



**Institut de recherche
pour le développement**

213, rue La Fayette
F-75480 Paris cedex 10
Télf.: 33 (0)1 48 037 777
Fax: 33 (0)1 48 030 829
Web : www.ird.fr

Whymper 442 y Coruña
Apdpostal 17.12.857
Quito - ECUADOR
Télf.: 593 (0)2 25 04 856
Fax: 593 (0)2 25 04 020



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR

Av. Orellana y Juan León Mera 1741, Casillas 5007 - 5008,
Quito, Ecuador. Tel. 560611, 562116, 562168, 568241

LA SEDIMENTACION CARBONATADA

ELEMENTOS Y PROCESOS EN PLATAFORMAS, CUENCAS Y LAGOS.

Curso de Capacitación del Convenio

ORSTOM - Petroproducción

por Etienne JAILLARD.

Marzo de 1994.

INDICE

I. EL SEDIMENTO CARBONATADO Y SUS COMPONENTES	p. 3
1. Introducción	p. 3
2. Los minerales	p. 3
La calcita; La aragonita; El magnesio (Mg) y dolomita; Los fosfatos	
3. Los elementos figurados	p. 4
Organismos; Granos sin esqueletos; Clastos	
4. Matriz, cemento, porosidad	p. 6
Matriz microgranular; Cemento cristalino; Clasificaciones de las rocas carbonatadas; Porosidad	
5. Factores controlando la sedimentación carbonatada	p. 8
Factores físico-químicos; Factores geodinámicos	
II. PROCESOS Y FIGURAS SEDIMENTARIOS Y DIAGENETICOS	p. 11
1. Figuras sedimentarias primarias y procesos sedimentarios	p. 11
2. Figuras sedimentarias de origen mecánico	p. 11
Figuras de corriente; Figuras de transporte y erosión; Figuras ligadas a la gravedad	
3. Figuras sedimentarias de origen físico-químico	p. 13
Figuras ligadas a la desecación; a la Precipitación química; a la Disolución y circulación	
4. Figuras sedimentarias de origen biológico	p. 15
Bioturbaciones; Actividad de organismos constructores; Fermentación de gas; Varios	
5. Diagénesis y estructuras diagenéticas	p. 17
Introducción; Diagénesis precoz; Diagénesis tardía	
III. FACIES SEDIMENTARIAS EN LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS	p. 20
1. Introducción	p. 20
2. Plataforma carbonatada : Generalidades	p. 20
Definición y dinámica sedimentaria; Morfología y zonación; Tipología	
3. Facies y medios sedimentarios	p. 23
Zona supratidal; Zona maréica; Plataforma interna; Barrera; Plataforma externa; Talud; Cuenca	
IV. SECUENCIAS Y MODELOS EN PLATAFORMA, CUENCAS Y LAGOS	p. 27
1. Introducción	p. 27
2. Secuencias costeras	p. 27
Costas en clima húmedo; Costas en clima árido; Papel de la energía	
3. Secuencias de barrera	p. 29
Secuencias de Isla-barrera o cordon litoral; Barrera arrecifal	
4. Secuencias de plataforma externa	p. 30
Plataforma externa somera; Secuencia klupfeliana; Plataforma externa profunda	
5. Depósitos de talud	p. 31
Brechas y deslizamientos; Modelos sedimentarios; Sedimentación condensada	
6. Depósitos de cuenca	p. 32
Carbonatos pelágicos; Cuenca somera; Depósitos al pie de talud; Depósitos de altos fondos	
7. Caso particular de los mares epicontinentales	p. 34
Profundidad; Corrientes, mareas, olas y tempestades; Circulación; Aportes terrígenos; Conclusiones	
8. La sedimentación carbonatada lacustre	p. 35
Hidrodinámica; Morfología; Organismos y figuras sedimentarias; Lagos abiertos; Lagos cerrados	
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS SELECCIONADAS	p. 38

CAPITULO I

EL SEDIMENTO CARBONATADO Y SUS COMPONENTES

I. INTRODUCCION

Los constituyentes de las rocas carbonatadas derivan de procesos biológicos y bioquímicos. Pese a que son mayormente de origen marino, existen también carbonatos de agua dulce, de origen químico o biológico. En los medios sedimentarios actuales, la génesis de carbonatos resulta principalmente de la actividad planctónica, siendo restringida la actividad bentónica a estrechas plataformas intertropicales o templadas. Sin embargo, en ciertas épocas geológicas anorogénicas (Mesozoico), el desarrollo de anchas plataformas carbonatadas llevó al depósito de potentes series calcáreas de agua somera.

La mayoría de las rocas carbonatadas es constituida por granos (elementos figurados o alochems, $\varnothing > 63$ mm) y por una matriz, que puede ser primaria (lodo calcáreo, partículas de $\varnothing < 4$ mm) o secundaria (cemento). La combinación de estos tipos de sedimentos permite establecer clasificaciones de las rocas carbonatadas. Procesos diagenéticos afectan a menudo precozmente los carbonatos, y oscurecen la distinción entre lo que resulta de procesos primarios (ante-diagénesis) de lo que es secundario (syn- o post-diagénesis). Por lo tanto, las clasificaciones de las rocas carbonatadas son mayormente descriptivas. Numerosos trabajos aprofundizados y extensas síntesis, en parte motivados por la exploración petrolera y a menudo basados sobre el estudio de medios sedimentarios actuales, fueron publicados (e.g. Milliman 1974, Wilson 1975, Elf-Aquitaine 1975, 1977, Purser 1980, 1983, Leeder 1982, Scholle et al. 1983, James in Walker 1984, Read 1982, 1985, Sellwood 1986, Tucker y Wright 1990, Tucker 1991).

II. LOS MINERALES

Los principales carbonatos de calcio (CaCO_3), la calcita y la aragonita, pueden nacer de procesos bioquímicos o químicos. La abundancia relativa de estos minerales depende de la naturaleza de los organismos presentes y de la temperatura del agua marina. Están frecuentemente asociados con minerales subordinados: arcillas, ópalo, cuarzo, pirita, hematita o fosfatos.

1. La Calcita

La calcita marina es el elemento más abundante en las rocas carbonatadas. Su precipitación directa

es generalmente impedida por la presencia de magnesio disuelto, y resulta mayormente de su síntesis por organismos (fig. 1). Puede ser débilmente (< 4%) o altamente magnesiana (hasta 20% de MgCO_3), pero tiende a perder el magnesio con el tiempo. Calcita conteniendo hierro puede formarse en condiciones de bajo potencial de oxido-reducción.

2. La Aragonita

La aragonita no se forma en agua dulce y caracteriza los medios marinos. Este mineral inestable se encuentra en equilibrio solo en condiciones de alta presión. Por tanto, en el sedimento, se transforma en calcita durante la diagénesis. Puede precipitar en aguas superficiales calientes sobresaturadas en CaCO_3 , pero es más frecuente su presencia en conchas de organismos (fig. 1). Es siempre muy pobre en magnesio.

3. El magnesio (Mg) y la dolomita

La dolomita es un carbonato mixto de calcio y magnesio. La aragonita y calcita de los carbonatos actuales están ricas en Mg en las zonas intertropicales, mientras que son pobres en Mg en las zonas templadas. Sin embargo, el Mg contenido en el agua marina casi nunca permite la formación de dolomita primaria. Este mineral aparece mayormente durante la diagénesis, por formación de una red cristalina donde los elementos Ca y Mg alternan regularmente. Dicha estructura se forma sea a partir de una

ORGANISMOS	Aragonita	Calcita poco Mg	Calcita Mg	Calcita y Aragonita
Moluscos				
Cefalópodos	+++		+	
Gasterópodos	+++			+
Pelecípodos	+++	+++		+++
Braquiópodos		+++	+	
Corales				
Scleratinarios	+++			
Rugosos, Tabulados		++	++	
Espanjiarios	++	++	++	
Bryozoarios	++		++	++
Equinodermos			+++	
Ostrácodos		++	++	
Foraminíferos				
bentónicos	+		+++	
planctónicos		+++		
Algas				
Coccolitoforídeos		+++		
Rodofíceos	++		++	
Clorofíceos	+++			
Carofitas		+++		

Fig. 1 : Mineralogía de las conchas de los principales grupos de organismos.

solución concentrada en Mg (alta fracción Mg/Ca), generalmente por evaporación; sea por cristalización muy lenta a partir de una solución diluida, lo que ocurre cuando se mezclan aguas marinas y dulces; sea por transformación precoz in situ de calcita muy magnesiana (protodolomita).

4. Los fosfatos

El fósforo es abundante principalmente en las células de origen biológico. Siendo muy poco soluble, el agua marina solo contiene un promedio de 0,07 ppm de fósforo (0,003 ppm en aguas calientes; 0,1 ppm en aguas frías). Por lo tanto, no puede precipitar directamente y es mayormente concentrado por actividad biológica.

La mayoría de las fosforitas (rocas ricas en fosfatos) recientes se encuentran en las partes superiores de las margenes continentales, entre 0° y 40° de latitud. Allí, las corrientes de subida de aguas frías profundas ricas en materias nutritivas (upwellings) favorecen la actividad biológica planctónica que extrae y fija el fósforo disuelto. Los upwellings ocurren generalmente en las costas occidentales empinadas de los continentes. El entrapamiento y la conservación del fósforo indican un ambiente reductor.

Fosforitas pueden resultar de (1) una actividad planctónica excepcionalmente intensa (fosfato biológico primario); (2) la concentración de fósforo dentro del sedimento y su transformación en fosfato por leve oxidación, en asociación con materia orgánica no oxidada (fosfato secundario); (3) epigénesis de cáscaras calcáreas en fosfato (diagenético); (4) concentración de minerales o granos fosfáticos por olas o corrientes (mecánico); y (5) acumulación biológica de restos de vertebrados (*bone beds*) o de heces de aves (guano). Por lo tanto, en la mayoría de los casos, la génesis de fosforitas indica aguas ca-

lientes y poco profundas, una alta productividad orgánica, un ambiente más bien reductor y una tasa de sedimentación débil.

III. LOS ELEMENTOS FIGURADOS

1. Organismos

Numerosas rocas carbonatadas resultan de la acumulación de restos orgánicos, sea enteros (macrofósiles en lumaquelas, microorganismos en la creta), sea rotos (bioclastos). La identificación de estos elementos contribuye a la reconstrucción de los medios sedimentarios antiguos. Sin embargo, las asociaciones biológicas características de un medio han podido variar mucho en los tiempos geológicos.

Los **Lamelibranquios** (pelecípodos) son frecuentes en aguas someras, dulces o saladas. Pueden vivir dentro (endobiontes) o sobre el sedimento (epibiontes), moviéndose (necton) o pasivos en el agua (plancton), o en colonias (ostras, rudistas). Las conchas tienen generalmente una capa interna aragonítica y una externa calcítica (fig. 2). Su estructura está a menudo borrada por la transformación de la aragonita en calcita. En caso de conchas calcíticas (ostras), la estructura laminada está preservada.

Los **Gasterópodos**, formados de aragonita, viven generalmente sobre sustratos blandos en aguas marinas someras. Sin embargo, algunas especies constituidas por un gran número de individuos pueden encontrarse en agua dulce, salobre o sobresalada. Otras se adaptaron a la vida sobre fondos endurecidos (litófagos) o en el alta mar (pterópodos del Terciario). Su aspecto en varios cortes es característico (fig. 2).

Los **Cefalópodos** (amonites, nautilus, belemnitas) son estrictamente marinos y viven en el alta mar (medio pelágico). Su concha es generalmente de aragonita, luego transformada en calcita esparítica.

Los **Braquiópodos** incluían mayormente formas bentónicas fijadas en aguas marinas someras (las pocas especies actuales colonizaron otros medios). Su concha se reconoce por presentar una delgada capa externa con fibras perpendiculares a la superficie, y una gruesa capa interna con fibras oblicuas, siempre de calcita, generalmente poco magnesiana (fig. 2).

La mayoría de los **Corales** (Cnidarios) actuales son hermatípicos y viven en simbiosis con algas en aguas someras, calientes, oxigenadas, claras y limpias. Forman colonias y, junto con algas rojas, edifican arrecifes, que pueden alimentar una sedimentación periarrecifal detrítica. Los corales ahermatípicos actuales, menos abundantes y a menudo solitarios, pueden vivir a profundidades mayores (hasta > 1000 m), en aguas frías (< 10°) y pueden formar colonias. Su estructura consiste en fibras finas con orientación variada. La mineralogía de su concha varía según las familias y las épocas (fig. 1).

Entre los **Equinodermos** (holoturias, estrellas de mar, etc) solo los equinoideos y los crinoideos ali-

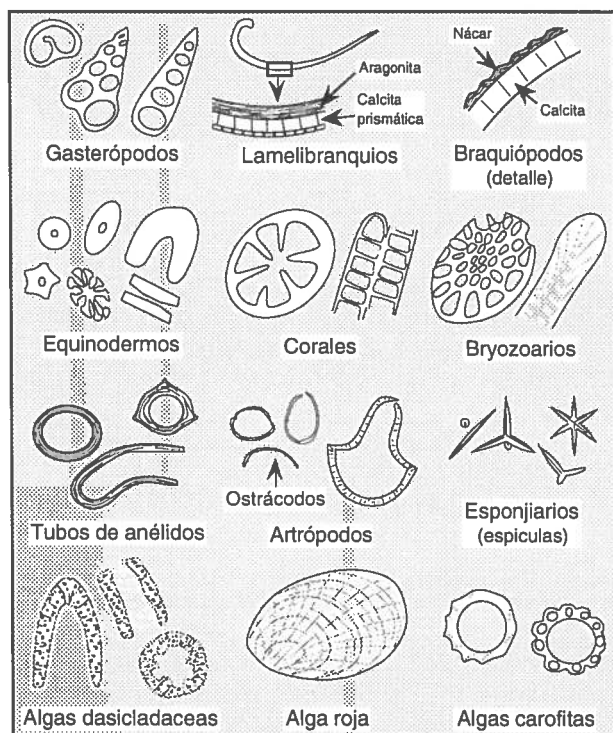


Fig. 2 : Aspecto en sección delgada o sección pulida de algunos organismos frecuentes en los carbonatos de plataforma (sin escala).

mentan la sedimentación marina. Son exclusivamente marinos y caracterizan medios someros y abiertos. Se reconocen por tener una simetría pentagonal, y ser formados por grandes monocristales porosos de calcita, a veces con canal central (crinoideos). Los crinoideos recientes viven en aguas profundas, mientras que vivían en aguas someras en el Mesozoico y Paleozoico. Las radiolas de herizos están constituidas por calcita limpia monocristalina, a veces en forma de estrella (fig. 2).

Los **Bryozoarios** jugaron un papel importante en los arrecifes y plataformas del Paleozoico. Su cáscara (calcita y aragonita) es reticulada (fig. 2). Viven en medios marinos abiertos someros hasta de regular profundidad.

Los **Anélidos** construyen tubos cilíndricos de protección, sea de arena aglutinada, sea de calcita laminada (serpulas, fig. 2). Los anélidos con tubos aglutinados viven a menudo en colonias, y están aplastados durante la diagénesis.

Los **Foraminíferos** son Protozoarios de tamaño grande ($0,05 \text{ mm} < \varnothing < 10 \text{ mm}$). Los planctónicos contribuyen a la formación de lodos carbonatados pelágicos o hemi-pelágicos. Los bentónicos son abundantes en aguas marinas someras templadas a calientes, donde caracterizan medios muy variados (abierto-confinado, somero-profundo, sub- a sobresalado, etc.). Sus cáscaras, de calcita más o menos magnesiana, presentan estructuras variadas: aglutinada, microgranular, porcelana, fibro-radial, etc.

Los **Artrópodos** incluyen los ostrácodos, especialmente frecuentes en medios sobresalados o salobres, formados por pequeñas válvulas finas a menudo desiguales, y otros crustáceos (trilobitos, cangrejos, camarones) cuyas patas o bocas están a veces preservadas en los medios litorales (fig. 2).

Los **Esponjarios** están fosilizados bajo la forma de pequeñas espículas finas, generalmente silíceas, a veces calcíticas. Las espículas pueden ser monoaxonas, tetraxonas o hexactinas (fig. 2). Son frecuentes en los medios de plataforma, pero su abundancia caracteriza más bien las partes profundas de la plataforma.

Las **Algas** juegan un papel importante en la sedimentación carbonática. Si son autóctonas (abundantes, poco erosionadas), indican un medio limpio de débil profundidad (máximo 100 m), ya que viven en la zona fótica.

Las **Algas azules** (Cyanoficeos) son responsables de la micritización de la superficie de las partículas de calcita, por microperforaciones repetidas, que pueden resultar en la micritización completa del fragmento (peloideo).

Las algas azules edifican también tapices algáceos (algal mats) y estromatolitos, de forma variada, constituidos por laminaciones finas, edificadas por la acumulación de CaCO_3 precipitado o atrapado por las algas y bacterias vivas. Estas estructuras caracterizan las zonas inter- a supratidales, los bordes de lago o pantanos en clima caliente y, más raramente, la zona infratidal más superior. Su forma depende de la energía del medio. Dichas estructuras lami-

nadas pueden ser hasta concéntricas, formando oncolitos (algal balls).

Las otras algas son abundantes en la sedimentación carbonatada desde el Precámbrico.

Las **algas rojas** (Rhodoficeos), de calcita altamente magnesiana, presentan una estructura regular, concéntrica y radial (fig. 2). Viven generalmente en aguas calientes donde forman costras que contribuyen a la edificación y la consolidación de los arrecifes.

Las **algas verdes** (Cloroficeos) presentan una estructura en cilindros (o esferas) perforados y segmentados. Contribuyen a la sedimentación en las plataformas abrigadas sea bajo la forma de trozos formando calcarenitas, sea micritizadas. Caracterizan medios variados de agua dulce (carofitas), aguas calientes muy someras o lagon (dasicladaceas) o plataforma somera (codiaceas).

Los **Coccolitoforideos** o Coccolitos (Crisoficeos) son microalgas planctónicas ($\approx 10 \text{ mm}$) de calcita pobre en Mg que se encuentran en los lodos calcáreos pelágicos o hemi-pelágicos.

2. Granos sin esqueletos

2.1. Los **ooideos** (*ooids*) son granos esféricos o subesféricos constituidos por un núcleo de naturaleza variada (cuarzo, bioclasto, etc.) y de capas externas finas concéntricas (cortex). Comprenden varios tipos (fig. 3).

Las oolitas (*oolites*) tienen un cortex formado de una (oolitas superficiales) o varias (oolita *s.s.*) capas o láminas concéntricas, y son de diámetro generalmente inferior a 2 mm. Cuando son más grandes, se habla de pisolitas encontrados en medios muy tranquilos (laguna litoral, lago, gruta). Las esferulitas tienen un cortex con estructura radial, mientras que el de las bahamitas (o pseudo-oolitas) es micrítico (fig. 3). Esos dos tipos de ooideos resultan generalmente de la diagénesis de oolitas (recristalización, micritización).

Las oolitas recientes, generalmente aragoníticas, se encuentran en aguas marinas o lacustres ricas en CaCO_3 disuelto, de baja profundidad ($< 10 \text{ m}$), en clima cálido y medio de buena energía. Las capas del cortex (fig. 4) se forman por precipitación físico-química, probablemente favorecida por la actividad de microorganismos.

Las oolitas antiguas son de calcita, a menudo con estructura radial, lo que sugiere la intervención posterior de procesos diagénéticos. Sin embargo, ciertas oolitas recientes son también calcíticas, y estructuras radiales, más o menos irregulares, se observan en oolitas de medio abrigado (fig. 4).

2.2. Los **peloideos** (*peloids*) son granos sin núcleo ni cortex, ricos en materia orgánica, de tamaño pequeño (0,1 a 0,5 mm, fig. 3). Los pellets (*pellets*) son partículas micritizadas o deyecciones de organismos (gasterópodos, crustáceos, anélidos, etc.), abundantes en zonas templadas o calientes. Pueden ser confundidas con flocones de lodo aglutinado o pequeños cantos blandos (*mud balls*, *flat*

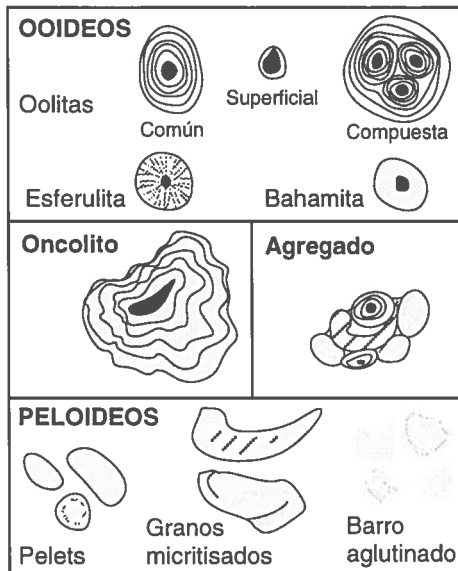


Fig. 3 : Principales tipos de granos calcáreos sin esqueletos.

pebbles).

