de hundimiento ... 597
Fallas de crecimiento ... 597
Fase de abandono de un delta ... 600
Sistemas deltaicos antiguos ... 603
Introducción ... 603
Variabilidad temporal y espacial de los sistemas deltaicos. Controles sedimentarios ... 606
Glacioeustatismo ... 606
Tectónica sinsedimentaria ... 609
La materia orgánica en los deltas ... 613
Bibliografía ... 614

Capítulo XIV: ESTUARIOS, RÍAS Y LLANURAS INTERMAREALES ... 619
Introducción ... 619
Definiciones y clasificación ... 622
Estuarios ... 622
Clasificación por mareas ... 624
Clasificación por topografía/fisiografía ... 624
Clasificación por salinidad y mezcla de aguas ... 626
Rías ... 628
Tipos de rías ... 629
Llanuras intermareales ... 631
Procesos físicos en estos medios de transición ... 634
Descargas fluviales ... 634
Mareas ... 634
Oleaje ... 636
Mezcla de aguas y circulación estuarina ... 637
Procesos biogeoquímicos: floculación, pelletización, diagénesis temprana y metanogénesis ... 639
Implicaciones sedimentarias ... 642
Morfología y depósitos de los canales de marea ... 642
Laminación cruzada e indicadores de paleocorrientes ... 644
Distribución de la fracción arena ... 644
Máximo de turbidez y abundancia de recubrimientos de fango ... 645
Zonación y sedimentología de estuarios ... 647
Estuarios dominados por oleaje ... 647
Estuarios dominados por la marea ... 648
Variabilidad de los estuarios ... 649
Zonación y sedimentología de rías: El caso particular de las Rías Baixas (Galicia, NO España) ... 650
Diferencias entre rías y estuarios ... 652
Zonación y sedimentología de llanuras intermareales ... 653
Evolución e implicaciones estratigráficas de los distintos medios de transición ... 657
Estuarios dominados por oleaje ... 659
Estuarios dominados por la marea ... 660
Rías ... 662
Llanuras mareales ... 664
Bibliografía ... 665

Capítulo XV. EVAPORITAS: INTRODUCCIÓN A LA SEDIMENTOLOGÍA EVAPORÍTICA ... 675
Salinidad del agua marina y mineralogía evaporítica ... 675
Factores de precipitación evaporítica ... 678
Factores climáticos ... 678
Factores hidrológicos ... 679
Factores de cuenca ... 681
Factores químicos ... 681

Secuencias salinas de origen marino ... 684
Secuencias salinas experimentales ... 684
Secuencias sin calcio ... 685
Secuencias con calcio ... 685
Secuencias salinas naturales ... 689
Deficiencia en sulfato magnésico ... 690
Hartsalzs ... 691
Zonas «comprensivas» ... 691
Modelos de cálculo a volumen constante ... 691
Litofacies evaporíticas ... 692
Litofacies de yeso (primario) ... 692
Hábitos cristalinos y litofacies deposicionales ... 692
Gipsilutitas y gipsarenitas ... 694
Litofacies seleníticas ... 694
Litofacies lenticular intersticial ... 695
Litofacies bioturbada ... 695
Depósitos detríticos ... 695
Litofacies de anhidrita ... 696
Hábitos cristalinos y litofacies ... 696
Litofacies laminadas ... 696
Litofacies nodulares ... 697
Significado ambiental de las litofacies anhidríticas ... 698
Anhidrita de reemplazamiento y anhidrita cementante ... 699
Litofacies de halita ... 700
Hábitos cristalinos y texturas ... 700
Inclusiones fluidas: halita transparente-halita translúcida ... 702
Rocas salinas. Halita bandeada ... 703
Capas halíticas con niveles potásico-magnésicos ... 705
Halita recristalizada tectónicamente ... 705
Halita clástica ... 707
Litofacies de glauberita ... 707
Litofacies y ciclicidad ... 707
Diagénesis (yeso, dolomita, sílice, azufre). Metaevaporitas ... 708
Yeso secundario ... 708
Dolomitización en ambientes evaporíticos ... 709
Sílice ... 712
Azufre nativo y productos diagenéticos asociados ... 713
Sulfato-reducción bacterial; productos asociados ... 713
Oxidación del SH_2 y formación de azufre nativo; productos asociados ... 714
Modalidades de yacimientos ... 715
Metaevaporitas ... 717
Indicadores geoquímicos ... 718
Indicadores elementales en cloruros (Br) ... 718
Indicadores elementales en sulfatos (Sr) ... 720
Indicadores isotópicos en sulfatos ... 722
Algunas aplicaciones del estudio isotópico de sulfatos evaporíticos ... 727
Los isótopos de Sr en los sulfatos ... 728
Inclusiones fluidas en la halita ... 728
Aspectos ecológicos de la sedimentación evaporítica ... 729
Ambientes de sedimentación evaporítica marina ... 732
Ambientes holocenos y actuales: salinas y sabkhas ... 732
Ambientes antiguos ... 734
Evaporitas de plataforma ... 735
Evaporitas de cuenca ... 736
Modalidades de relleno de cuencas evaporíticas ... 736
Relación plataforma-cuenca: estratigrafía secuencial en carbonatos-evaporitas ... 737
Ambientes geotectónicos de sedimentación evaporítica marina ... 740
Movimientos de masas salinas. Diapirismo ... 741
Morfologías y mecanismos de la halocinesis ... 742
Evolución diapírica ... 743
Modelos de cuenca diapírica ... 745