2.3. Los **agregados** (*grapestones, lumps*) son granos irregulares constituidos por la cementación de granos de naturaleza variada (peloideos, bioclastos, ooideos) (fig. 3). La cementación se debe a la actividad de microorganismos (algas, bacterias). Los agregados caracterizan más bien medios neríticos poco agitados.

3. Clastos

Los bioclastos son fragmentos de conchas o cáscaras de cualesquiera organismos.

Los intraclastos son litoclastos de naturaleza semejante a la del sedimento, que pueden provenir del mismo o de capas poco anteriores, de edad poco diferente.

Los extraclastos son clastos carbonatados o no, que proceden de la erosión de rocas más antiguas o lejanas. Los clastos pueden encontrarse en todos medios y todas profundidades.

IV. MATRIZ, CEMENTO, POROSIDAD

La naturaleza de la matriz de los sedimentos carbonatados es importante en la descripción de la roca, y en la interpretación de la energía del medio y de la diagénesis.

1. Matriz microgranular

La presencia de matriz microgranular indica un medio de depositación de baja energía.

Si la matriz del sedimento está formada de cristales muy pequeños de calcita (< 4 mm), se habla de micrita (matriz micrítica). La micrita puede provenir de la micritización de granos o alochems, de la aglutinación de lodo calcáreo, y probablemente, de la precipitación química o bioquímica. Su naturaleza primaria es a menudo aragonítica y/o de calcita magnesiana, recristalizada en calcita durante la dia-

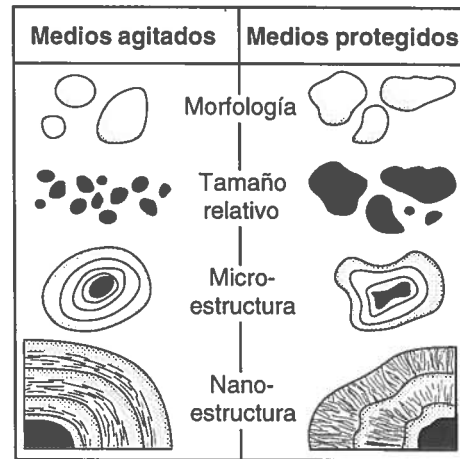


Fig. 4 : Relación entre medio sedimentario y morfología de las oolitas (según Purser 1980).

génesis.

La matriz puede ser también constituida por microgranos se origen biológico, resultado de la acumulación de cáscaras de microorganismos (coccolitos en la creta).

2. Cemento cristalino

A menudo, los granos del sedimento son cementados por cristales grandes de calcita más o menos pura. Este cemento es llamado esparita (cemento esparítico). La esparita resulta de la cristalización de la calcita, durante la diagénesis, en los poros (primarios) del sedimento, o en los vacíos secundarios dejados por la disolución (de la aragonita por ejemplo).

3. Principales clasificaciones de las rocas carbonatadas

Las clasificaciones de las rocas carbonatadas están generalmente basadas en (1) la naturaleza e importancia cuantitativa de los elementos, (2) del cemento, (3) la textura, y (4) el tamaño de los granos. Dos clasificaciones principales están utilizadas para la descripción de los carbonatos.

3.1. La clasificación de Folk (1962)

Esta clasificación utiliza un vocabulario aglutinante, en el cual los términos comienzan por el nombre del elemento dominante (oo- para ooideo, pel- para peloideo, bio- para concha o bioclasto, intra- para intraclasto, etc.) y terminan por el nombre de la matriz o cemento (micrita, esparita, véase fig. 5). Cuando varios elementos son importantes, se les añade en seguida en orden de frecuencia decreciente. Por ejemplo, una biopelmicrita caracteriza un medio abrigado y somero, mientras que una intraoobioesparita es un depósito de alta energía. Su uso es fácil, y permite una descripción completa y precisa de la roca, pero necesita el análisis de las microfacies y la utilización de un microscopio. Además, propuso el término de biolitita para las rocas construidas por organismos (arrecifes, estromatolitos, fig. 5).

3.2. La clasificación de Dunham (1962)

Dunham (1962) definió una clasificación dicotómica que utiliza la cantidad de alochems de gran

Principales alochems	Matriz con granos >4 μm	
Bioclastos	Bioesparita	Biomicrita
Oolitas, oolitos (<2mm)	Ooesparita	Oomicrita
Peloides, pellets (<2mm)	Pelesparita	Pelmicrita
Intraclastos, varios clastos	Intraesparita	Intramicrita
Caliza formada <i>in situ</i>	Biolitita bioconstruida	Dismicrita (<i>fenestrae</i>)

Fig. 5 : Clasificación de Folk (1959, 1962) de las rocas carbonatadas.

tamaño, la presencia o no de matriz micrítica, la proporción de granos de pequeño tamaño y la organización de los elementos (fig. 6). Esta clasificación, muy simple, es utilizable con una lupa, y es la más utilizada en el campo.

El *Mudstone* tiene una textura de micrita y contiene menos de $\approx 10\%$ de elementos figurados. El *Wackestone* es similar, sino que contiene más de 10% de elementos que no se tocan. El *Packstone* es un sedimento que contiene muchos elementos figurados que se tocan, y un cemento micrítico. El *Grainstone* es comparable al *Packstone*, sino que el cemento es de calcita esparítica. El *Boundstone* designa a una roca construida (fig. 5).

3.3. Clasificación de rocas bioconstruidas

Las calizas construidas (biolitita de Folk 1962, *Boundstone* de Dunham 1962) encontradas en un arrecife fueron clasificadas por Embry y Klovan (1971), y explicitadas por James (*in Walker 1979, in Scholle et al. 1983*). Se distingue rocas con elementos autóctonos y alóctonos (fig. 7).

Entre los primeros, el *Bafflestone* (roca trampa) incluye sedimento estabilizado por los organismos en posición de vida; el *Bindstone* (roca ligada) está cementado por organismos que forman costras (algas rojas por ejemplo); y el *Framestone* (roca organizada) está armado por los elementos constructores en su sitio.

Las rocas formadas por elementos alóctonos incluyen, además de los *Packstone* y *Grainstone*, el *Floatstone* (roca flotando) en el cual más de 10% de los elementos tienen un diámetro superior a 2 mm y no se tocan (*matrix-supported*), y el *Rudstone* (roca gruesa), cuyos elementos están en contacto (*clast-supported*) (fig. 7).

Elementos no en conexión durante el depósito				Rocas bioconstruidas
Presencia de matriz micrítica		No micrita		
Granos no en contacto		Granos en contacto		
< 10 % de granos	> 10 % de granos			
MUDstone	WACKestone	PACKstone	GRAINstone	
				BOUNDstone

Fig. 6 : Clasificación de Dunham (1962) de las rocas carbonatadas.

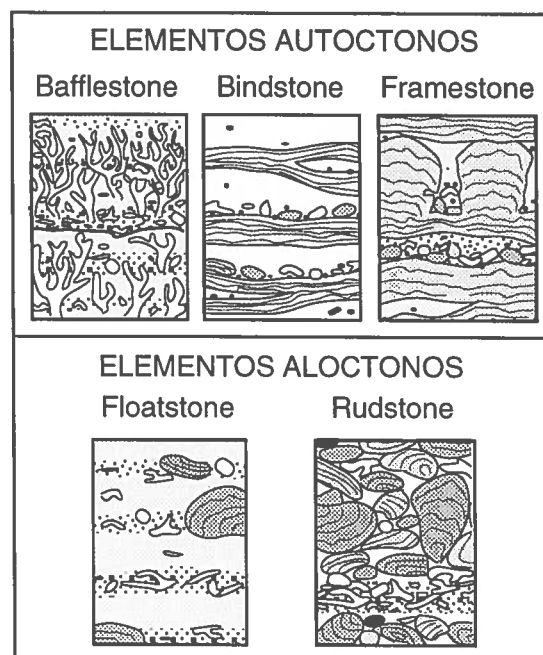


Fig. 7 : Clasificación de Embry y Klovan (1971, in Walker 1979) de las rocas carbonatadas bioconstruidas.

3.4. Otras clasificaciones

Existen otras clasificaciones, entre las cuales la de Coraban (1903) basada sobre la granulometría es muy útil en el campo. Así, se puede hablar de lutita o siltita en caso de micrita ($\emptyset \leq 63\ \mu\text{m}$), de arenita para sedimentos constituidos por granos calcáreos del tamaño de una arena ($63\ \mu\text{m} < \emptyset < 2\ \text{mm}$), de una rudita para depósitos gruesos ($2\ \text{mm} < \emptyset < 50\ \text{mm}$), y de brechas o conglomerados con elementos calcáreos para las rocas que contienen clastos o cantos calcáreos cuyo diámetro pasa los $5\ \text{cm}$. Cada vez, se añade un prefijo indicando la naturaleza del constituyente mayor: calci- o dolo- si se trata de calcita o dolomita, bio- si se trata de elementos orgánicos (bioclastos). Nota: «Calcarenita», «calcirudita», etc. designa a sedimentos con granos o elementos calcáreos. En caso de rocas con granos cuarzosos y cemento calcáreo, se habla de areniscas, conglomerados, etc., con cemento calcáreo. En caso de roca carbonatada conteniendo granos detríticos de cuarzo, se habla de caliza, dolomita, marga, etc., arenosa.

4. Porosidad

Las rocas carbonatadas pueden contener varios tipos de vacíos constituyendo una porosidad, importante en la exploración del petróleo. La clasificación de Choquette y Pray (1970) distingue entre la porosidad determinada por la estructura de la roca (*fabric selective*) y los poros independientes de la estructura (*fabric non selective*), y los vacíos que pueden o no ser dependientes de la estructura de la roca (fig. 8).

4.1. Porosidad determinada por la estructura de la roca

La porosidad intergranular está constituida por los vacíos ubicados entre los granos o alochems (fig. 8). Puede ser primaria por falta de cementación, o secundaria por disolución de la matriz o del cemen-

to. No concierne solo los sedimentos gruesos, ya que se encontraron porosidades de 40% en cretas. La porosidad intragranular, menos común, designa a los poros contenidos por los alochems mismos (rudistas). La porosidad intracrystalina consiste en los poros ubicados entre los cristales, mayormente por disolución diagenética o por reemplazamiento de minerales (dolomitización). La porosidad de moldes (*mouldic porosity*) comprende los vacíos dejados por la disolución de minerales (aragonita de las conchas, minerales evaporíticos). La porosidad total que resulta depende de la matriz. Por ejemplo, en un Wackestone los poros no comunican. Los vacíos primarios de la roca pueden constituir la porosidad fenestral (*fenestral porosity*), importante en depósitos intertidales (con fenestrae, *birds-eyes*) o la porosidad de abrigo (*shelter porosity*, vacíos ubicados por debajo de conchas invertidas). Por fin, la porosidad estructural (*framework porosity*) consiste en los vacíos creados por organismos constructores (corales, algas rojas).

4.2. Porosidad independiente de la estructura de la roca

Los poros que no dependen de la estructura íntima de la roca pertenecen al segundo tipo (fig. 8). La porosidad de fractura consiste en vacíos que cortan la roca y sus elementos ya consolidados, debido a deformaciones sin- o post-sedimentarias (deslizamientos, fallas, etc.). Las fracturas pueden ser posteriormente ensanchadas por disolución kárstica, dando lugar a la porosidad de conducto (*channel porosity*). Si la fracturación es completa, existe una porosidad de brecha (*breccia porosity*). El fenómeno de disolución kárstica puede formar cavidades grandes (porosidad de gruta, *cavern porosity*). Existen también, especialmente en dolomitas, vacíos ($\emptyset > 0,6$ mm) que resultan mayormente del ensanchamiento de poros intergranulares o intercrystalinos (*vuggy poro-*

sity). Su formación parece ser favorecida por el enriquecimiento en CO_2 de las aguas subterráneas durante la maduración de hidrocarburos. Se mencionó una porosidad debida a los estilolitos que favorecen también la circulación de fluidos.

4.3. Porosidad que depende o no de la estructura

Entre las porosidades que puede depender o no de la estructura de la roca (fig. 8), encontramos la porosidad de brecha, ya que existen brechas primarias o tectónicas, y los vacíos dejados por litófagos (perforaciones = *boring*), bioturbaciones (*burrow*) y grietas de desecación o retractación (*shrinkage*).

En resumen, la porosidad en rocas carbonatadas resulta de causas sedimentarias primarias (inter- o intragranular, fenestrae, bioturbación, etc.), diagenéticas secundarias (disolución, epigénesis), tectónicas (fracturas, brechas) o kársticas (grutas, conductos). Por lo tanto, en la búsqueda de reservorios, es sumamente importante conocer la historia geológica completa de un depósito calcáreo.

V. FACTORES QUE CONTROLAN LA SEDIMENTACION CARBONATADA

La sedimentación carbonatada siendo mayormente de origen químico y biológico, es controlada por factores físico-químicos y ecológicos. Entre los primeros, la temperatura depende de la latitud, del clima, la profundidad de depósito y las corrientes; la salinidad depende de las corrientes y del clima (evaporación, pluviosidad, ríos); y la abundancia de elementos disueltos (CO_2) es controlada por la temperatura y la presión, o sea por la profundidad.

Entre los segundos, el eustatismo controla la profundidad en la cual pueden vivir o no los organismos; la penetración de la luz en el agua depende de la turbidez del agua y de la duración del día; la tectónica y la geografía controlan la abundancia de aportes detríticos que inhiben la vida bentónica; y la naturaleza del substrato influye sobre la vida bentónica.

1. Propiedades físico-químicas del agua

1.1. Temperatura

La importancia de la temperatura está ilustrada por la repartición latitudinal de la sedimentación calcárea en el mundo (fig. 9 y 10). El dominio intertropical está dominado por depósitos ricos en corales y algas verdes (*Chlorozoan association*), mientras que las zonas templadas reciben mayormente sedimentos con foraminíferos y moluscos (*Foramol association*) asociados con crustáceos, briozoarios y algas rojas. Ya que los corales solo soportan una salinidad normal ($\approx 32-40\%$, fig. 9), la persistencia de las algas verdes en aguas cálidas con salinidad anormal o variable da lugar a una asociación a clorofíceos (*Chloralgal association*, fig. 9 y 10).

Los granos sin esqueletos son ausentes en aguas cuya temperatura promedio es inferior a 18°C (tem-

















Porosidad dependiente de la textura	Porosidad independiente de la textura
 intergranular	 de fractura
 intragranular	 de conducto
 intercrystalina	 de vacío (<i>vug</i>)
 de molde	 de gruta
 fenestral	 estilolítica
 de abrigo	
 estructural	
Porosidad dependiente o no de la textura	
 brecha	 perforación
 bioturbación	 grieta

Fig. 8 : Tipos de porosidad en las rocas carbonatadas (según Choquette y Pray 1970). Los vacíos y poros aparecen en negro.

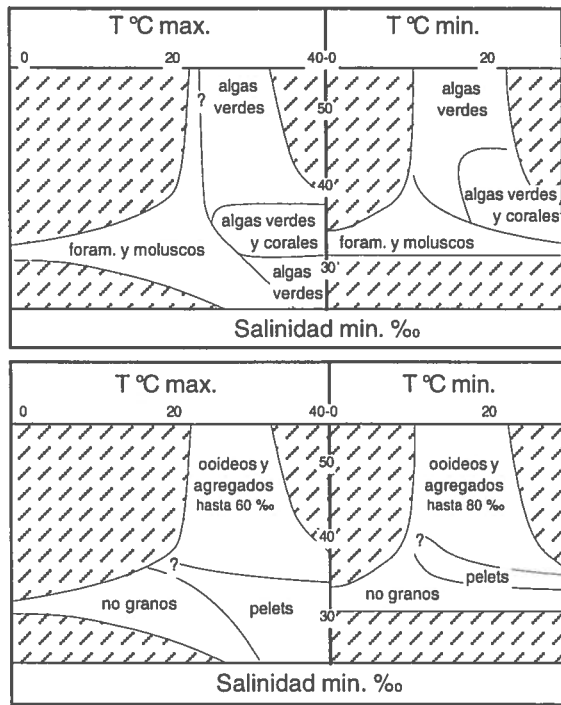


Fig. 9 : Asociación dominante de fauna (arriba) y granos (abajo) en función de la temperatura (horizontal) y salinidad (vertical).

peratura mínima inferior a 15°C).

1.2. Salinidad

El desarrollo de corales está impedido cerca de la desembocadura de ríos grandes (India, China, fig. 10), debido a la subsalación, pero algas verdes pueden ocurrir en zonas templadas cerradas y hasta sobresaladas (fig. 9).

Las facies con oolitas y agregados están restringidas a zonas tropicales (Atlántico) y cuencas some-

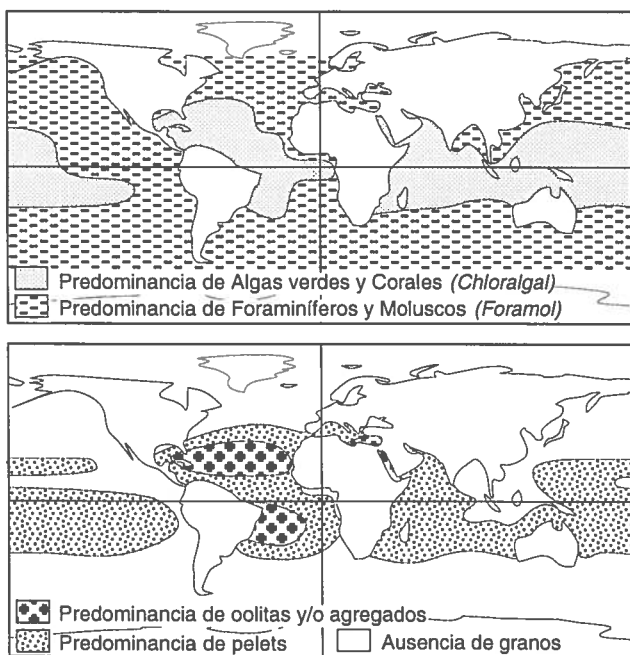


Fig. 10 : Repartición teórica de los bioclastos (arriba) y de los granos (abajo) en los carbonatos neríticos, si los fondos oceánicos estuvieran entre 0 y 100 m de profundidad.

tidas a evaporación y sobresalación (Mar Rojo, Golfo Pérsico, etc.). Pueden encontrarse en aguas de salinidad hasta 80‰ (fig. 9 y 10).

1.3. Profundidad y compensación de los carbonatos

La temperatura disminuye rápidamente con la profundidad hasta llegar a 5°C a 1000 m, luego más lentamente, hasta ≈ 2°C. Paralelamente, la presión aumenta y determina un incremento de la fracción disuelta de CO₂ y una baja del pH, que provocan una disolución creciente de los carbonatos con la profundidad.

Mientras que la disolución de la aragonita es total a partir de ≈ 3000 m, la de la calcita aumenta rápidamente cerca de ≈ 4000 m, lo que corresponde a la lysoclina de la calcita (fig. 11). Más abajo, la profundidad crítica de la calcita es el nivel a partir del cual solo queda 10% de la calcita. La Profundidad de Compensación de la Calcita (*Carbonate Compensation Depth, CCD*) es la profundidad en la cual todo el aporte carbonático está disuelto (fig. 11). Por lo tanto, la CCD determina la repartición de los depósitos carbonatados en los océanos.

La profundidad de la CCD disminuye (aumento de la disolución) : (1) cuando la productividad planctónica está baja, ya que se produce poco CaCO₃, (2) cuando la productividad bentónica es alta, ya que el CaCO₃ disuelto está utilizado de manera intensiva, o (3) cuando el agua es más ácida, por ejemplo cuando el CO₂ y/o la materia orgánica están abundantes.

Así, actualmente se observa (fig. 12) una CCD poco profunda en el Pacífico, poco oxigenado (baja productividad planctónica) y en los bordes de los océanos donde la materia orgánica y la vida bentónica son importantes.

La profundidad de la CCD también varió en los tiempos geológicos, en relación con factores eustáticos, tectónicos, climáticos y oceanográficos. Por ejemplo, parece existir una relación entre una CCD alta, que favorece la disolución, y un alto nivel eus-

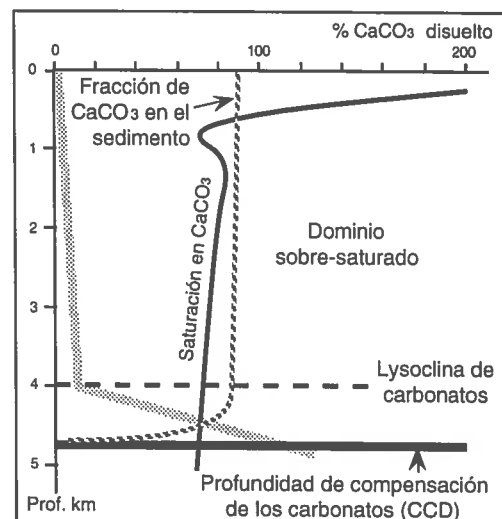


Fig. 11 : Fracción del CaCO₃ en el Pacífico ecuatorial. La línea gruesa color gris representa la relación : tasa de disolución / tasa de aportes x 100.

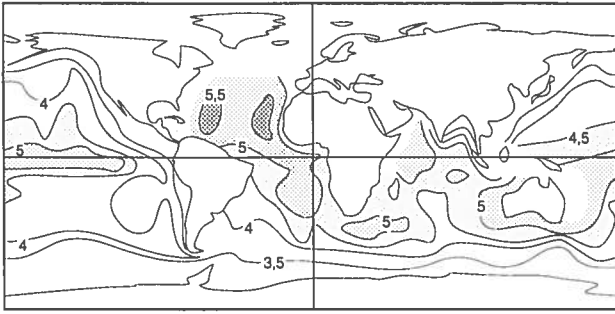


Fig. 12 : Topografía actual de la Profundidad de Compensación de los Carbonatos (CCD) en km (según Berger y Winterer 1974).

tático marino.

La existencia de la CCD explica la ausencia de sedimentos carbonatados pelágicos batiales actuales así como en el registro geológico. En cambio, es frecuente la sedimentación carbonatada sobre las dorsales, poco profundas y sin aportes terrígenos.

1.4. Luz y turbidez del agua

El límite inferior de la zona fótica determina la profundidad máxima de vida de los organismos que dependen de la fotosíntesis y que constituyen a menudo el medio favorable y/o el inicio de la cadena alimentaria de los productores de carbonato. La presencia de partículas detríticas en suspensión, al aumentar la turbidez del agua, impide la penetración de la luz y el desarrollo de la sedimentación calcárea. Además, la sedimentación arcillosa impide a muchos organismos bentónicos de alimentarse.

En aguas claras, el límite inferior de la zona fótica llega hasta más de 100 metros. Sin embargo, la mayor parte de los carbonatos actuales es producida entre 0 a 15 m de profundidad. Esta capa de agua somera se comporta como una fábrica biológica y química de carbonatos (*carbonate factory*) en la cual las tasas de sedimentación actuales alcanzan ≈ 1000 m/Ma en arrecifes (se mencionó una tasa de 6000m/Ma) y 100 a 500m/Ma en lagones tras-arrecifales o en plataformas internas (Tucker y Wright 1990). La comparación de esas cifras con el espesor de los carbonatos de plataforma antiguos (< 100 m/Ma en el Triásico o el Urganiano de los Alpes, 200m/Ma para el Turoniano del Norte peruano) demuestra que los depósitos preservados solo representan breves épocas de depósitos (alto nivel del mar), separados por largas lagunas sedimentarias.

1.5. Corrientes y vientos

El amplio desarrollo de facies tropicales (corales y algas verdes) en la parte Oeste de los océanos (fig.

10) es debido a la fuerza de Coriolis que lleva las corrientes superficiales calientes hacia zonas templadas. En las mismas zonas, la abundancia de granos de alta energía (fig. 10) sería debida a los vientos alisios soplando hacia el Oeste, y a la presencia de los ciclones tropicales que circulan de Este a Oeste.

2. Factores geodinámicos

2.1. Eustatismo

Las variaciones eustáticas provocan cambios en el tipo de sedimentación en las plataformas. Las regresiones, al aumentar la superficie de los continentes, aumentan los aportes detríticos y la turbidez del agua. También las regresiones son épocas de clima más frío. Por lo tanto, las épocas de alto nivel marino son más favorables al desarrollo de plataformas carbonatadas, y al depósito de numerosas, gruesas y extensas secuencias calcáreas. Ejemplos clásicos de esta situación son el Triásico medio y superior, el Jurásico medio a superior y el Cretáceo medio a superior. Schlager (1981), Kendall y Schlager (1981), Sarg (1988) y Arnaud y Arnaud (1991) publicarán trabajos clásicos tratando de las relaciones entre eustatismo y sedimentación carbonatada.

2.2. Tectónica

Al determinar el relieve y la erosión, la tectónica controla también la abundancia de los aportes detríticos procedentes del continente y la turbidez de las aguas en las plataformas. Por lo tanto, las épocas orogénicas no son favorables al desarrollo de plataformas carbonatadas. Por ejemplo, el fin del depósito de potentes series calcáreas en el margen andino en el límite Turoniano-Coniaciano corresponde al inicio de la «fase peruana» del Cretáceo superior.

La actividad tectónica destruye las plataformas morfológicas en los bordes de los continentes y crea pendientes y taludes abruptos. En consecuencia, las zonas de aguas someras propicias a la producción carbonatada son muy estrechas y no dan lugar a depósitos extensos de carbonatos de plataforma. En cambio, la presencia de altos fondos submarinos o costeros formados por la tectónica o la actividad volcánica puede dar lugar al crecimiento rápido de arrecifes.

Por ejemplo, en el período orogénico actual, con relieves importantes y escasas plataformas carbonatadas, la actividad del plácton es responsable de 90% del CaCO_3 (80% de los depósitos son pelágicos), un 6% está producido por arrecifes, 3% resultan de la formación de lodos aragoníticos y los organismos bentónicos solo fabrican 1% de la calcita actual.

CAPITULO II

PROCESOS SEDIMENTARIOS Y DIAGENETICOS

FIGURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS Y SECUNDARIAS

I. INTRODUCCION : FIGURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS Y PROCESOS SEDIMENTARIOS

Las figuras sedimentarias son aspectos particulares presentados por el sedimento. Sin embargo, la descripción de una estructura sedimentaria no lleva informaciones, si no está interpretada en términos de proceso sedimentario. Los procesos sedimentarios que intervienen producen : (1) estructuras mecánicas que informan sobre el grado de energía en el momento de la depositación (estructuras internas) o poco después (retrabajamientos); (2) figuras de origen físico-químico que indican condiciones particulares en el momento del depósito (confinamiento, emersiones, salinidad, etc.); (3) figuras debidas a factores biológicos que informan sobre el medio ecológico : profundidad de depositación, tasa de sedimentación, salinidad, naturaleza del substrato, etc.; y (4) figuras ligadas a procesos diagenéticos, que importa conocer para no confundirlas con otras figuras sedimentarias primarias, ya que se forman después de la sedimentación (secundarias) o para determinar la evolución posterior del sedimento.

Por lo tanto, el reconocimiento y el análisis de las figuras sedimentarias primarias constituyen una de las principales herramientas para la interpretación del medio sedimentario. Por esta razón, presentamos una clasificación genética de las figuras (en función de su origen), y no una clasificación descriptiva.

II. FIGURAS SEDIMENTARIAS DE ORIGEN MECANICO

Las figuras sedimentarias de origen mecánico son escasas en los depósitos carbonatados, ya que el medio de depositación es a menudo de energía débil. Cuando se encuentran, tienen el mismo aspecto como en los depósitos clásticos.

1. Figuras de corriente

Las figuras de corrientes se encuentran mayormente en arenas calcáreas (calcarenitas) y son del mismo tipo que en las rocas detríticas.

La morfología de las estratificaciones cruzadas (*cross stratification*) formadas en medio acuático está controlada por el nivel de energía de depósito y la granulometría del sedimento (fig. 13).

Las **ondulitas** de corriente centimétricas (*ripples*) se forman en régimen de energía baja y/o en sedimentos de grano fino a medio, mientras que las

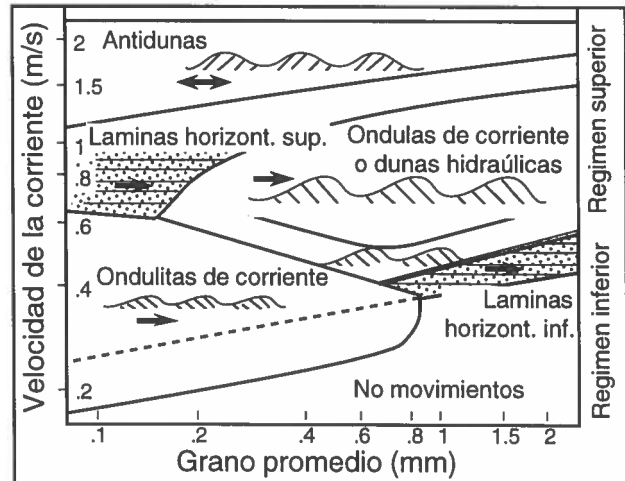


Fig. 13 : Morfología de los cuerpos con estratificaciones cruzadas, en función de la energía y de la granulometría.

ondulas de corriente (*megaripples*), de tamaño decimétrico, caracterizan un nivel de energía moderado y/o un sedimento de grano medio a grueso. La dirección de la corriente está dada por el buzamiento de las láminas oblicuas o de la vertiente más parada de la ondulita.

La cresta de las ondulitas también varía en función de la energía. Es recta cuando la energía es baja (cresta rectilínea, *long-crested*), y se vuelve ondulosa (cresta sinuosa, irregular) o curvas y discontinuas, en ambiente de energía alta (cresta lingoidea, *lingoid*, o en cachos, *cusped*, *lunate crest*).

Las estratificaciones discontinuas caracterizan alternancias de períodos de energía alta o moderada, y de energía baja, como son las llanuras maréicas, por ejemplo. En orden de energía decreciente, se encuentran (fig. 14) : laminaciones flaser (*flaser laminations*, areniscas con escasas capas de lodo); laminaciones onduladas (*wavy laminations*, alternancia de areniscas y estratos delgados de lutita); laminaciones lenticulares (*lenticular laminations*, lutitas con ondulitas de areniscas); laminaciones bandeadas (*streaky laminations*, lutitas con delgadas láminas de silt). Un caso particular es la estructura en espiga o en espina de pez (*herring bone*), formada por lechos de ondulitas de sentido opuesto, que indica la alternancia de corrientes moderadas de sentido contrario, como se encuentran en las llanuras tidales.

Las láminas horizontales (fig. 13) corresponden sea a una energía baja (laminaciones mecánicas tidales por ejemplo), sea a una energía alta (laminaciones paralelas de playas por ejemplo, edificadas por la acción de las olas).

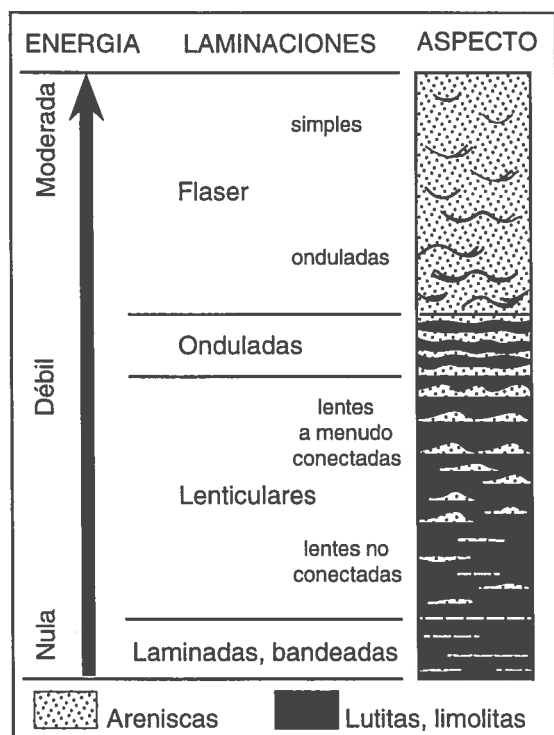


Fig. 14 : los varios tipos de estratificación discontinua (según Reineck y Singh 1982).

Las figuras de base de bancos encontradas en calcarenitas, calciturbiditas o areniscas calcáreas son las mismas como en los depósitos silicoclásticos.

2. Figuras de transporte y erosión

Los cantos blandos (*flat pebbles*) resultan del re-trabajamiento de láminas fragmentadas por desecación, de bordes de canales, etc. Su litología corresponde a menudo a la de la capa infrayacente, y es generalmente vecina a la del sedimento encajonante.

Las estructuras en flama (*flamme structure*) son interdigitaciones asimétricas en el contacto entre capas de litología distinta. Resultan sea del re-trabajamiento de la capa infrayacente por las corrientes, sea a figuras de carga.

Las granoclasificaciones (*grading*) normales corresponden a depósitos de energía decreciente (corriente decelerando). Se encuentran en turbiditas, rellenos de canales, etc.

Los canales (*channels*) son estructuras erosivas lenticulares, con convexidad hacia arriba, rellenas por depósitos de grano decreciente.

Las estratificaciones oblicuas volcadas (*overturns*), frecuentes en los sedimentos clásticos, casi nunca se encuentran en sedimentos carbonatados.

Las tempestitas (*tempestites*) carbonatadas son más frecuentemente identificadas en los medios inter- a supratidales. Casi no están mencionadas en medios subtidales, probablemente porque las estructuras características, bien marcadas en sedimentos clásticos, no se forman en el lodo calcáreo fino.

Acumulaciones delgadas de fauna marina en medio supratidal están generalmente interpretadas como tempestitas supratidales (fig. 15). Son secuencias centi- a decimétricas granoclasificadas con ba-

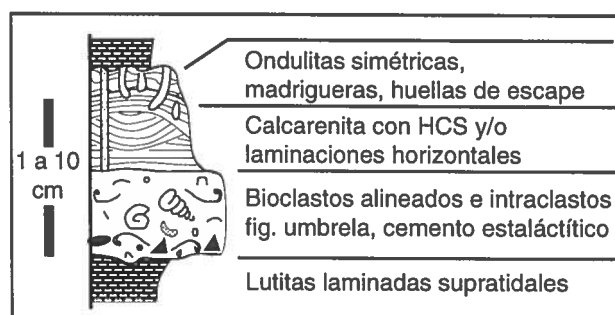


Fig. 15 : Secuencia típica de tempestita carbonatada en medio supratidal (según Sellwood, in Reading 1986).

se erosiva. Empiezan con lumaquelas de bioclastos marinos (a veces alineados) con cantos blandos; siguen con calcarenitas a veces granoclasificadas con estratificaciones en mamelon (*Hummocky Cross Stratification*, HCS) o laminaciones horizontales; y terminan con ondulitas bioturbadas (madrigueras) (fig. 15). Pueden presentar huellas de escape de organismos atrapados por debajo de la tempestita.

3. Figuras ligadas a la gravedad

3.1. Figuras de carga (*load structures*)

Las figuras de carga se forman en el contacto entre dos capas de densidad contrastante, cuando están todavía no consolidadas. Por lo tanto, están más frecuentes en sedimentos clásticos.

Areniscas más densas se hunden dentro de lutitas plásticas que suben y forman pequeños diapiros. Las estructuras que resultan pueden tener la forma de pequeños canales o, más típicamente, de laminaciones convolutas (*convolute laminations*) o de seudonódulos.

3.2. Pliegues y brechas sinsedimentarios

Pliegues plásticos sinsedimentarios se forman cuando sedimentos todavía no endurecidos deslizan en una pendiente (*slump*), y pueden presentar el aspecto de laminaciones convolutas. Pasan frecuentemente lateralmente a brechas sinsedimentarias, por fragmentación del banco deslizado. Nota : el carácter sinsedimentario de estas estructuras solo está comprobado por la presencia de una capa-sello horizontal sobreyacente.

Las laminaciones convolutas pueden resultar también (1) de una deformación por fenómenos de carga; (2) del escape de agua del sedimento infrayacente; o (3) del cambio de volumen por desecación (retractación) o, más raramente, por cristalización (evaporitas).

Brechas (*breccias*) con elementos calcáreos se encuentran en varios contextos. Bolsos localizados de brecha corresponden generalmente a rellenos de cavidades de disolución (véase karsts y brechas de disolución). Microbrechas calcáreas (calciruditas) con fragmentos orgánicos se encuentran a menudo al pie de arrecifes.

Brechas masivas gruesas con elementos líticos son generalmente ligadas a la actividad tectónica. Pueden ser depósitos de pie de fallas activas (clastos angulosos poco seleccionados), o calciturbiditas gruesas (elementos algo redondeados y selecciona-

dos). Bloques o cantos aislados caracterizan depósitos de pendiente, o zonas alejadas de fallas activas.

Brechas sinsedimentarias tidales pueden corresponder a brechas de desecación o a derrumbes de los bordes de canales de marea si son localizadas, o a una actividad tectónica sinsedimentaria (seismos, pendiente) que fragmenta a los estratos precozmente litificados.

3.3. Diques sedimentarios

Los diques sedimentarios (*neptunian dykes*) son grietas abiertas hacia arriba y rellenas por un sedimento diferente del encajonante. Pueden ser fallas abiertas encima de una masa deslizada por gravedad (*slump scars*), o quebradura por sacuda debida a una inestabilidad tectónica (a menudo es difícil distinguir del origen anterior). Las grietas de desecación o de congelación tienen un tamaño menor.

3.4. Rellenos geopetales

La parte inferior de una cavidad en un sedimento puede estar rellena parcialmente por un sedimento coetáneo (relleno geopetal), la parte superior vacía estando rellanada generalmente por calcita. Estas figuras constituyen buenos criterios de polaridad.

III. FIGURAS SEDIMENTARIAS DE ORIGEN FISICO-QUIMICO

1. Figuras ligadas a la desecación

Las figuras ligadas a la desecación caracterizan la zona inter- a supratidal. Pueden presentar aspectos variados, según el tipo de sedimento y el plano de observación.

1.1. Grietas de desecación

En la superficie superior de un banco, las grietas de desecación presentan el aspecto de una red poligonal, a menudo en relieve por estar rellenas por el sedimento sobreyacente (polígonos de desecación, *desiccation polygons*). Cuando están observadas en sección, se presentan como grietas abiertas hacia arriba (grietas de desecación *s.s.*, *desiccation cracks*, *mud cracks*, fig. 16) de forma recta o quebrada, y de tamaño milimétrico a decimétrico. Entre las grietas, las láminas o capas del sedimento están a menudo deformadas y presentan una forma de cubeta. En sección, esta deformación resulta en una forma en carpa (*teepee*), de tamaño centimétrico hasta métrico, el eje de simetría siendo la grieta (fig. 16). Cuando la desecación afecta a las paredes de la grieta, las capas o láminas están despegadas una de la otra y el sedimento que rellena la grieta y sus ramas presenta el aspecto de un árbol de navidad (fig. 16).

1.2. Laminaciones convolutas y *fenestrae*

La desecación provoca, por pérdida de volumen y cristalización precoz, la retractación y la deformación de las láminas que pueden plegarse y presentar el aspecto de laminaciones convolutas. Dicha deformación está frecuentemente asociada con el despegue de las capas entre sí, que conlleva la formación de cavidades irregulares alineadas, de tamaño milimétrico, posteriormente rellenas por calcita (*fenestrae*, fig. 16).

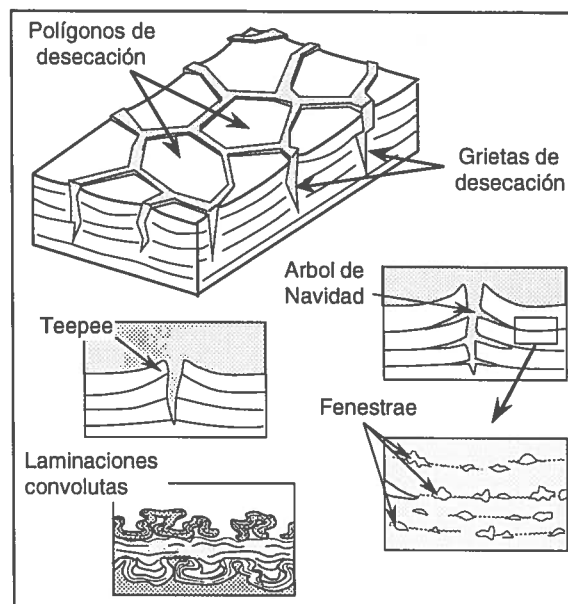


Fig. 16: Estructuras debidas a la desecación.