Cap-rocks ... 745
Evaporitas continentales: tipos hidroquímicos y mineralogía ... 748
Complejos de lagos salados ... 753
Ambientes sedimentarios ... 753
Asociaciones de ambientes ... 755
Otros depósitos evaporíticos continentales ... 755
Ambientes geotectónicos ... 756
Bibliografía ... 757

Capítulo XVI: EVAPORITAS: FORMACIONES MARINAS Y CONTINENTALES. ALGUNOS EJEMPLOS ... 771
Sedimentación marina holocena y actual ... 771
Salinas marítimas de evaporación ... 771
Salinas de la costa de South Australia ... 774
Sabkhas de anhidrita: la costa sur del golfo Pérsico ... 776
Formaciones marinas antiguas ... 779
Messiniense del Mediterráneo (Mioceno superior) ... 779
Cuencas centrales ... 780
Cuencas marginales ... 781
Cuencas marginales ibéricas ... 782
Badeniense precarpático (Mioceno medio) ... 786
La plataforma sulfatada ... 786
Los cloruros centrales ... 789
Evolución de la fase evaporítica ... 791
Eoceno surpirenaico ... 791
Surco sulfatado luteciense ... 792
Cuenca potásica priaboniense ... 794
Evolución de las cubetas potásicas priabonienses ... 795
Triásico ibérico ... 797
Evaporitas triásicas de la Península Ibérica ... 798
Provincia diapírica Vasco-Cantábrica ... 800
Zechstein centroeuropeo (Pérmico superior) ... 804
Resedimentación de sulfatos: la Anhidrita Werra (Polonia) ... 806
Estratigrafía secuencial del Zechstein (Inglaterra) ... 806
Sedimentación evaporítica lacustre terciaria y cuaternaria ... 809
Potasas de la cuenca Qaidam (W China) ... 809
Sedimentación potásica actual ... 811
Sedimentación potásica del Pleistoceno superior-Holoceno ... 814
Sulfatos sódicos: formaciones del Terciario ibérico ... 815
Tipo hidroquímico sulfatado cálcico ... 817
Tipo hidroquímico sulfatado sódico ... 819
Boratos lacustres (Turquía; NW Argentina) ... 820
Formaciones neógenas ... 824
Ejemplos de cinturones de facies en boratos de Ca y Na ... 824
Bibliografía ... 827

Capítulo XVII: LA SEDIMENTACIÓN CARBONÁTICA EN MARES SOMEROS: LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS ... 839
Los sedimentos carbonáticos. Diferencias con los siliciclásticos y estructuras sedimentarias características ... 839
Componentes mineralógicos y texturales de los carbonatos ... 841
Componentes mineralógicos ... 841
Componentes texturales ... 842
Clasificaciones de las rocas carbonáticas ... 852
Controles de la sedimentación de carbonatos ... 854
Variaciones en los organismos productores de carbonatos ... 861
La fábrica de carbonatos: zonas de acumulación. La plataforma carbonática ... 861
Tipos de plataformas ... 864
El esquema clásico de clasificación ... 864
Plataforma-lagoon ... 864