2. Figuras ligadas a la cristalización

2.1. Seudomorfosis

En clima árido y en medio inter- a supratidal, es frecuente la precipitación de cristales de evaporitas. Durante la diagénesis precoz, están generalmente disueltos y los vacíos están rellenos por calcita, formando pseudomorfosis (*pseudomorphs*), cuya forma indica la naturaleza del cristal o mineral original (fig. 17).

2.2. Deformaciones por cristalización

La cristalización de nódulos de anhidrita o cristales de yeso o de sal está acompañada por un aumento significativo de volumen, que provoca la deformación del sedimento (fig. 17). Esta deformación por cristalización puede consistir en laminaciones convolutas, fragmentación, pseudo-plegues, teepees o aún pseudo-fallas inversas.

2.3. Dolomitización

La precipitación de yeso, rico en Ca, provoca el incremento de la fracción de Mg en las aguas, que puede provocar la formación de dolomita o la dolomitización de la calcita ya depositada, como es el caso en lagos salados continentales (salares) o lagunas litorales sobresaladas y evaporíticas (*sabkhas*).

2.4. Precipitación de calcita

En escasos casos, la precipitación de calcita por saturación del agua puede ser espontánea, y deposita micrita calcárea. La formación de las láminas concéntricas de las oolitas está interpretada como el resultado sea de la fijación de calcita por las algas azules (véase estromatolitos), sea más probablemente, por fenómenos de precipitación físico-química.

La mayoría de las oolitas se forman en aguas someras, calientes y agitadas, probablemente por precipitación físico-química, favorecida por la fotosíntesis y la temperatura del agua. Sin embargo, se conocen también oolitas, muy probablemente de origen físico-químico, en medios muy abrigados de agua dulce (grutas, minas), y la formación de las oolitas sigue siendo un objeto de investigación.

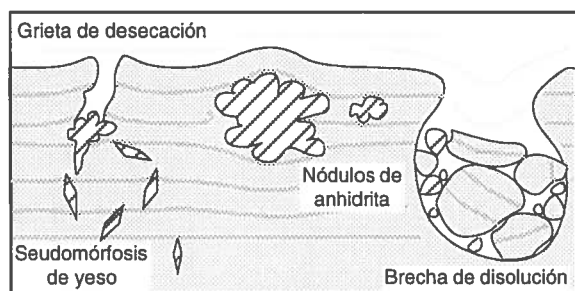


Fig. 17 : Tipos de cristalización y disolución en el ejemplo de un sedimento inter- a supratidal evaporítico.

3.5. Superficies endurecidas (*hard-grounds*)

En las plataformas carbonatadas, las interrupciones de sedimentación en medio subacuático están frecuentemente marcadas por bancos perforados, cuya superficie superior está revestida por una capa ferruginosa y/o fosfática (*hard-grounds*). Esta se forma por precipitación química en medio oxidante sobre la superficie ya endurecida del banco.

3. Figuras ligadas a la disolución y la circulación

3.1. Brechas de disolución

Sedimentos inter- a supratidales, están sometidos a la circulación de aguas marinas o dulces. Esta circulación disuelve las evaporitas, dejando huecos en los cuales los sedimentos sobreyacentes o encajonantes derrumben. Estos colapsos resultan en brechas sinsedimentarias, a veces con elementos métricos, sin ningún significado tectónico, pero muy típicas de depósitos evaporíticos (fig. 17).

3.2. Karsts

Los karsts son redes hidrográficas subterráneas, excavadas en rocas solubles (calizas, evaporitas), por el ensanchamiento por disolución de fracturas, fallas o heterogeneidades de la roca, debido a la circulación de aguas meteóricas, generalmente ácidas. Por lo tanto, caracterizan el medio continental. Sin embargo, se mencionaron karsts submarinos excavados en evaporitas en el Mar Mediterráneo.

Las cavidades pueden estar rellenas (1) por lutitas rojas continentales que representan la parte insoluble de la roca, a veces detríticos y con restos de vertebrados; (2) por brechas resultando del derrumbe de las paredes; o (3) por sedimentos marinos, si la zona está invadida por el mar después del período de emersión. Si el karst se encuentra cerca al nivel del mar, las paredes pueden estar dolomitizadas, debido a la mezcla de aguas dulces y marinas.

3.3. Microkarsts

Las circulaciones de agua ensanchan frecuentemente las cavidades (madrigueras, fenestras, etc) o grietas (desecación) pre-existentes, y pueden hacerles comunicar, formando así una microred de tipo kárstico, llamada microkarst (microkarsts).

3.3. Dolomitización

La mezcla de aguas dulces y de agua marina salada favorece la cristalización de dolomita o la dolomitización del sedimento carbonatado (Land y Folk 1975). Por ejemplo, la circulación de agua dul-

ce en la zona inter- a supratidal, y su mezcla con las aguas marinas saladas, favorece la formación de dolomía primaria y el reemplazamiento de la calcita por cristales de dolomita (dolomitización secundaria). La dolomitización (asociada con calcita, la aragonita estando ausente) está observado también debajo de los atollons (islas arrecifales), donde el agua de lluvia que recibe la isla alimenta una napa freática de agua dulce que se mezcla en profundidad con las aguas marinas (Bourrouilh 1973).

3.4. Paleosuelos

La exposición subaérea de sedimentos carbonatados da lugar a la formación de paleosuelos correspondiendo a costras calcáreas, también llamadas costras zonales, costras pedológicas, caliches, calcretas (*calcretas*), etc. Consisten generalmente en elementos carbonatados con cemento de color amarillo, marrón, anaranjado o rojizo debido a la abundancia de óxido de hierro. El cemento puede ser de calcita zonada o laminada de origen químico (precipitación por evaporación), o de micrita conteniendo partículas detríticas, llevadas por el viento o por tempestades.

Los elementos carbonatados son litoclastos que provienen de la roca infrayacente o de la fragmentación o retrabajamiento de la costra, que pueden formar brechas; ooideos o pisolitos con estructura concéntrica asimétrica, que resultan de concreciones sucesivas; peletoides formados por la micritización de otros elementos; y agregados constituidos por la cementación de varios elementos por micrita.

Aspectos particulares de las costras calcáreas incluyen grietas curvas milimétricas formadas por desecación; microkarsts o microcavidades debidas a la disolución por el agua dulce; microtubulas que representan probablemente huellas de pequeñas raíces; laminaciones estromatolíticas de origen algáreo; laminaciones micríticas no algáreas, a menudo densas, oscuras y mineralizadas formadas por la acumulación de partículas, cementadas por calcita depositada por evaporación; y deformaciones (pseudo-anticlinales, fallas inversas, quebraduras) debidas al aumento de volumen por cristalización y/o cementación de la costra.

4. Varíos

4.1. Gotas de lluvia

Las improntas de gotas de lluvia son pequeñas depresiones circulares ($\varnothing < 1$ cm) con bordes en relieve, que caracterizan la superficie de bancos depositados en medio subaéreo.

4.2. Varvas

Las calizas lacustres están caracterizadas por alternancias de laminaciones horizontales milimétricas, de color claro o oscuro, llamadas varvas, que representan variaciones, a menudo estacionales de los aportes. Generalmente, las láminas oscuras de arcilla y materia orgánica corresponden a los inviernos, y pasan gradualmente a las láminas claras constituidas por calcita, que se depositan durante el verano.

4.3. Figuras de escape de fluido

Las figuras de escape de fluido están generalmente caracterizadas por la deformación hacia arri-

ba de la estratificación y/o del banco. Pueden presentar aspectos siguientes : volcanes de lodo («*monroe*»), estructuras en chimenea (*pipe structures*), laminaciones convolutas, etc.

IV. FIGURAS SEDIMENTARIAS DE ORIGEN BIOLÓGICO

1. Bioturbaciones

1.1. Huellas (*trails*)

La superficie de los bancos calcáreos puede presentar huellas o improntas de organismos de tipos muy variados (guzanos, gasterópodos, crustáceos, ...), que constituyen buenos indicadores de la profundidad de depósito. Se distingue huellas continuas de reptación, o huellas de organismos con patas.

1.2. Huellas de excavación

La actividad orgánica es generalmente intensa en los medios favorables al depósito de carbonatos. Dependiendo de la litificación del sedimento y de la intensidad de la actividad biológica, la bioturbación tiene aspectos diferentes (fig. 18).

La destrucción de las estructuras primarias (estratificación) indica un sedimento muy flojo, no litificado y/o una actividad biológica intensa.

Las bioturbaciones *s.s.* (*bioturbations*) son fantasmas de cavidades con contornos vagos, rellenos por un sedimento generalmente poco diferente del sedimento encajonante (fig. 18). Indican un sedimento poco endurecido y/o una actividad biológica moderada.

Las madrigueras (*burrows*) con contornos nítidos y relleno distinto del sedimento encajonante, caracterizan un sedimento endurecido y una actividad orgánica localizada.

Las perforaciones (*borings*) de organismos litófagos afectan un sedimento ya endurecido. Se diferencian de las madrigueras por cortar las estructuras o bioclastos del sedimento (fig. 18). Organismos perforadores incluyen moluscos (*Pholas*), esponjas, anélidos y algas.

Huellas de escape (*escape structures*) son bioturbaciones verticales, cuyo relleno presenta laminaciones con marcada concavidad hacia arriba, debidas a la fuga de organismos entrampados por debajo de sedimentos depositados rápidamente (turbiditas, tempestitas).

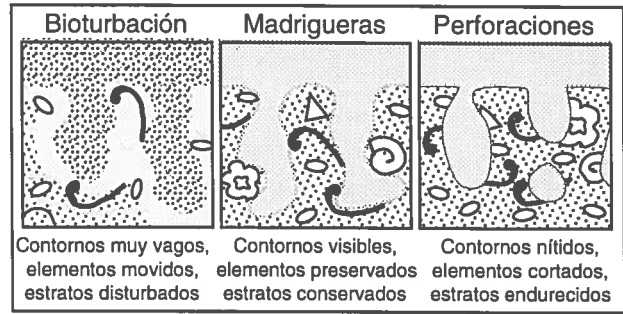


Fig. 18 : Varios tipos de bioturbaciones *s.l.*, en función de la actividad biológica y/o de la litificación del sedimento.

En el medio inter- a supratidal, las madrigueras o galerías de crustáceos, cangrejos u otros, tienen paredes endurecidas por diagénesis precoz y no están rellenas, por falta de sedimentación. Estas cavidades, rellenas posteriormente por calcita, forman fenestrae. En las calcarenitas, estas cavidades están frecuentemente preservadas gracias al fenómeno de clave de bóveda (*keystone-vugs*)

Las paleorraíces (*roots*) son huellas de tubos más o menos verticales, de tamaño variable (milimétrico a métrico) dejadas por las raíces de vegetales, y caracterizan los medios intertidal, supratidal y continentales (paleosuelos).

1.3. Nociones de icnofacies

La forma de las huellas y bioturbaciones encontrados en un sedimento depende de los organismos que las construyen. En consecuencia, depende del medio sedimentario, y en particular, de la profundidad relativa (fig. 19).

En medios continentales se encuentran improntas de vertebrados terrestres, bioturbaciones vegetales (paleorraíces), huellas y madrigueras de organismos continentales (guzanos, crustaceos, etc.).

En el medio sublitoral somero (plataforma interna), viven mayormente organismos que se alimentan con las partículas puestas en suspensión por las olas, mareas y corrientes. Por lo tanto, viven instalados verticalmente en el sedimento, con los brazos agitados en el agua. Las icnofacies *Skolithos* y *Glossofungites* están dominadas por madrigueras verticales, u oblicuas en menor proporción (fig. 19). Los medios inter- a supratidal están dominados por madrigueras verticales (icnofacies *Skolithos*), generalmente rellenas por calcita.

En el medio sublitoral profundo (plataforma ex-

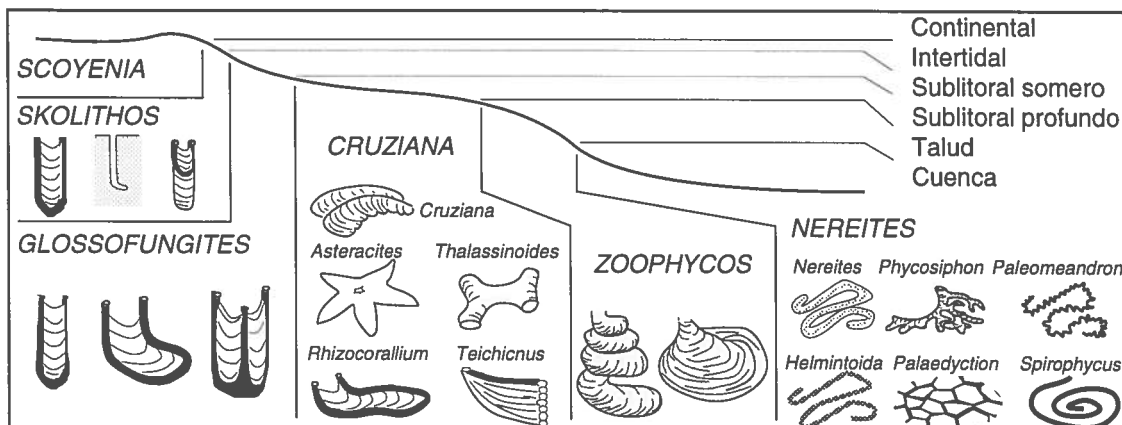


Fig. 19 : Distribución de las icnofacies en función de la profundidad relativa.

terna), el agua está agitada solo durante las tempestades o por las corrientes. Los organismos se alimentan con las partículas presentes en el agua y dentro del sedimento. Por eso, coexisten madrigueras verticales u oblicuas y abundantes huellas de excavación más o menos irregulares. Esta icnofacies Cruziana contiene, huellas de artrópodos y bioturbaciones conocidas como *Cruziana*, *Thalassinoides*, *Asteracites*, *Rhizocorallium*, *Teichichnus*, etc (fig. 19).

En medios más profundos (talud, cuenca), la única fuente de alimentos se encuentra en el sedimento, y las bioturbaciones solo consisten en excavaciones, cada vez más compleja y elaborada con la profundidad. La icnofacies Zoophycos de medio intermedio, está caracterizada por la abundancia de huellas de excavación de forma más o menos helicoidal (Zoophycos). La icnofacies Nereites de medio batial-abisal, está caracterizada por huellas de pasto (?) muy sinuosas (*Helminthoides*, *Nereites*, *Paleomeandron*) o en espiral (*Spirophycus*), y excavaciones diverticuladas, ramificadas y/o helicoidales (*Chondrites*, *Phycosiphon*, fig. 19).

1.4. Otras informaciones brindadas por las bioturbaciones

El grado de bioturbación lleva informaciones sobre el medio de vida, el contexto sedimentario, la tasa de sedimentación, etc.

Depósitos finamente laminados preservados (no bioturbados) indican la ausencia de vida bentónica y un medio de vida hostil posiblemente anaeróbico o con salinidad anormal. Una madriguera rellena solo con calcita indica la ausencia de sedimentación y una litificación rápida de sus paredes (medios inter- a supratidales). El relleno de las perforaciones informa sobre el tipo de sedimentación que siguió su excavación, y que no siempre está preservado.

Un aumento de la bioturbación puede ser interpretado como el resultado de una disminución de la tasa de sedimentación. Perforaciones abundantes en el tope de un banco indican un hiato de sedimentación, ya que ocurrieron la litificación y la bioturbación antes del depósito del banco sobreyacente.

2. Actividad de organismos constructores

2.1. Algas azules

Las algas azules microscópicas viven en ambiente húmedo y pueden desarrollarse en substratos duros. Formando tapices mucilaginosos, que entrapan y cementan partículas sedimentarias, a veces grano-clasificadas, formando laminas llamadas laminaciones estromatolíticas. Su presencia indica la ausencia de animales pastadores como son los gasterópodos, o los gusanos polychaetos.

Cuando se instalan en la superficie de una playa, edifican láminas milimétricas superpuestas, originalmente más o menos horizontales y pronto afectadas por polígonos de desecación. Estos tapices algálicos (*algal mat*) caracterizan las zonas intertidales abrigadas (fig. 20).

Los estromatolitos (*stromatolites*) son cuerpos hemisféricos o columnares con estructura laminada debida a la actividad de las algas azules. Pueden edificarse a partir de un tapiz algálico fragmentado por

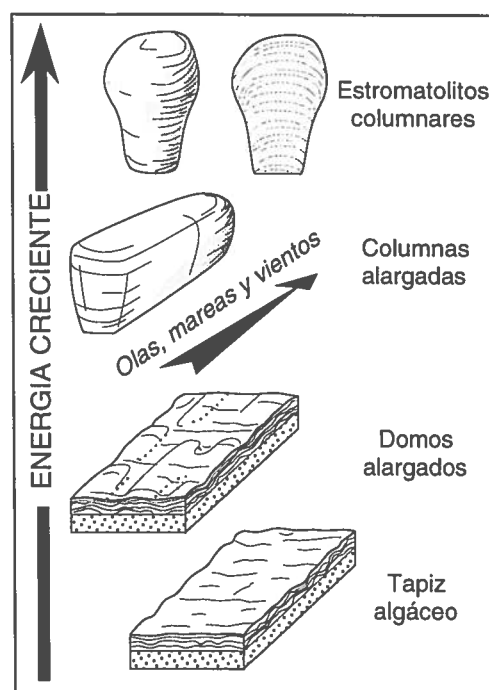


Fig. 20 : Forma de las estructuras estromatolíticas en función de la energía de las olas, mareas y vientos (según Hoffman 1976 in Tucker y Wright 1990).

desecación, o espontáneamente. Caracterizan la zona intertidal y, a veces, la zona subtidal muy somera. Su forma depende del nivel de energía. Las formas en columna, domo o nódulo (estromatolitos) caracterizan medios de energía moderada, mientras que las formas planares (tapices algálicos) se encuentran en medios abrigados (fig. 20).

Cuando las algas azules se instalan sobre un núcleo, construyen un oncolito (*algal ball*) con estructura concéntrica, que indica un medio de muy baja energía. Están difíciles de distinguir de los oncoideos formados por precipitación fisico-química.

2.2. Algas rojas

Las algas rojas (Rhodoficeos) son responsables de la construcción de nódulos algálicos micríticos, gruesos, con estructura concéntrica irregular, llamados rhodolitos (*rhodolites*). Difieren de los oncolitos edificados por las algas azules, por ser constituidos por las células mismas de la alga roja. Pueden tener también una estructura pseudo-columnar.

2.3. Corales

Los corales son organismos constructores muy importantes, con esqueleto calcáreo, que viven solitarios o en colonias en aguas muy someras, calientes, limpias y agitadas (oxigenadas). Están generalmente asociados con algas, foraminíferos bentónicos, moluscos, esponjiarios, etc., y edifican arrecifes caracterizados por una tasa de sedimentación y una productividad de partículas y granos carbonatados muy altas. Además, los arrecifes juegan un papel importante en las plataformas carbonatadas, ya que separan un dominio de alta mar abierto (externo) de una zona somera y abrigada (interna).

La estructura interna de los corales está caracterizada por células tabicadas que pueden ocasionar una porosidad muy alta. La morfología de los cora-

IMPORTANTES ORGANISMOS CONSTRUCTORES	Precámbrico	Paleozoico inferior	Paleozoico medio	Paleozoico superior	Mesozoico	Cenozoico
Algas rojas						
Hexacorales hermat.						
Rudistas						
Esponjarios						
Estromatoporoides						
Corales paleozoicos						
Equinodermos						
Bryozoarios						
Epiphyton-Renalcis						
Algas verdes-azules						

Fig. 21 : Distribución geológica de los principales organismos constructores (Heckel 1974, in James 1979).

les depende del nivel de energía de su medio de vida : son más masivos y fuertes en zonas de alta energía y más delgados y frágiles en zonas abrigadas.

2.4. Caso particular de los nódulos polimetálicos

Los nódulos polimetálicos se encuentran actualmente en la superficie de las lutitas silíceas de los fondos oceánicos. Son bolas de 1 a 10 cm de diámetro, ricas en Fe, Mn, Mg, Ni, Co y Cu, con estructura concéntrica de tipo estromatolítico alrededor de un núcleo. Se forman por precipitación química directa en condiciones muy oxidantes y por concentración debida a la actividad bacteriana que explica la estructura estromatolítica. Los nódulos polimetálicos actuales representan, 200-700 10^6 t de Nickel, 40-230 10^6 t de Cobalto y 200-630 10^6 t de Cobre.

En las rocas geológicas, se presentan bajo la forma de costras irregulares con estructuras hemisféricas (*hard-grounds*), o de nódulos más o menos soldados, siempre con estructura estromatolítica. El crecimiento es extramadamente lento (pocos mm/Ma) y discontinuo. Por lo tanto, representan períodos de sedimentación muy reducida. En los Alpes, *hard-grounds* polimetálicos de algunos centímetros de grosor contienen microfauna del Albiano, Cretáceo superior, Paleoceno y Eoceno (\approx 60 Ma).

2.5. Otros organismos constructores

Entre los otros organismos constructores, las algas calcáreas (mayormente verdes) y las rudistas (bivalvos cretáceos) edifican o edificaron barreras o arrecifes, y tienen un papel importante en la producción de fragmentos calcáreos (fig. 21). Los estromatolitos y los archeocyathideos jugaron también un papel constructor importante en el Precámbrico y el Paleozoico inferior, y fueron reemplazados por esponjas calcáreas (calcisponjas) y corales en el Paleozoico superior y Mesozoico inferior (fig. 21). Esponjas, los anélidos, las ostras, etc., pueden también edificar pequeñas barreras o construcciones locales.

2.6. Micritización

La micritización (*micritization*) es la transformación de un cuerpo cristalino (mayormente calcita) en micrita, generalmente desde la perifería hacia el centro. Está debida a la acción de microorganismos perforadores (bacterias, algas endolíticas microscópicas, hongos y esponjas), la precipitación de cemento cryptocristalino y la recristalización del car-

bonato. Este fenómeno es frecuente en medios someros y protegidos, donde muchos peloides tienen este origen.

3. Fermentación de gas

3.1. Figuras de escape de gas

La fermentación de la materia orgánica en el sedimento produce gases que tienden a salir hacia arriba. El resultado del escape de gas es la deformación de la estratificación (convoluciones, «chimeneas» = *pipe structures*, etc.) y/o la edificación de pequeños volcanes de lodo.

3.2. Búrbujas de gas (*birds-eyes*)

Si el sedimento no está retrabajado (caso de las llanuras maréicas de baja energía), el gas se encuentra entrampado en el sedimento bajo la forma de búrbujas de gas redondas o ligeramente aplastadas (*birds-eyes*, ojos de pájaros).

4. Varíos

4.1. Estructuras en ombrelas

Vacíos pueden estar preservados debajo de conchas descansando sobre el substrato. Estos vacíos están posteriormente rellenados por calcita. Constituyen buenos criterios de polaridad.

4.2. Organismos en posición de vida

En depósitos carbonatados, es frecuente encontrar organismos en posición de vida (*Pinnas*, *Ostras*, corales, etc.). Además de constituir buenos criterios de polaridad, indican generalmente un medio de energía baja, ya que los organismos no estuvieron removidos o basculados.

4.3. Lumaquelas

Las lumaquelas son concentraciones de organismos de la misma especie (o de pocas especies), que constituyen un estrato o cubren la superficie de un banco. Indican un hiato o una condensación de la sedimentación, y un medio de vida difícil, ya que (1) solo sobreviven ciertas especies y (2) su desarrollo indica la ausencia de otros organismos competidores. Por ejemplo, lumaquelas de ostrácodos o gasterópodos están frecuentes en lagos (*hyposalados*) o en las lagunas litorales (*sabkhas hypersaladas*). Las mismas están asociadas con miliolideos en los lagones (salinidad variable). Lumaquelas de ostras están frecuentes en la superficie de los bancos en plataformas carbonatadas e indican una reducción de sedimentación, un medio somero, y la presencia de aportes detríticos.

V. DIAGENESIS Y ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS

La diagénesis es el conjunto de procesos que resulta en el endurecimiento del sedimento y su transformación en roca dura (litificación).

1. Introducción

La diagénesis está debida a la circulación de fluidos y al enterramiento, e incluye una asociación

compleja de procesos, entre los cuales la cementación (cristalización de CaCO_3 en los vacíos y poros), la micritización por la actividad de varios organismos, la recristalización (reemplazamiento de un mineral por otro, neomorfosis de minerales), la disolución, y la compactación son los más importantes. Estos resultan en numerosas figuras sedimentarias, llamadas precoces cuando ocurren poco después de la depositación, o secundarias cuando se forman después de la sedimentación. Depende de la naturaleza físico-química del agua con la cual el sedimento está en contacto. Se definen varias zonas (fig. 22).

La zona vadosa es la sometida a períodos de inundación y exposición aérea. El medio vadoso marino corresponde a la zona intertidal, mientras que la zona vadosa meteórica es la zona ubicada encima de la napa freática, sometida solo a las lluvias (fig. 22).

La zona freática corresponde a los medios siempre en contacto con el agua. La zona freática marina está bañada por aguas marinas saladas libres o intersticiales. La zona freática meteórica es la zona bañada por la napa freática (o artesiana) de aguas dulces (meteóricas). Entre las zonas vadosa y freática existe una zona de mezcla de aguas dulces y marinas más densas, lo que da lugar a una cuña salada.

La zona de enterramiento (*burial environment*) corresponde a medios profundos de la zona freática, en donde el papel de la temperatura y la presión ya no puede ser despreciado.

2. Diagénesis precoz

En los medios inter- a supratidales, mencionamos estructuras ligadas a la diagénesis precoz: brechas de desecación, preservación de cavidades luego rellenas por calcita, deformaciones por precipitación, cementación o cristalización, etc.. La diagénesis precoz ocurre también en medios infratidales.

2.1. En medio infratidal

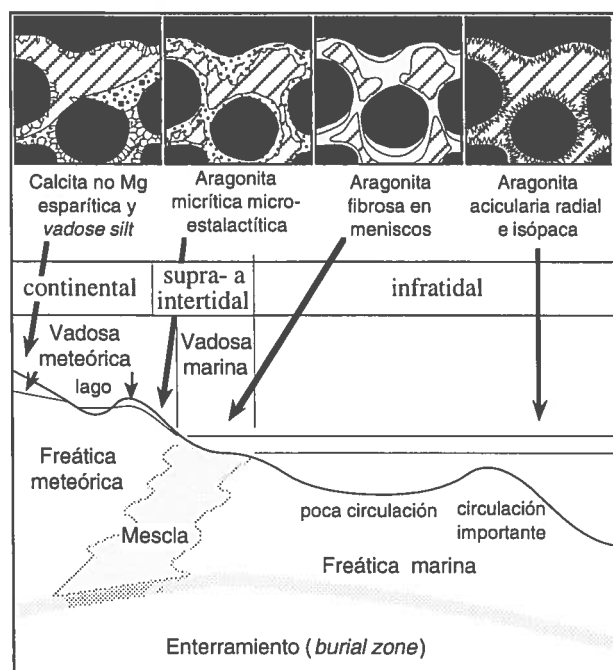


Fig. 22 : Zonas diagenéticas en una plataforma carbonatada con acuíferos abiertos y tipos de cemento asociados (según Purser 1973 y Tucker y Wright 1990).

En el medio infratidal (zona freática marina), el sedimento está siempre en contacto con el agua marina o con el agua intersticial. En medios con buena circulación (buena energía), la cementación está caracterizada por el desarrollo, en forma radial alrededor de los granos, de cristales de aragonita o calcita magnesiana luego reemplazada por calcita (fig. 22). En medios infratidales abrigados someros, el fenómeno dominante es la micritización (fig. 23).

En sedimentos antiguos, la cementación submarina precoz es responsable del endurecimiento de los fondos marinos. La formación de superficies endurecidas (*hard-grounds*) está favorecida por condensaciones y por la presencia de corrientes submarinas. Está asociada con la precipitación de óxidos de hierro (limonita, goetita), fosfatos y glauconita.

En los arrecifes, la cementación submarina precoz está expresada por el crecimiento de zonas isópacas de calcita fibrosa en los poros y vacíos. El cemento puede entrapar productos de la erosión del arrecife (calcisiltita, clastos).

2.2. En medio inter- a supratidal

Los medios inter- y supratidal corresponden a las zonas vadosa marina y meteórica respectivamente. Las emersiones esporádicas ponen el sedimento en contacto con el aire y elevan la temperatura del agua marina intersticial.

Durante las emersiones, el agua estaciona debajo de los granos, y deposita una película de aragonita o calcita magnesiana en forma de menisco, es decir concentrada en los puntos de contacto entre los granos (*meniscus cement*, fig. 22 y 23). Este cemento forma costras endurecidas, frecuentemente perforadas o encostradas en superficie, en la parte superior de las playas (*beach rock*), como las conocidas actualmente en las costas intertropicales. Ya que el sedimento no está endurecido en profundidad (zona freática), el *beach rock* puede romperse y formar brechas. Fenómenos de disolución están generalmente debidos a la presencia de vegetales.

En medio supratidal, la forma en menisco del cemento se acentúa y se observan microestalactitas colgantes debajo de los granos, que se unen y llevan a cementar las partículas (cemento estalactítico, *dripstone cement*). El cemento está constituido por partículas sedimentarias (pelets, foraminíferos, etc.) y forma una micrita aragonítica.

2.3. En medio continental

El medio continental (vadoso meteórico) está caracterizado por la presencia de agua dulce y por la exposición subaérea del sedimento.

El agua meteórica disuelve la aragonita, y la calcita magnesiana pierde su magnesio (fig. 23). Sin embargo, si el agua dulce está rica en CaCO_3 , se forma un cemento de calcita esparítica. Además, la circulación de las aguas de lluvia permite el transporte y depósito de limolitas vadosas (*vadoso silt*) bajo la forma de rellenos de cavidades geopetales (fig. 22).

Dichas características están asociadas con la presencia de dolomita, evaporitas, paleosuelos, costras laminadas y microkarsts.

2.4. Diagénesis por enterramiento

En profundidad, el proceso dominante es la pre-



Fig. 23 : Tipos de cementación, según las condiciones de diagénesis precoz, según Tucker y Wright (1990).

sión que favorece la disolución y provoca la compactación. Además de la formación de estilolitos o de porosidad, la disolución permite la circulación de fluidos cargados en CaCO_3 y su recrystalización bajo la forma de esparita.

La compactación provoca la deformación o la ruptura de los elementos figurados, la formación de grietas, la disolución al contacto entre granos, etc. Sin embargo, la compactación afecta sobre todo a los sedimentos no cementados (fig. 23) (sedimentos infratidales micritizados o supratidales con aguas agresivas).

2.5. Secuencias diagenéticas

La observación de los diferentes tipos de cemento permite conocer el medio en el cual el sedimento ha sido cementado, aunque no sedimentos se están depositando. En una secuencia de progradación de playa calcarenítica de edad Jurásico, Purser (1973) observó desde abajo hacia arriba : (1) calcita esparítica tardía, (2) cristales acicularios regulares dispuestos en forma radial del medio infratidal, (3) cemento en meniscos del medio inter- a supratidal, (4) cemento en menisco de la zona inter- a supratidal, cubierto por un cemento micrítico microestrolactítico del medio continental, con vacíos rellenos por limolita vadosa. Esta disposición indica una emersión posterior al depósito de la secuencia intertidal. El silt vadoso provendría del retrabajamiento del cemento precoz de la capa inmediatamente sobreyacente.

3. Diagénesis tardía

El enterramiento y la circulación de fluidos más o menos cargados en minerales son responsables de varias transformaciones posteriores al depósito (secundarias).

3.1. Disoluciones y recrystalización

Bajo el efecto de la presión y temperatura, o por inestabilidad química, ciertos elementos químicos están disueltos y recrystalizan en otras partes del sedimento.

Esto da lugar al relleno de vacíos por calcita o, a veces, por sílice, al reemplazamiento de elementos constituidos por minerales solubles o inestables (anhidrita, aragonita) por minerales menos solubles o más abundantes (seudomorfosis, neomorfosis). Mencionemos los fenómenos de fosfatización en contexto de sedimentación condensada (transgresión, superficie endurecida, por ejemplo) o en plataformas sometidas a upwellings, y también de silicificación, de dolomitización, etc..

3.2. Compactación

La compactación está debida al peso de la acumulación sedimentaria posterior al depósito. Provoca la expulsión del agua intersticial, la reorganización y deformación mecánica de las partículas o elementos sedimentarios. Puede tener varios efectos.

Deforma por aplastamiento los fósiles, los elementos (granos, clastos, etc.), las estructuras sedimentarias primarias, y pliega las figuras sedimentarias verticales (madrigueras, diques sedimentarios, etc.). Ya que los diferentes sedimentos no se compactan de la misma manera, la compactación deja en relieve los cuerpos poco compresibles, como las areniscas en lutitas (rellenos de madrigueras o de diques sedimentarios, pseudo-nódulos, etc.), los carbonatos ya cementados (fig. 23), o las calizas en margas o lutitas (nódulos, pequeños arrecifes, etc.). Por la misma razón, la compactación diferencial cambia la relación de espesor inicial en las alternancias de lutitas y areniscas o de calizas y margas.

3.3. Estructuras nodulares o amygdaloideas

Las estructuras amygdaloideas diagenéticas siempre se forman a partir de heterogeneidades de la roca. Las heterogeneidades pueden haber sido bioturbaciones, pequeñas fracturas formadas por tectónica o deslizamiento gravitacional, etc.. Están luego reforzadas por el efecto de la compactación, y por la disolución del carbonato, que favorece la concentración de las partículas insolubles (arcilla) entre las lentes carbonatadas.

Un caso particular son los cuerpos calcáreos más o menos redondos y alineados, encajonados en margas o lutitas ligeramente calcáreas (nódulos, miches en frances). Estos traducen variaciones locales de la fracción carbonatada, luego ensamblada o concentrada durante la diagénesis.

3.4. Pedernales, sílex

Los nódulos de sílex (*cherts*) están más abundantes en medios pelágicos profundos, donde están formados por la sílice fijada por microorganismos silíceos (radiolarios, diatomeas). Sin embargo, también se encuentran pedernales en carbonatos de medio somero. Su origen está debido a fenómenos de inmiscibilidad entre fluidos saturados en calcita y en sílice, que resulta en la concentración de la sílice.

CAPITULO III

FACIES SEDIMENTARIAS EN LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS

I. INTRODUCCION

La identificación y la interpretación de la litología y textura, y de los elementos y figuras sedimentarias de un sedimento permiten reconocer las condiciones y los procesos sedimentarios que dieron lugar a su depositación. Una asociación de caracteres sedimentarios representativos define una facies, que refleja y permite definir el medio de depositación en un instante dado.

La evolución vertical de las facies informa sobre los cambios del medio de sedimentación durante un lapso de tiempo. Una sucesión repetida y continua de facies, interrumpida por cambios bruscos de facies (discontinuidades) define secuencias sedimentarias, representativas de la dinámica de cada medio sedimentario.

El estudio de los medios sedimentarios actuales llevó a proponer secuencias sedimentarias típicas de cada ambiente, que se utilizan como modelos sedimentarios, para entender la dinámica de cada medio e interpretar los depósitos antiguos.

El objetivo del presente capítulo es presentar las facies características de cada ambiente en relación con los procesos sedimentarios.

II. PLATAFORMAS CARBONATADAS : GENERALIDADES

1. Definición y dinámica sedimentaria

Una plataforma carbonatada es un sistema sedimentario edificado mayormente por la actividad biológica. Ya que esta actividad es mayor en zonas someras en las cuales penetra la luz que permite la fotosíntesis (fig. 24), y en aguas calientes y oxigenadas, los carbonatos de plataforma se depositan en medios marinos someros.

Por lo tanto, las plataformas han recibido el nombre de «fábrica de carbonatos» (*carbonate factory*, James in Walker 1979), que abastece en re-sedimentaciones, tanto las zonas profundas (calciturbiditas, tempestitas distales, deslizamientos, etc.) que las zonas supratidales (tempestitas, evaporación) (fig. 25).

Una consecuencia importante, es que la mayoría del tiempo, la producción de carbonato lleva al relleno rápido del espacio disponible para su depositación, y los depósitos progresan hacia el mar, dando lugar al fenómeno de progradación (fig. 25). En el registro geológico, este fenómeno tiene varios efectos. (1) Genera la superposición de secuencias regresivas en las cuales medios más someros sobreyacen a medios más profundos. (2) La parte proximal de

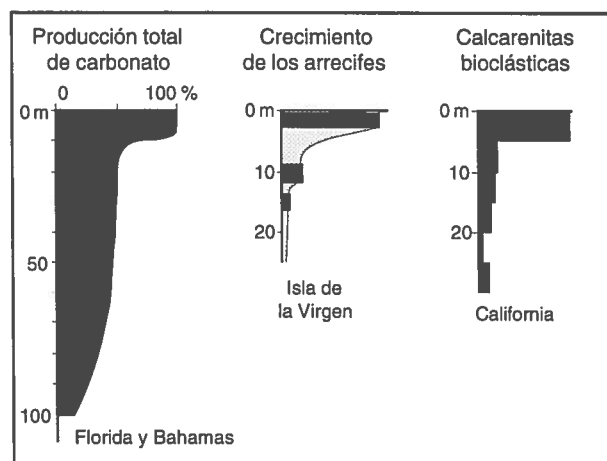


Fig. 24 : Productividad orgánica en función de la profundidad medida en varias plataformas actuales (in Schlager 1981).

las plataformas, que corresponde a los medios más someros progradantes, tiene una morfología subhorizontal. (3) Existe un talud nítido ubicado en una profundidad que corresponde más o menos al límite de la zona fótica, que separa los carbonatos someros progradantes con alta productividad orgánica, de los sedimentos margosos generados por debajo de la zona fótica.

2. Morfología y zonación

Las plataformas carbonatadas se desarrollan sobre zonas poco inclinadas (algunos grados al máximo) con pendiente desde el continente hacia la cuenca. Se trata generalmente de los márgenes continentales o relieves aislados en cuencas oceánicas. Están separadas de la cuenca por una pendiente o talud, más parado.

Desde el continente hasta la cuenca se suceden varias zonas con características sedimentológicas

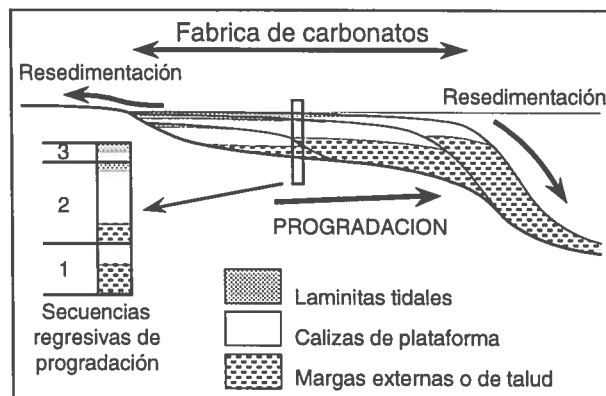


Fig. 25 : Dinámica y morfología resultante de una plataforma carbonatada, según Wilson 1975 y James in Walker 1979.

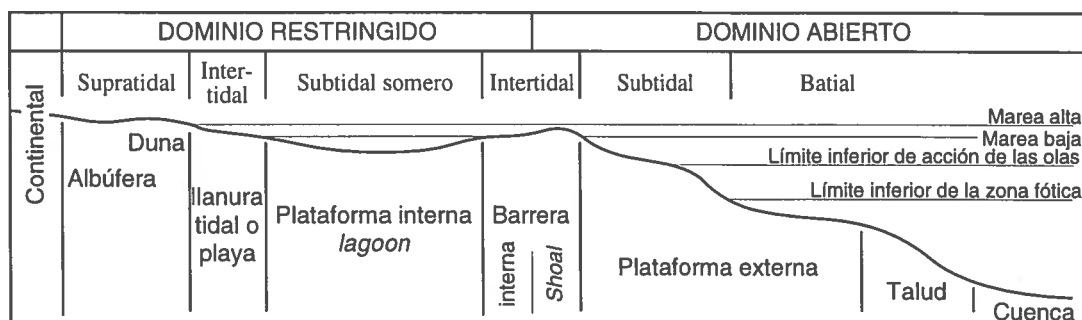


Fig. 26 :
Morfología y
zonación de una
plataforma car-
bonatada.