Rampa ... 867
Otros tipos de plataformas ... 869
Otro planteamiento para la clasificación de las plataformas ... 873
Evolución de las plataformas carbonáticas ... 877
Elementos principales de las plataformas carbonáticas de tipo plataforma-lagoon y de tipo rampa. Ambientes, subambientes y facies ... 879
Elementos principales ... 879
Características fundamentales de las plataformas subtropicales tipo plataforma-lagoon. 879
Características fundamentales de las plataformas subtropicales tipo rampa ... 879
Ambientes, subambientes y facies ... 881
La zona supramareal y las llanuras de marea ... 883
El lagoon ... 888
Los bajíos ... 889
Los arrecifes ... 892
La plataforma abierta profunda (nerítica) ... 893
La pendiente de la plataforma ... 895
Plataformas carbonáticas de aguas templadas ... 897
El modelo secuencial característico. La secuencia de somerización ... 898
Secuencias de plataforma somera-llanura mareal ... 900
Secuencias de plataforma somera-playas carbonáticas ... 904
Estratigrafía secuencial de las plataformas carbonáticas. Su comparación con las plataformas siliciclásticas y su respuesta a los ciclos de tercer orden ... 906
Bibliografía ... 912

Capítulo XVIII: ARRECIFES ... 919
Introducción ... 919
Concepto y extensión del término ... 919
Organismos implicados y funciones que desempeñan ... 920
Estadios del desarrollo arrecifal ... 922
Clasificación de las calizas arrecifales ... 923
Tipos de arrecifes ... 923
Principales grupos de organismos constructores representados en cada tipo a lo largo del tiempo ... 925
Modelos de facies ... 926
Montículos micríticos ... 926
Pináculos ... 927
Arrecifes de pared ... 927
Marco tectónico ... 930
Evolución de los arrecifes en el tiempo ... 931
Los arrecifes y los cambios de nivel del mar ... 932
Variaciones en el crecimiento arrecifal impuestas por cambios relativos de nivel del mar. Modelos de depósito resultantes ... 932
Influencia de las variaciones eustáticas de largo período ... 935
Ejemplos de arrecifes ... 935
Arrecifes microbianos ... 936
Arrecifes de algas ... 938
Construcciones de algas verdes («Halimeda») ... 938
Construcciones de algas rojas (algas coralinales) ... 939
Arrecifes de arqueociatos ... 939
Arrecifes de poríferos ... 940
Construcciones de estromatoporoideos ... 940
Construcciones de esponjas calcáreas ... 940
Construcciones de esponjas silíceas ... 941
Arrecifes de briozoos ... 942
Arrecifes de serpúlidos ... 942
Arrecifes de bivalvos ... 943
Arrecifes de rudistas ... 944
Arrecifes de coral ... 944
Actuales ... 944
Fósiles: ejemplos del Neógeno de las cordilleras Béticas ... 950
Bibliografía ... 958

Capítulo XIX: CONTORNITAS Y SISTEMAS DEPOSICIONALES CONTORNÍTICOS 971
Introducción 971
Nomenclatura (contornitas vs drifts) 972
Breve recopilación histórica 973
Metodología de estudio 976
Circulación oceánica profunda 979
Circulación termohalina y procesos asociados 979
Otras corrientes de fondo 988
Evolución de los sistemas de corrientes profundas en las cuencas oceánicas 989
Sistemas actuales y recientes 990
Factores que definen un sistema contornítico y controlan la sedimentación 990
Tasa de sedimentación y frecuencia 992
Clasificación de los rasgos deposicionales y erosivos contorníticos 993
Ejemplos de sistemas deposicionales contorníticos: golfo de Cádiz y Antártida 997
Facies 1002
Litología (composición, textura) 1002
Estructuras sedimentarias de corriente 1004
Estructuras biogénicas 1013
Contenido paleontológico 1014
Paleocorrientes 1014
Clasificación de facies contorníticas 1015
Modelos de facies 1017
Modelo de facies del Drift de Faro 1017
Modelo de facies del Plioceno-Pleistoceno del golfo de México 1019
Modelo de facies del Cretácico de Caravaca 1021
Diferenciación entre los depósitos contorníticos y turbidíticos 1022
Interés económico de los depósitos contorníticos 1025
Yacimientos de hidrocarburos 1026
Gas libre e hidratos de gas 1026
Minerales pesados 1028
Nódulos de hierro-manganeso 1028
Consideraciones generales 1028
Bibliografía 1030