(climáticas, físico-químicas, ecológicas, etc.) diferentes (fig. 26).

La zona supratidal, de carácter continental, pero con muchas influencias marinas. Comprende lagunas litorales o albúferas (swamps, pounds), dunas, manglares (*mangroves*), etc.

La zona intertidal (o intermaréica) corresponde a la faja en la cual sube y baja el nivel de mar (fig. 26).

En zonas de baja energía, se forman llanuras maréicas lodosas sometidas a la acción de las mareas (*tidal flat*), mientras que en ambiente de alta energía se encuentran playas sometidas a la acción de las olas o corrientes (*beach, shore*), con características similares a las de los depósitos clásticos.

La plataforma interna (*inner shelf*) corresponde a la zona más somera y abrigada de la plataforma. Los anglo-sajones lo llaman frecuentemente *lagoon*. Se vuelve más somera tanto en dirección de la tierra (borde interno) como del mar (borde externo, hacia la barrera).

La barrera (*barrier, rim = borde, shoal = alto fondo*) es un relieve longitudinal somero que separa la plataforma interna de la plataforma externa. Está constituida por acumulaciones de arenas calcáreas, por bioconstrucciones o por relieves de origen tectónico. Coincide siempre con la zona de influencia de las olas. Está cortada por varios canales o pasos de marea que hacen comunicar las plataformas interna y externa (fig. 26).

La plataforma externa (*outer shelf*) es la zona de la plataforma ubicada entre la barrera y el talud. Su profundidad es mayor que la de la plataforma interna y está dominada por influencias del mar abierto. Si la barrera coincide con el tope del talud, no hay plataforma externa.

El talud (o pendiente, *slope*) es una zona relativamente empinada (varios grados, hasta más de 60°) que separa la plataforma *s.l.* de la cuenca (fig. 26). Está marcada por deslizamientos y por el transporte de sedimentos hacia la cuenca.

La cuenca (*basin*) designa a la zona ubicada al pie de la plataforma. Por lo tanto, no se trata de una cuenca sedimentaria y no siempre corresponde a una cuenca abisal. Está dominada por fenómenos de resedimentación intercalados dentro de una sedimentación autóctona.

3. Tipología

Se puede distinguir varios tipos de plataforma, según la forma del perfil morfológico (Wilson 1975, Read 1982, 1985, Tucker y Wright 1990, fig. 27).

3.1. Rampa (*ramp*)

Son plataformas con pendiente suave ($\approx 1^\circ$) y regular hacia la cuenca. Su extensión es de unas decenas a unas centenas de km (fig. 27). Varios subtipos existen, dependiendo de la geometría de la rampa, del grado de energía de las olas y corrientes y de la actividad biológica (según Read 1982, 1985, simplificado) :

Si la rampa tiene una débil extensión y una pendiente suave, las olas actúan en toda la plataforma. Si la energía es alta, se forma una barrera calcarenítica (*barrier bank, barrier complex*) o una barrera arrecifal (*buildup*, fig. 28).

Si la rampa es de débil extensión y de pendiente más fuerte, la morfología depende de la energía .

Si es alta, la costa es similar a una playa clástica dominada por olas o corrientes. Si la energía es moderada, se forma un banco calcarenoso que juega el papel de barrera (fig. 28).

Si la rampa es extensa, el talud está ubicado por debajo del límite de acción de las olas, y tendremos una plataforma con talud distal (*distally steepened ramp*, fig. 29). En este caso, si las olas tienen buena energía, se edifica una barrera calcarenítica, mientras que si la energía es baja, la pendiente de la rampa es regular y sin barrera (plataforma cretácica andina).

3.2. Plataforma bordeada (*rimmed shelf*)

Estas plataformas comprenden una barrera en relieve (*rim*), más o menos continua, generalmente formada por arrecifes, que separa una plataforma abrigada del talud con pendiente fuerte (fig. 27 y

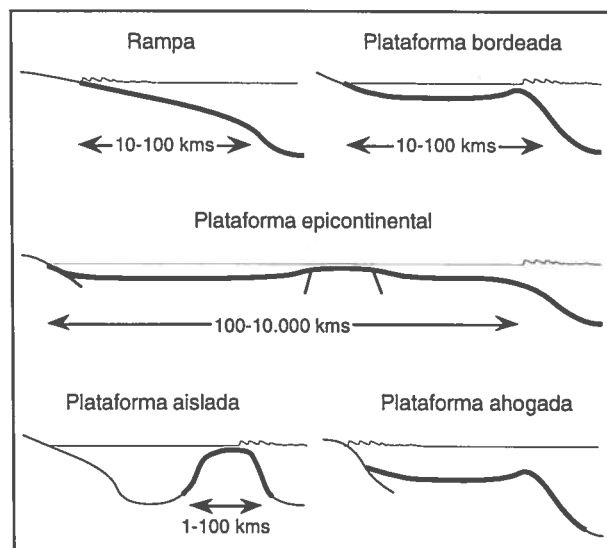


Fig. 27 : Principales tipos de plataforma carbonatada (según Tucker y Wright 1990).

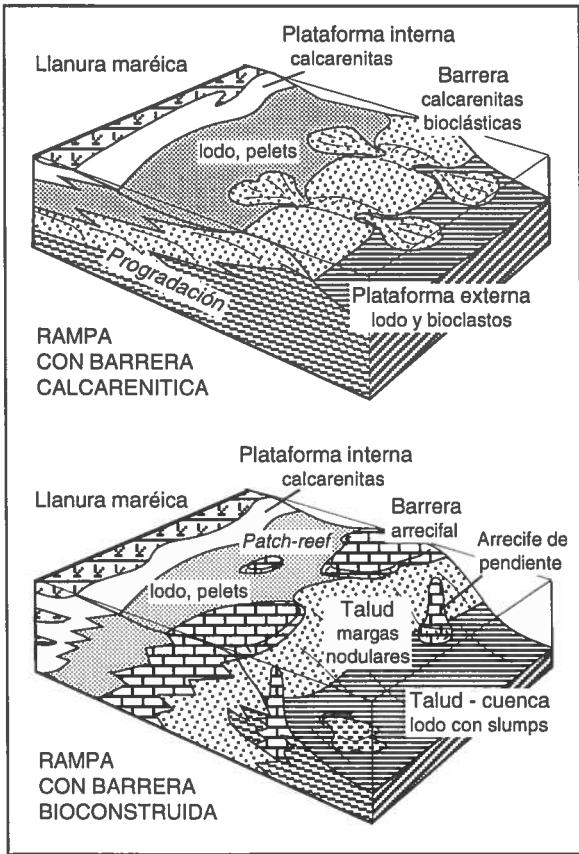


Fig. 28 : Tipos de rampas con barrera (según Read 1982, 1985, modificado).

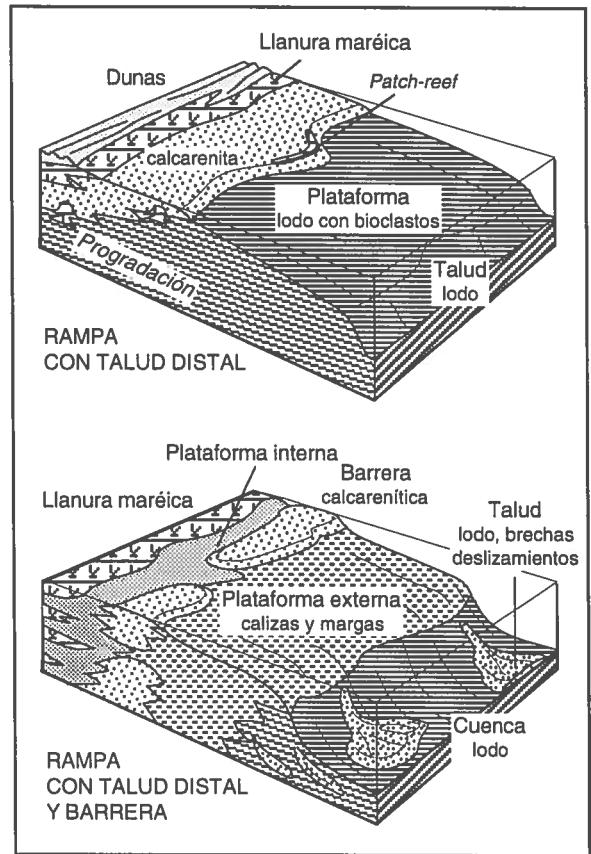


Fig. 29 : Tipos de rampas con talud distal, sin barrera (arriba) y con barrera (abajo) (según Read 1982, 1985, modificado).

30). Su extensión es comparable al anterior ($\approx 10-100$ kms). Varios subtipos existen (según Read 1985, simplificado) :

El crecimiento del arrecife y la producción orgánica inducen el entrapamiento de los sedimentos detras de la barrera, en la plataforma que se horizontaliza. En el talud se forma una pendiente moderada a fuerte que permite el transporte de sedimentos hacia la cuenca (*accretionary rimmed shelf* y *gullied bypass margin*, fig. 30a).

Si el crecimiento de la barrera arrecifal es muy rápido, genera una pendiente muy fuerte a lo largo de la cual se derrumban los productos de erosión de la barrera (*escarpment bypass margin*, fig. 30b). Si la pendiente es demasiado fuerte, la erosión domina (*erosional margin*).

3.3. Plataforma epicontinental (*epeiric platform*)

Son anchas zonas generalmente estables, de poca profundidad, con pendiente muy suave o aun nula. Por lo tanto, la energía promedio de depósito es débil. Su extensión es mucho mayor que la de las anteriores (unas 100 a unos 1000 de km, fig. 27).

3.4. Plataforma aislada (*isolated platform*)

Son pequeñas plataformas que se desarrollan sobre relieves someros aislados en ambiente profundo (volcanes oceánicos, relieves tectónicos, etc.). El ancho es generalmente reducido (≈ 1 a 100 Km, fig. 27). Es frecuente el desarrollo de arrecifes, ya que las olas no están amortiguadas por la somerización.

3.5. Plataforma «ahogada» (*drowned plat-*

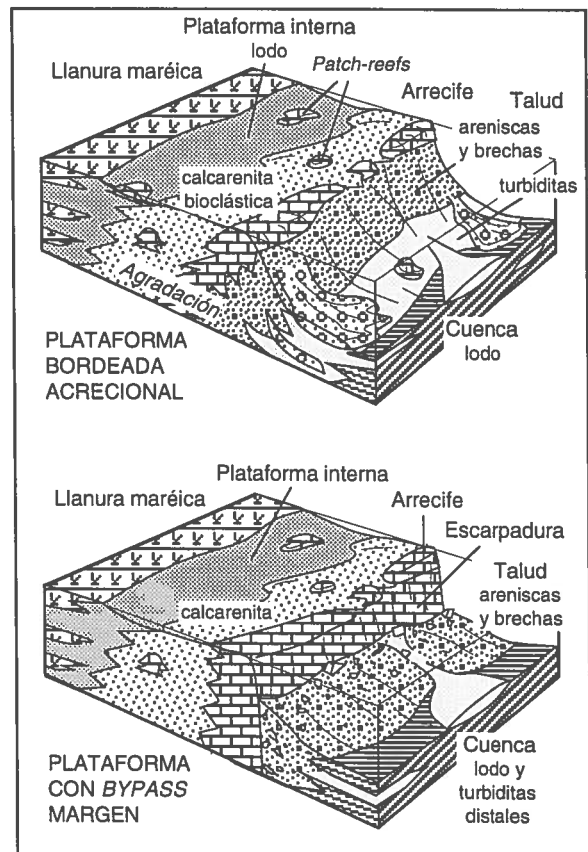


Fig. 30 : Tipos de plataformas bordeadas, por un arrecife agradando (arriba) y con escarpe (abajo) (según Read 1985, modificado).

form)

Este término fue definido por Schlager (1981) y Kendall y Schlager (1981), para designar a antiguas plataformas carbonatadas, inundadas por una subsidencia tectónica o transgresión importantes. Cualquiera de las plataformas mencionadas puede encontrarse «ahogada» (fig. 27).

III. FACIES Y MEDIO SEDIMENTARIOS

1. Zona supratidal

La zona supratidal es el área ubicada por encima de las mareas más altas, pero con influencias marinas: tempestades, desbordes o infiltraciones de aguas marinas, etc. Son frecuentes las estructuras de desecación (grietas, brechas, convolutas) y acumulaciones de bioclastos marinos rotos (tempestitas, desbordes). La sedimentación es débil y discontinua, y sus rasgos dependen mayormente del clima.

1.1. En clima árido : sabkha, dunas y paleosuelos

En clima árido, la evaporación es responsable de la precipitación de evaporitas en las depresiones por concentración de sales en los fluidos. Pueden estar asociadas con estromatolitos y lumaquelas de ostrácodos (fig. 31).

En zonas más elevadas, la evaporación deposita las materias en solución y forma concreciones (ooides, oncolitos) y costras evaporíticas o carbonatadas (generalmente dolomíticas, caliches) generalmente ricas en óxidos (limonita), clastos y cuarzo detrítico (fig. 31).

Además, ya que la vegetación no fija las arenas, se forman dunas eólicas.

1.2. En clima templado : albufera o laguna, pantanos y paleosuelos

En clima húmedo y/o templado, se forman lagos o pantanos de agua dulce, y lagunas o albuferas

Infratid. superior	Intertidal inferior	Supratidal superior	Continental inferior	Continental superior
				Raíces (tubulas)
				Caliches/calcretas
				Microkarsts
				Costras dolomíticas
				Nódulos de anhidrita
				Figuras de desecación (fenestras, árbol de navidad, teepees, brechas, grietas)
				Seudomorfosis de yeso
				Costras algáreas
				Birds-eyes
				Keystone vugs
				Tapices algáreos
				Domos estromatolíticas
				Canales
				Bioturbaciones
				Perforaciones

Fig. 31 : Repartición de las principales figuras sedimentarias en los medios carbonatados intertidal a continental de baja energía (según Purser 1980).

salobres en las depresiones. Allí se observan delgados bancos calcáreos con estromatolitos y ricos en organismos adaptados a medios subsalados (algas caraceas, ostrácodos, gasterópodos, fig. 35).

En zonas elevadas, la circulación de fluidos y la presencia de vegetación favorecen la disolución (cavidades kársticas), la alteración (formación de bauxita, arcillas de lexicación) y la formación de paleosuelos o acumulaciones vegetales (paleoraices, lignito, carbón, fig. 34).

2. Zona maréica

Las facies del medio de la zona maréica (o intertidal) varía mucho en función del grado de energía (fig. 32).

2.1. Alta energía : playa

Las playas carbonatadas de alta energía (predominancia de las olas o corrientes) están caracterizadas por calcarenitas bioclásticas u oolíticas. Ya que el sedimento fino (micrita) está removido por las olas, el cemento proviene de una cementación por calcita, sea coetánea, sea posterior al depósito (textura de *Grainstone* o oobioesparita). Las figuras de energía y corrientes asociadas son las de las playas (estratificación oblicua, paralela o en espiga = *herring bones*). Ocasionalmente se encontrarán canales de marea, cantos o litoclastos rodados.

La fauna es escasa y está mayormente expresada por madrigueras, preservadas bajo la forma de cavidades de tipo clave de bóveda (*keystone vugs*).

2.2. Baja energía : llanura maréica (*tidal flat*)

En las llanuras maréicas carbonatadas, la ausencia de energía (influencia baja o nula de las olas y corrientes) permite el depósito de sedimentos finos (texturas *Mudstone*, micrita, dolomicrita, o *Packstone*, pelmicrita, fig. 34 y 35). Según el medio, se encuentran *Mudstones* en medio confinado, o *Packstone* en medios más abiertos que permiten el desarrollo de una fauna de crustáceos productores de pelets. La estructura típica es finamente laminada, sea por el efecto del vaiven de las mareas (láminas mecánicas), sea por la actividad biológica de las algas azules (láminas estromatolíticas, textura *Boundstone*, fig. 34).

Si la energía es moderada, se pueden observar ooides, ondulitas de corrientes, *herring-bones*, canales de marea con cantos blandos, lumaquelas bioclásticas de tempestitas (fig. 32).

Las emersiones periódicas inducen la formación de estructuras de desecación, especialmente en la zona intertidal superior (grietas, polígonos y brechas de desecación, *teepees*), y de cavidades de origen sea biológico (madrigueras verticales rellenas de calcita), sea físico-químico (*birds-eyes*, *keystone vugs*, *fenestras*, fig. 31).

En clima árido cristalizan evaporitas, preservadas bajo la forma de pseudomorfosis.

La fauna es escasa y restringida y consiste mayormente de ostrácodos, gasterópodos, algas azules y rojas, y algunos crustáceos y anélidos (fig. 35). Se notan también perforaciones.




Energía débil	Energía moderada	Energía alta
Coniatolitos Costras algáreas Birds-eyes Bioturbations Keystone - vugs Agregados	Ondulitas de olas y corrientes Canales	Ondulas Dunas hidráulicas
Bioclastos no rotos, angulosos	Bioclastos poco rotos, subangulosos	Bioclastos muy rotos, redondeados
Mudstone (confinado) Packstone (abierto)	Wackestone	Grainstone
Láminas horizontales	Ondulitas de corriente	Flaser
Ooideos asimétricos 	Ooideos irregulares 	Ooideos redondeados 

Fig. 32 : Repartición de las principales figuras sedimentarias en el medio intertidal en función de la energía (según Purser 1980).

3. Plataforma interna (Lagoon)

El sedimento de plataforma interna contiene típicamente granos de medio abrigado (pelets, agregados, oncolitos) y organismos de poca profundidad (algas, foraminíferos bentónicos arenáceos o imperforados, crustáceos) o que soportan variaciones de salinidad (miliolideos, gasterópodos, ostrácodos) (fig. 34 y 35). Se trata de una textura Packstone o de biopelmicrita. Ocasionalmente se encuentran rudistos, crinoideos, esponjarios, corales aislados, bryozoarios, restos fosfatizados de peces, radiolarios, anélidos, etc. (fig. 35).

Un rasgo muy frecuente es una intensa bioturbación, que borra la estratificación, resultando en bancos masivos. Minerales asociados incluyen lignito, limonita y materia orgánica (fig. 34).

4. Barrera (Barrier)

La barrera es una zona somera que separa la plataforma interna del mar abierto. Se puede distinguir generalmente dos tipos de barrera.

4.1. Barrera oolítica

La barrera es un medio somero a emergido que abraja la plataforma interna de la influencia de las olas. Está generalmente constituida por cordones de calcarenita oolítica y bioclástica. Tiene dos zonas muy distintas (fig. 34). El lado interno está caracterizado por un ambiente de baja energía, de tipo plataforma interna, boredeada por una llanura maréica, si la barrera está emergida. El lado externo expuesto a las olas, está caracterizado por una alta energía y sus características sedimentarias son comparables a las de una playa dominada por las olas.

4.2. Arrecife (reef)

Los arrecifes son barreras formadas por la actividad de organismos constructores. En el Mesozoico y Terciario, los corales son los principales constructores de arrecifes.

Entre los arrecifes, se distinguen arrecifes aislados de tamaño pequeño (*knoll reef*, 1 a 10 m de dia-

metro, pocos metros de altura; patch reef, 10 a 500 m de diámetro, 1 a 20 m de altura) y arrecifes en barrera, ubicados en el margen de la plataforma de tamaño mayor (*margin reef*, 10-500 m de ancho, 1-500 km de longitud, 10-100 m de espesor) (fig. 33). Todos presentan una zonación de organismos y facies en función de su exposición a los vientos, olas y corrientes.

Las zonas de muy alta energía (rompiente de olas) están colonizadas por organismos que forman costras (*Bindstone*); las zonas de alta energía (lado externo y somero) se caracterizan por corales ramificados gruesos o de forma masiva, en domos o hemisferios; las zonas más profundas de energía moderada incluyen corales de forma columnar, globulosa o tabulares, y las zonas más profundas, tranquilas y abrigadas de baja energía constan con corales de forma delicada y frágil (ramificados, en forma de platos delgados, tabulares finos) (fig. 33).

Los flancos del arrecife (*reef flanks*) reciben fragmentos erosionados del arrecife (corales, lame-libranquios, equinodermos, algas, esponjas, etc.). En su borde externo, hacia el mar abierto (*fore-reef*, ante-arrecife), se depositan calcarenitas gruesas resedimentadas por gravedad; el borde interno (*reef-flat*, llanura arrecifal) recibe calcarenitas retrabajadas y seleccionadas por la olas con figuras sedimentarias de tipo playa; y el flanco interno (*back-reef*, tras-arrecife) solo recibe sedimentos de medio abrigado (fig. 33).

4.3. Otras

Barreras morfológicas pueden ser creadas por tectónica (*horsts*). Son generalmente colonizadas

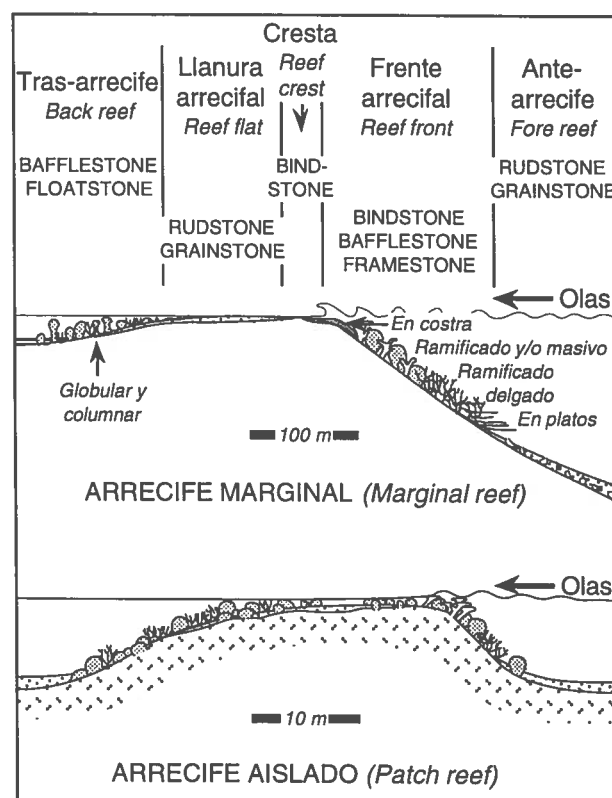


Fig. 33 : Zonación morfológica y tipos de corales en un arrecife de borde de plataforma (margin reef) y un arrecife aislado (patch reef) (según James in Walker 1979, e in Scholle et al. 1983).

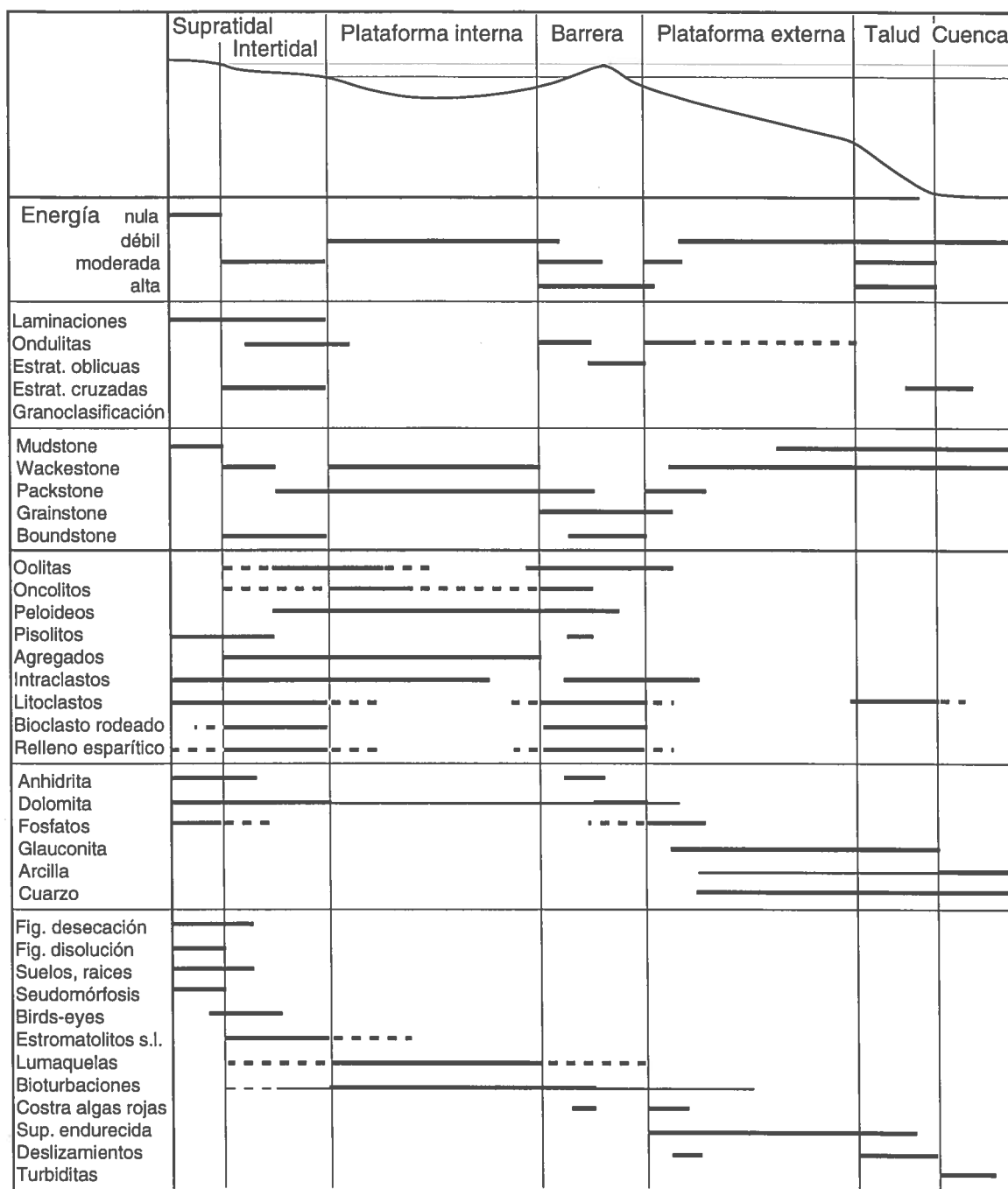


Fig. 34 : Caracterización de los medios de una plataforma carbonatada, con figuras de energía, textura, minerales asociados y figuras sedimentarias, según Elf-Aquitaine (1975).

por arrecifes o cubiertas por bancos calcareníticos. En este caso, es frecuente la presencia de litoclastos o de manifestaciones de inestabilidad tectónica o gravitacional.

5. Plataforma externa

Los depósitos de plataforma externa son caracterizados por alternancias de margas y calizas a veces margosas, con textura *Wackestone*, o, más escasamente *Mudstone*, debido a su depositación por debajo de la zona de influencia de las olas (biomicritas, fig. 34). Son generalmente marcados por la ausencia o escasez de granos (oolitas, pelets, oncolitas).

La parte somera, ubicada cerca de la zona fótica, se reconoce por contener algas verdes o rojas, y una

fauna variada con abundantes foraminíferos bentónicos y/o de tamaño grande, anélidos, crinoideos, equinoideos y grandes moluscos no rotos (gasterópodos, bivalvos, fig. 35). Ocasionalmente se encuentran espículas de esponjarios, bryozoarios, ostrácodos o corales.

Las partes más profundas, ubicadas por debajo de la zona fótica, está marcada por la ausencia de algas (excepto retrabajadas), y por la presencia de moluscos pequeños y enteros, o planctónicos con cáscara delgada (filamentos), de foraminíferos pelágicos, radiolarios, moluscos, amonites y espículas de esponjarios (fig. 35).

Ocasionalmente se encuentran ostrácodos, bryozoarios, crinoideos y equinodermos planctónicos.

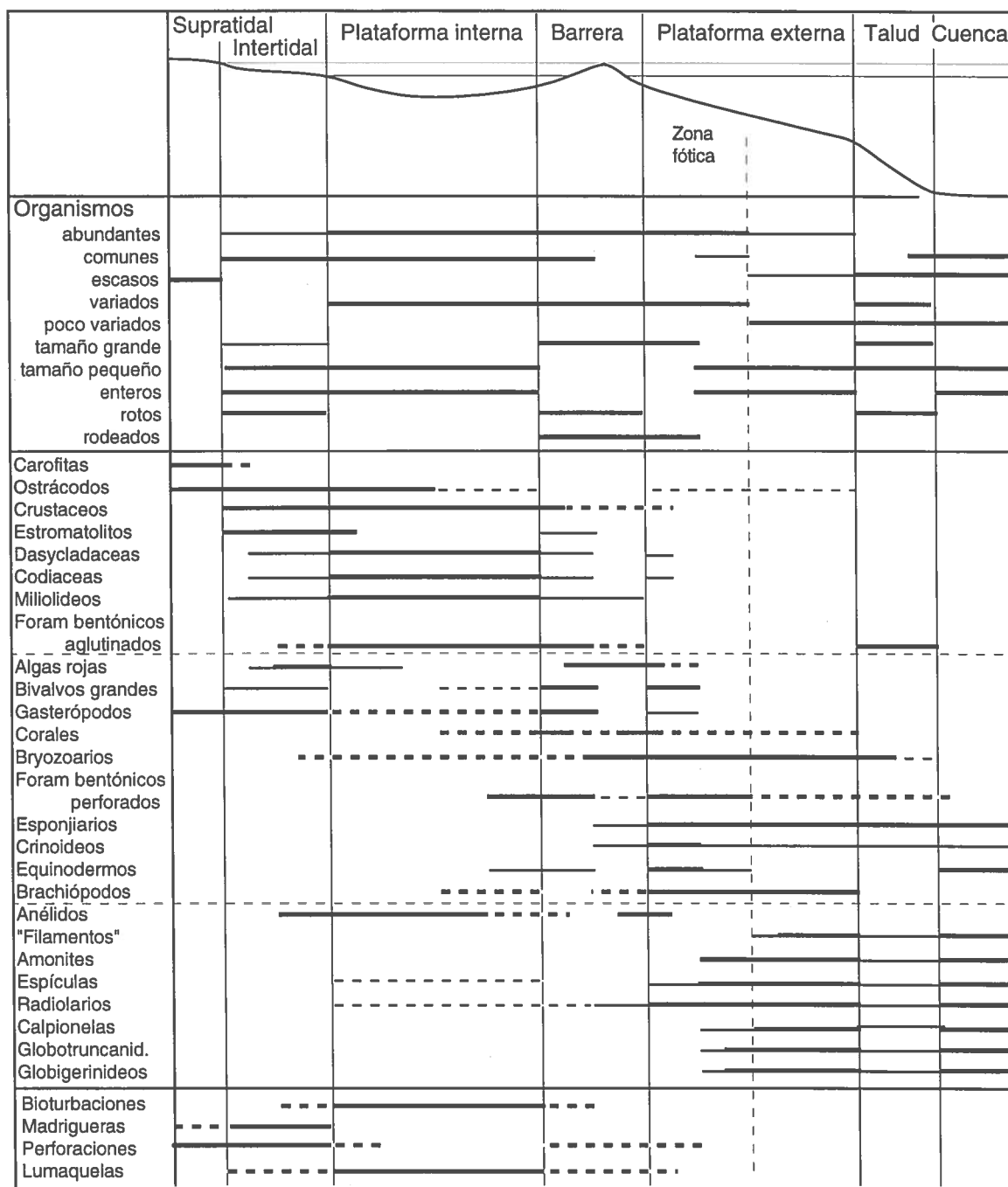


Fig. 35 : Caracterización de los medios de una plataforma carbonatada, con organismos y figuras de origen biológico, según Elf-Aquitaine (1975).

6. Pendiente o Talud

Los depósitos de talud están caracterizados por la presencia de figuras sedimentarias gravitacionales (deslizamientos, diques sedimentarios, bloques derumbados) y por hiatos sedimentarios (superficies endurecidas, sedimentos fosfáticos) debidos a que la pendiente impide la sedimentación (fig. 34). La energía de depósito está generalmente débil (texturas *Mudstone* a *Wackestone*), pero pueden actuar corrientes de contornos u oceánicas (sedimentos bandeados).

La fauna no es abundante y compuesta por organismos planctónicos más o menos variados y rotos y fósiles bentónicos removidos: foraminíferos bentónicos arenaceos y/o grandes, crinoideos, bivalvos con concha fina (filamentos), amonites, etc. (fig. 35)

7. Cuenca

Los sedimentos de cuenca consisten mayormente en lutitas, margas o sedimentos silíceos laminados (texturas *Mudstone* a *Wackestone*, obiomicrocristalinos), de color oscuro, en bancos decimétricos, con intercalaciones ocasionales de turbiditas distales (fig. 34).

Contienen una microfaua pelágica poco variada y bien preservada. Los organismos más comunes son los foraminíferos planctónicos, radiolarios, espículas de esponjiarios, amonites, bivalvos, gasterópodos y equinoideos pelágicos con concha muy fina, crinoideos, etc. (fig. 35). En las turbiditas se encuentran organismos reabajados de plataforma somera.

CAPITULO IV

LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS :

SECUENCIAS Y MODELOS SEDIMENTARIOS

I. INTRODUCCION

La alta productividad orgánica y sedimentaria del sistema explica que la mayoría de las secuencias de plataforma carbonatada son secuencias regresivas de progradación. Sus características difieren de manera significativa según la profundidad, la energía y el clima.

Desde unos 20 a 30 años, se llevaron a cabo estudios detallados de medios sedimentarios carbonatados recientes o actuales en bahías, golfos, plataformas y cuencas, mediante trabajos de campo, perforaciones y líneas sísmicas. Estos describieron los depósitos, su evolución y la dinámica de zonas de plataforma, ahora consideradas como ejemplos típicos, utilizables como «modelo» para interpretar las facies de series geológicas antiguas (medio sedimentario) y su evolución (secuencias).

II. SECUENCIAS COSTERAS

Las características de las costas carbonatadas varían mucho en función de la energía de los vientos, olas y corrientes, y del clima.

1. Costas carbonatadas en clima húmedo

1.1. Morfología y áreas sedimentarias

Ejemplos clásicos de costas carbonatadas en clima húmedo fueron descritos en la isla Andros del archipiélago de Bahamas (Shinn y Lloyd 1969, Hardie 1977) y en Florida (Ginsburg 1964). La pluviosidad elevada provoca importantes variaciones de salinidad (5 a 42 ‰) en las zonas más someras.

La isla Andros (Bahamas) está constituida por una llanura maréica, rodeada por una plataforma somera (fig. 36). El lado expuesto a los alisios está colonizado por arrecifes formando barreras y delimitando lagunas tras-arrecifes. En zonas someras más abrigadas, arrecifes aislados están presentes. El lado abrigado del viento presenta una zonación concéntrica asimétrica con (1) lodo calcáreo subtidal; (2) calcarenitas de peloideos; (3) calcarenitas con agregados; y (4) calcarenitas con oolitas y bioclastos (fig. 36).

1.2. Secuencia típica

Una secuencia típica (fig. 37), generada por la progradación del sistema incluiría, de base al tope : (1) lodo calcáreo bioturbado por crustáceos, con peloideos, oncoideos, algas y fauna moderadamente diversificada (*Wacke- a Packstone*), depositado en la parte subtidal somera; (2) lodo calcáreo bioturbado

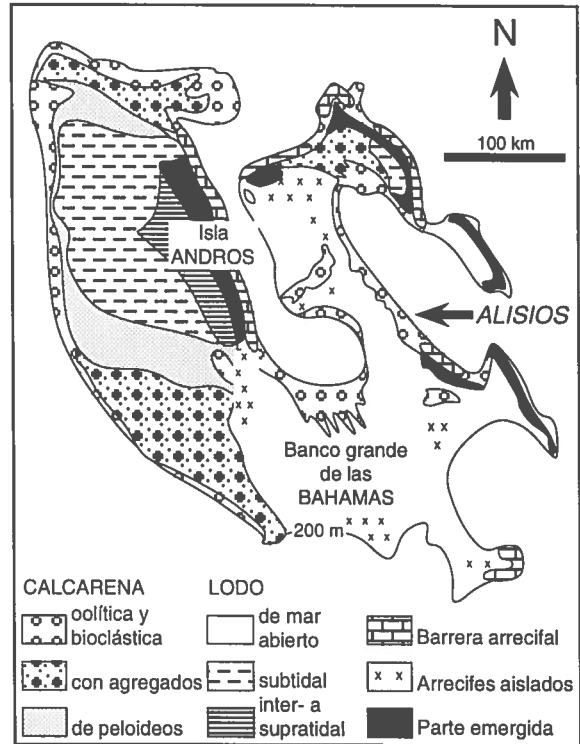


Fig. 36 : Sedimentación actual en una plataforma somera en clima húmedo: las Bahamas (según Purser 1983).

con peloideos, algas y fauna restringida (*Packstone*) que corresponde a las depresiones tidales, lagunas o canales de marea, sometidas a variaciones de salinidad; (3) lodo fino con peloideos, madrigueras verticales, conchas y figuras de desecación, que representa el estrán, localmente cortado por canales tidales meandriformes rellenos por calcarenitas y bordeados por pántanos, manglares o estromatolitos; (4) tapices algáreos de las zonas intertidal superior y supratidal, con numerosas estructuras de desecación, costras magnesianas o dolomíticas precozmente litificadas y tempestitas (fig. 37).

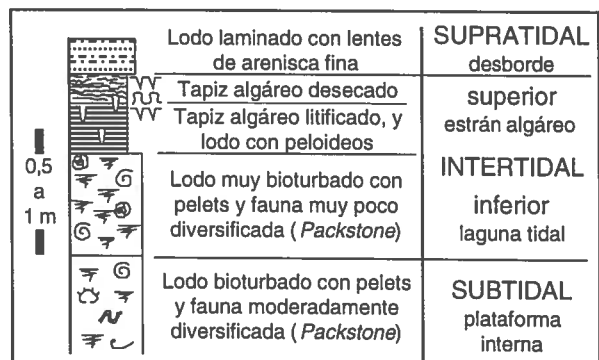


Fig. 37 : Secuencia actual de una zona intertidal en clima húmedo en las Bahamas (según Leeder 1982).

2. Costas carbonatadas en clima árido

2.1. Morfología y áreas sedimentarias

Costas carbonatadas áridas han sido extensamente estudiadas en el Golfo Pérsico (Purser 1980, 1983) y en la Bahía de los Tiburones (*Shark Bay*) en Australia (Logan 1977). Están caracterizadas por la abundancia de evaporitas depositadas en lagunas supratidales (*Sabkha*).

La Bahía de Hutchinson (Bahía de los Tiburones) está aislada del mar abierto por una «barrera» de estromatolitos columnares, y un cordón calcarenítico bordeado por tapices algáreos (fig. 38). La bahía, drenada por un canal de marea, tiene una forma concéntrica con: (1) una laguna subtidal con estromatolitos; (2) un cinturón intertidal de tapices algáreos; (3) una zona supratidal con arcillas y evaporitas y localmente tempestitas (calcarenitas y lumaquelas); (4) un borde de dunas eólicas; y (5) una llanura costera continental (fig.38).

La costa de Abu Dhabi (Golfo Pérsico, fig. 39)

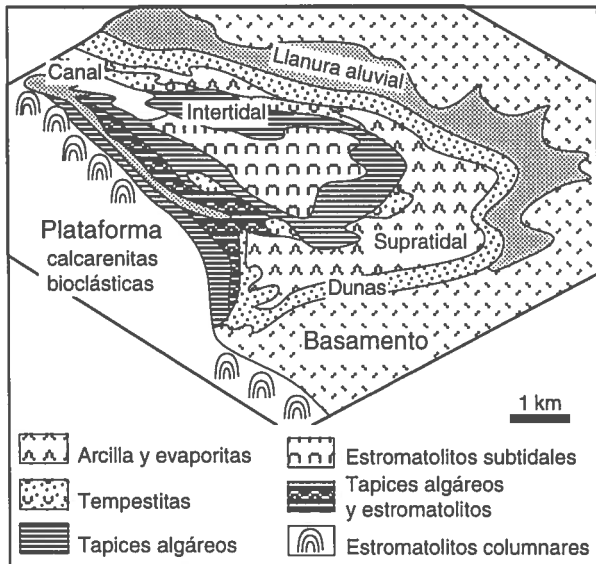


Fig. 38 : Sedimentación en la costa árida del Golfo de Hutchinson (*Shark Bay*, Australia), según Purser (1983).