Capítulo XX: DIAGÉNESIS DE ROCAS DETRÍTICAS 1045
Introducción 1045
Definiciones, etapas y ambientes diagenéticos 1045
Límites de la diagénesis: la diagénesis en el tiempo y en el espacio 1046
Los estadios diagenéticos en la escuela rusa 1047
Estadios diagenéticos de Fairbridge (1967) 1048
Estadios diagenéticos de Choquette y Pray (1970) 1049
Controles geológicos sobre la diagénesis 1052
Métodos de estudio 1054
Diagénesis de conglomerados 1056
Diagénesis de areniscas 1057
Trabajos básicos 1057
Interacción sedimento-agua intersticial 1060
Tipos de aguas que actúan en cuencas deposicionales subsidentes 1061
Procesos diagenéticos en areniscas que afectan a sus propiedades como roca almacén 1063
Compactación mecánica 1065
Compactación química 1070
Cementación 1072
Reemplazamientos 1082
Disolución: porosidad secundaria 1084
Diagénesis de lutitas 1088
Trabajos básicos 1088
Transferencia de masas en lutitas y ortopizarras 1091
Relaciones con la materia orgánica 1092
Diagénesis y estratigrafía secuencial 1093
Bibliografía 1094

Capítulo XXI: INTRODUCCIÓN A LA DIAGÉNESIS DE LAS ROCAS CARBONÁTICAS 1105
Introducción 1105
Definición de diagénesis 1105
Condiciones de presión y temperatura de la diagénesis 1106
Etapas de la diagénesis 1107
Particularidades de la diagénesis de las rocas carbonáticas 1108
Técnicas usadas para el estudio de la diagénesis de las rocas carbonáticas 1110
Términos básicos usados en petrología de rocas carbonáticas 1115
Fábricas cristalinas 1118
Porosidad 1119
Principales procesos y productos diagenéticos 1119
Cementación 1119
Compactación 1123
Disolución 1124
Recristalización 1126
Recristalización agradante 1126
Transformaciones de minerales metaestables en fases más estables de composición similar 1127
Reemplazamiento 1128
Calcitización del aragonito 1129
Dolomitización 1129
Consideraciones termodinámicas y cinéticas 1129
Dolomías e hidrotermalismo 1131
Origen de las potentes formaciones dolomíticas de extensión regional 1132
Dolomitización por reflujo de salmueras residuales hipersalinas 1132
Dolomitización por circulación de agua marina poco modificada 1133
El mito de la dolomitización por mezcla de aguas 1133
Dolomitización en las sabkhas 1134
Texturas de las dolomías de reemplazamiento 1134
Dedolomitización 1136
Diagénesis marina 1137
Diagénesis marina normal en carbonatos tropicales someros 1140
Diagénesis marina en los márgenes de las plataformas 1140
Diagénesis marina en carbonatos tropicales submareales someros 1140
Diagénesis marina en playas: los *beachrocks* 1141
Diagénesis marina en llanuras supramareales 1142
Diagénesis marina evaporítica 1142
Diagénesis marina de enterramiento somero en taludes de plataformas tropicales y en carbonatos templados someros 1143
Diagénesis marina de enterramiento somero en plataformas tropicales 1143
Taludes de las grandes plataformas tropicales 1144
Plataformas someras templadas 1144
Diagénesis marina en carbonatos pelágicos 1144
Diagénesis meteórica 1145
Los acuíferos meteóricos 1146
Diagénesis meteórica en carbonatos mineralógicamente inmaduros 1148
Disolución selectiva y estabilización mineralógica 1148
Calcitas meteóricas (cementos y reemplazamientos) 1149
Geoquímica de las calcitas meteóricas 1150
Diagénesis meteórica en acuíferos kársticos 1152
El acuífero meteórico kárstico 1152
Distribución espacial de los conductos de disolución en acuíferos meteóricos kársticos 1153
Karstificación en acuíferos meteóricos costeros 1154
Cementación y sedimentación interna en cuevas 1155
Colapso 1155
Diagénesis de enterramiento 1156
Influencia del aumento de temperatura en la diagénesis de enterramiento 1156
Influencia de la presión en la diagénesis de enterramiento 1157
Flujo de los fluidos intersticiales 1158
Composición de los fluidos intersticiales 1158

Diagénesis de enterramiento de la materia orgánica ... 1159
Reacciones en minerales arcillosos ... 1161
La cementación durante el enterramiento ... 1161
Cementos de anhidrita y celestina en la diagénesis de enterramiento ... 1164
Reducción termoquímica del sulfato ... 1164
Cementos de sulfuros, barita y fluorita ... 1166
La disolución en la diagénesis de enterramiento ... 1168
Bibliografía ... 1169

Capítulo XXII: RELACIONES ENTRE SEDIMENTACIÓN Y TECTÓNICA ... 1183
Introducción ... 1183
Mecanismos iniciales de formación de cuencas ... 1183
Mecanismos de respuesta litosférica en la formación de cuencas ... 1185
Subsidencia ... 1186
Mecanismos de subsidencia ... 1186
Valores de la subsidencia y extensión ... 1195
Elevación ... 1197
Fracturación ... 1199
Deformación de la corteza y cambios del nivel del mar ... 1201
Tipos de cuencas y sedimentos asociados ... 1201
Cuencas ligadas a contactos con movimientos divergentes de placas ... 1203
Rifts intracontinentales ... 1203
Aulacógenos ... 1209
Rifts protooceánicos tipo mar Rojo ... 1213
Márgenes pasivos tipo Atlántico ... 1214
Cuencas inter-arco ... 1221
Cuencas extensivas en etapas orogénicas tardías o cuencas de colapso ... 1222
Cuencas de inversión ligadas a márgenes pasivos o de desarrollo vertical ... 1224
Cuencas ligadas a contactos con movimiento paralelo de placas ... 1225
Cuencas transtensionales ... 1228
Cuencas transpresivas ... 1229
Cuencas ligadas a contactos de placas con movimiento convergente ... 1230
Complejos arco-surco ... 1230
Cuencas de antepaís ... 1233
Cuencas en el interior de cratones estables y mares interiores ... 1236
Bibliografía ... 1237

Capítulo XXIII: LAS GRANDES LLANURAS ... 1251
Preámbulo ... 1251
Introducción ... 1251
Las clasificaciones ... 1252
La llanura como sistema natural ... 1253
Definición de llanura ... 1254
Sistemas externos que influyen en las llanuras ... 1255
Clasificación ... 1255
Primer nivel. Efectos generales de la tectónica ... 1256
Segundo nivel. Los ambientes sedimentarios en las llanuras de agradación ... 1256
Tercer nivel. Mecanismos específicos de sedimentación ... 1257
Consideraciones ... 1260
Ejemplos ... 1261
El sistema eólico pampeano ... 1261
El mar de Arena Pampeano ... 1263
Contexto geomórfico general ... 1269
El complejo litoral del río Paraná ... 1270
Cuarto nivel. Las superficies estructurales ... 1271
Quinto nivel. Mecanismos específicos de ablación ... 1271
Conclusiones ... 1273
Bibliografía ... 1273

Sedimentología

Del proceso físico a la cuenca sedimentaria

Alfredo Arche

Textos Universitarios • 46

La Sedimentología es una parte de la Geología que profundiza en la génesis, composición y acumulación de los sedimentos y su posterior evolución. Está íntimamente relacionada con la Estratigrafía, que trata de las relaciones temporales entre cuerpos de roca y con la Petrología Sedimentaria, que estudia la constitución y las relaciones entre las partículas de los sedimentos y su posterior diagénesis. La Sedimentología es una ciencia geológica relativamente joven, pues nace como tal en 1950 y está controlada por tres motores básicos y simultáneos: el *tiempo geológico,* las *leyes físicas fundamentales* y la *vida*.

El *tiempo geológico,* inhumanamente largo que no «profundo», sea lo que sea este concepto, rige el «tempo» de la acumulación de los sedimentos. Nosotros tratamos de fijarlo en isócronas y unidades, pero él fluye indefinible e inexorable.

Las *leyes físicas* como la gravedad, la termodinámica o el magnetismo determinan el flujo constante de las partículas sedimentarias y sus propiedades y nos permiten hacer inferencias predictivas sobre su evolución pasada y futura.

La *vida,* desde su aparición en la Tierra, ha modificado profundamente el conjunto de ambientes sedimentarios, contrastando la brevedad y futilidad de la existencia de cada organismo particular con la continuidad inexorable del fenómeno *vida* en el Sistema Tierra.

Esta obra colectiva es el fruto del trabajo de muchos coautores cuyo esfuerzo la ha hecho posible. Está dirigida a estudiantes de los últimos cursos de Geología y de doctorado y a geólogos profesionales con interés en procesos sedimentarios y sus consecuencias en el mundo real en el que vivimos.

GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACIÓN
CSIC

ISBN: 978-84-00-09145-3