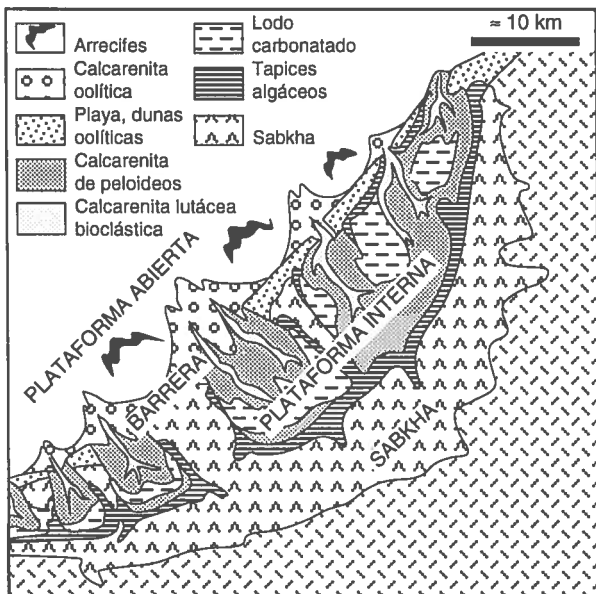


Fig. 39 : Costa carbonatada en clima árido : ejemplo del Golfo Pérsico (según Purser 1983, simplificado).

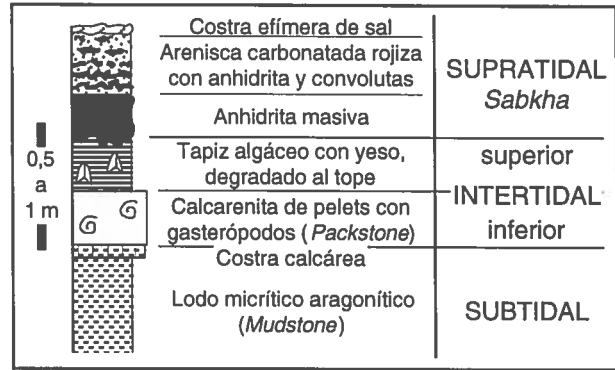


Fig. 40 : Secuencia actual de una zona intertidal evaporítica (*Sabkha*) en el Golfo Pérsico (según Till 1976, in Leeder 1982).

comprende una «barrera» constituida por arrecifes discontinuos y deltas tidales, playas y dunas oolíticas. Atrás, se encuentra una zona más o menos discontinua de lagunas tidales sobresaladas rellenas con lodo rico en peloideos, drenadas por canales tidales (zona intertidal) y bordeadas por tapices algáreos. La zona supratidal está formada por salinas evaporíticas (*Sabkha*, fig. 39).

2.2. Secuencia típica

Una secuencia típica de progradación comprende (fig. 40) : (1) lodo micrítico aragonítico bioturbado con organismos enteros (*Mud-* a *Wackestone*) de medio subtidal somero; (2) micrita calcárea poco bioturbada con peloideos y fauna adaptada a medios sobresalados (gasterópodos, miliolidos, ostrácodos) (*Wacke-* a *Packstone*), caracterizando la parte intertidal inferior; (3) micrita laminada dolomítica de la zona intertidal mediana y superior, con tapices algáreos o estromatolitos, pseudomorfosis de yeso y figuras de desecación en el tope; y (4) evaporitas (generalmente anhidrita) primero masivas, luego en láminas onduladas (cristalización) y en nódulos en limolitas cuarzosas y carbonatadas, y finalmente costras de salde la zona supratidal (*Sabkha*) (fig. 40).

3. Papel de la energía

La costa carbonatada árida del Golfo Pérsico comprende zonas expuestas a las olas y corrientes, y zonas abrigadas, que dan lugar al depósito de secuencias distintas en función de la energía (Purser 1980, fig. 41).

3.1. Secuencias de alta energía

Las secuencias de alta energía son muy similares a las de las costas clásticas (fig. 41). Comprenden (1) *Packstone* bioturbado con organismos y bioclastos, e intercalaciones de *Grainstone* con figuras de corriente moderada (corrientes de marea) de la zona subtidal; (2) *Packstone* a *Grainstone* poco bioturbados con peloideos, oolitas y bioclastos, figuras de buena energía (olas) y bioclastos de la zona subtidal superior a intertidal inferior; y (3) *Grainstone* oolítico con figuras de alta energía y bioclastos, correspondiendo a las zonas intertidal superior y supratidal (tempestades, dunas eólicas, fig. 41).

3.2. Secuencias de baja energía

Las secuencias de baja energía son comparables a las descritas anteriormente (fig. 41).

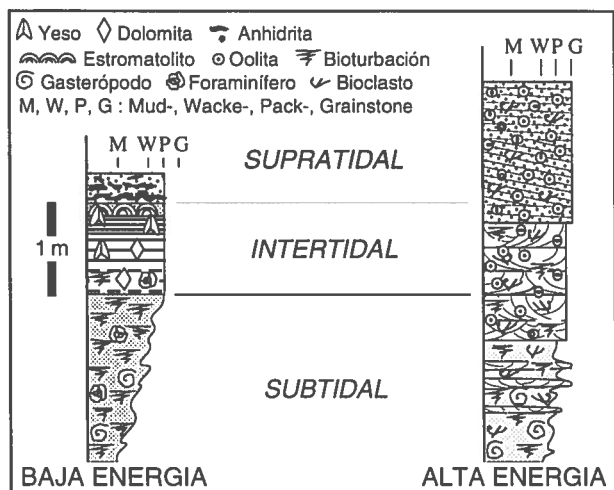


Fig. 41 : Secuencias litorales de baja (tapiz algáceo) y alta energía (playa calcarenosa) en el Golfo Pérsico (según Purser 1980).

3.3. Secuencias ligadas a corrientes de marea

La energía varía también en función de condiciones locales. En un ambiente de plataforma interna abrigada (baja energía), se puede encontrar depósitos de energía moderada o alta, ligados a las corrientes de marea. Son secuencias de canales tidales o secuencias de deltas tidales.

Una secuencia de canal de marea tiene las características de una secuencia de relleno de canal (fig. 42) : superficie basal erosiva, grano y energía decrecientes. En la base se encuentran (1) *Grainstone* o *Packstone* con intraclastos, bioclastos rodados y mezclados (mar abierto y laguna), algunas oolitas, y estratificaciones oblicuas o cruzadas debidas a las corrientes; (2) *Packstone* con elementos y bioclastos de medio abrigado (algas, pelets, oncolitos), que representan el relleno del canal; (3) *Packstone* o *Mudstone* con tapices algáeos, *birds-eyes*, desecación, de la zona intertidal o del borde del canal; y (4) *Mudstone* laminado, a veces dolomitizados con *fenestrae*, grietas de desecación, evaporitas, tempestitas, correspondiendo sea a la zona supratidal s.s., sea a la las *levees* del canal (fig. 42).

Las secuencias de delta tidal presentan el mismo tipo de elementos y fauna, sino que tienen las características de secuencias de progradación : contacto progresivo en la base, grano y energía crecientes.

III. SECUENCIAS DE BARRERA

1. Secuencias de isla-barrera o cordon litoral

Las secuencias típicas de barrera oolítica tienen características muy comparables a las secuencias de progradación de isla-barrera y cordones litorales en depósitos clásticos. Las secuencias más completas tienen dos partes bien distintas.

La parte inferior (lado expuesto a las olas) presenta una somerización progresiva, desde medios de plataforma hasta la emersión, con energía y grano crecientes (fig. 43). Es comparable a las secuencias de playa carbonatada, excepto que en la base se observan medios de mar abierto (plataforma exter-

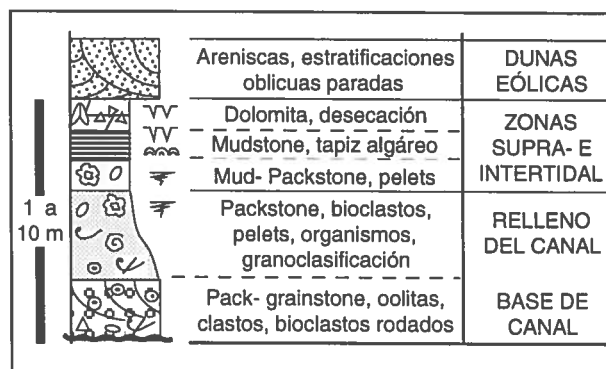


Fig. 42 : Ejemplo de secuencia de relleno de canal de marea (según Elf-Aquitaine 1977, Tucker y Wright 1990).

na, fig. 43).

En la parte superior (lado abrigado) se observa una decrecencia rápida de la energía y del grano, y una profundización de los medios sedimentarios, desde facies subaéreas o de llanura maréica hasta facies típicas de plataforma interna (lagoon, fig. 43).

2. Secuencias de barrera arrecifal

Los organismos de un arrecife solo viven en aguas someras y agitadas, pero el sistema tiene una productividad orgánica (tasa de sedimentación) muy alta que les permite resistir a menudo a las alzas eustáticas. Por lo tanto, la mayoría de los sistemas arrecifales están caracterizados una progradación o una agradación (fig. 44). En caso de subida rápida del nivel del mar, se observa una retrogradación, a veces escalonada (correspondiendo a la alternancia de períodos de agradación y de ahogamiento), o aun, la muerte del arrecife por «ahogamiento» (fig. 44).

En caso de progradación, se observa, encima de las facies de plataforma abierta : (1) los depósitos gruesos y resedimentados del ante-arrecife (*Rudstone*); (2) la sucesión de corales cada vez más robustos del frente y de la cresta del arrecife (secuencia *Bafflestone - Framestone - Bindstone*, fig. 45); (3) las calcarenitas oolíticas y bioclásticas de la llanura arrecifal (*Grainstone y/o Rudstone*); (4) los corales de medios abrigados (*Bafflestone*), mezclados con o encajonados dentro (*Floatstone*) de sedimentos autóctonos del tras-arrecife (finos) o

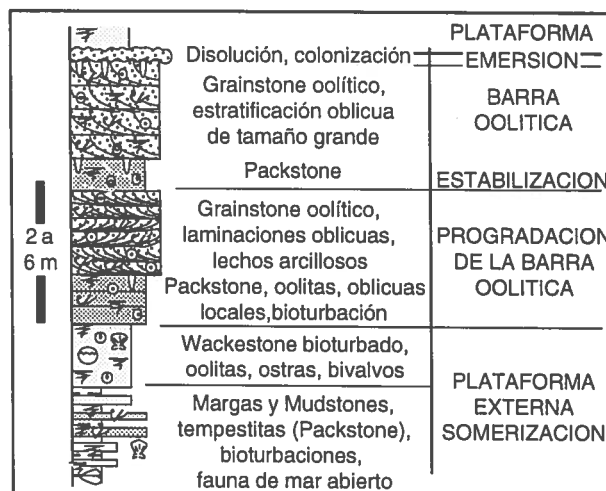


Fig. 43 : Secuencia de progradación de una barra oolítica en el Bathoniano de Inglaterra (Sellwood 1986).

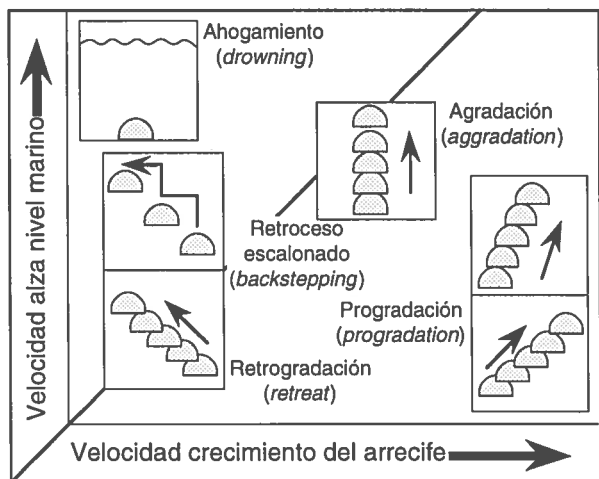


Fig. 44 : Respuesta de un arrecife a variaciones eustáticas en función de la velocidad de alza del nivel marino y de su capacidad de crecimiento (Tucker y Wright 1990).

procedentes de la llanura arrecifal (gruesos).

En caso de retrogradación, la sucesión está invertida. En caso de agradación, se observará la acumulación, a veces potente, de organismos constructores. En arrecifes aislados en el tope de relieves submarinos (volcanes, estructuras tectónicas), se puede observar una doble progradación (si la superficie del relieve lo permite) y la creación de taludes cada vez más parados (fig. 45).

El desarrollo de un arrecife aislado (patch reef) ocurre mediante los siguientes estadios : (1) estabilización de las calcarenitas bioclásticas (Grainstone y Rudstone) por algunas especies pioneras (esponjas, corales, bryozoarios, algas rojas); (2) un estadio intermedio de colonización por corales ramificados, laminares o encostrosos, que da lugar a Bafflestones y Floatstones; (3) diversificación de la fauna (corales en domos, masivos, tabulares, ramificados, encostrosos) que corresponde al arrecife mismo (Framestone, a veces Bindstone, con matriz de Mud a Wackestone); y (4) dominación de organismos encostrosos (Bindstone a Framestone laminado), con disminución del número de especies y evidencias de alta energía. Dicha secuencia es muy similar a la de la progradación de un arrecife-barrera.

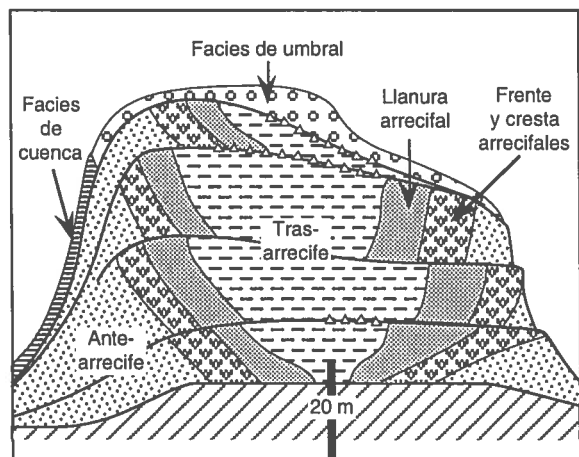


Fig. 45 : Ejemplo del desarrollo de un arrecife (atolón) incluyendo períodos sucesivos de progradación (en ambos sentidos), agradación, retroceso escalonado, y ahogamiento (Tucker y Wright 1990).

IV. SECUENCIAS DE PLATAFORMA EXTERNA

Entre las secuencias de plataforma externa, se puede distinguir : (1) secuencias de plataforma somera, que registran la progradación de la barrera; (2) secuencias de progradación de la plataforma externa mediana (tipo Klüpfel); y (3) series alternantes que se encuentran en plataformas externas profundas o cuencas someras.

1. Secuencias de plataforma externa somera (progradación de barrera)

Las secuencias de plataforma externa cercanas a la barrera (cuando existe) están principalmente sometidas a la progradación de la barrera. Por lo tanto, son secuencias de somerización, estrato- y granocrecientes, por el aumento de energía de depósito (fig. 46).

Desde la base, se encuentran (1) Wackestones bioclásticos con intraclastos, a veces arenosos, representando la parte transgresiva de la secuencia; (2) margas bioturbadas (Wackestone) con fauna de medio marino abierto y amonites (máximo de transgresión); (3) calizas y margas bioturbadas (Wackestone a Packstone) con fauna de medio abierto somero de baja energía. Pueden estar sobreyacidos por los depósitos de medio somero de la pendiente de la barrera (Packstone con brechas y slumpings), conteniendo elementos procedentes de la barrera (oolitas, bioclastos rotos); (4) La secuencia se termina con los Grainstones oolíticos y bioclásticos de la barrera, y a veces depósitos subaéreos (Grainstone oolítico eólico de las dunas con paleorraíces) (fig. 46).

3 a 30 m		Grain- a Packstone, estratificaciones oblicuas, bioclastos, oolitas, algas, corales, emersión al tope	ISLA-BARRERA O CORDON LITORAL
		Packstone, pellets, cherts, brechas, fauna bentónica	TALUD DE LA BARRERA
		Wackestone, bioturbaciones, foraminíferos bentónicos, bivalvos, glauconita	PLATAFORMA EXTERNA
		Margas mudstone, nódulos Wackestone, fauna de mar abierto o pelágica	SOMERIZACION TRANSGRESION
			BARRERA

Fig. 46 : Secuencia de plataforma externa, parte proximal, con progradación de una barrera oolítica (según Elf-Aquitaine 1977).

2. Secuencias de plataforma externa (secuencia de Klüpfel)

Al estudiar la sedimentación carbonatada del Jura, Klüpfel (1916) notó que los depósitos eran organizados en unidades repetidas, que traducen una somerización (fig. 47). Definió así la secuencia de somerización (secuencia klüpfeliana), ahora conocida como secuencia regresiva de agradación o pro-

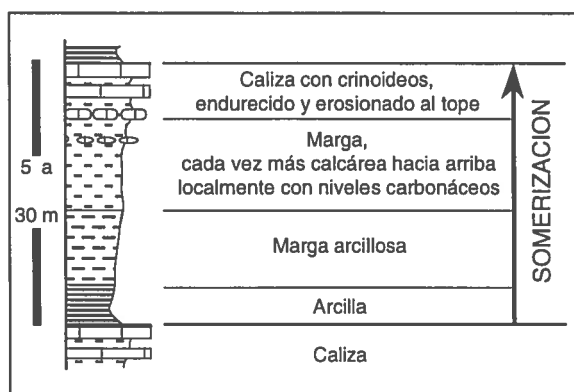


Fig. 47 : Secuencia de somerización, definida por Klüpfel (1916) en el Jura suizo.

gradación. Lo interpretó entonces como el resultado de una subsidencia sacudida, debida al juego de fallas normales. Se sabe ahora que dichas secuencias se deben a las variaciones de factores externos, no tectónicos (eustatismo y/o astronomía y/o clima).

De manera general, las secuencias de plataforma externa comprenden de abajo hacia arriba (fig. 48) : (1) un nivel transgresivo y condensado, a veces arenoso, con bioclastos, intraclastos, glauconita y fosfato; (2) margas fosilíferas con fauna pelágica de medio profundo (máximo de transgresión), que pasan hacia arriba a margas y nódulos bioturbados (*Mud- a Wackestone*) con fauna de medio abierto; (3) *Wackestone* y *Packstone* bioturbados con fauna bentónica mezclada con elementos de mar abierto.

3. Series alternantes de plataforma externa profunda (tipo «cuenca»)

En las partes profundas de las plataformas externas, se observa una evolución desde secuencias asimétricas dominadas por la progradación (fig. 48), hacia alternancias cíclicas y simétricas de margas y calizas. Estas alternancias caracterizan también las cuencas poco profundas (Cotillon 1985).

Estas alternancias cíclicas se deben a que, en medios profundos, la sedimentación depende menos del funcionamiento de la plataforma carbonatada. Por lo tanto, en medios más profundos, las perturbaciones en la «fábrica de carbonatos» introducidas por las variaciones eustáticas están amortiguadas, y registradas en forma continua.

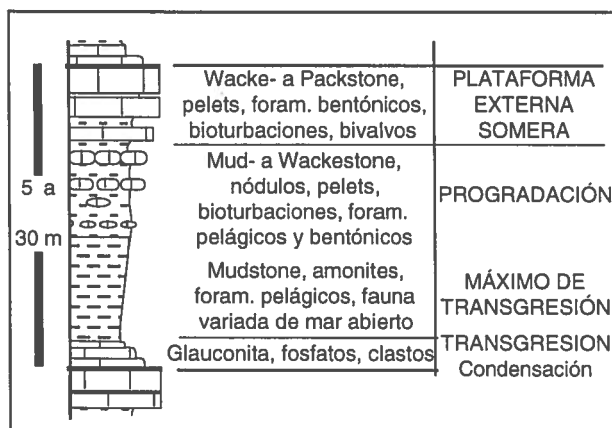


Fig. 48 : Secuencia de progradación plataforma externa (tipo klüpfeliana), según Elf-Aquitaine 1977.

V. DEPOSITOS DE TALUD

El talud es la pendiente que une la plataforma con la cuenca. Por lo tanto, los factores que dominan la sedimentación son la pendiente y la profundidad.

1. Brechas y deslizamientos

Resedimentaciones gravitarias se observan en caso de pendiente parada, de actividad tectónica o de alta tasa de sedimentación en la plataforma.

Las resedimentaciones gravitarias submarinas ocurren según varios procesos : caídas, deslizamientos y flujos de sedimento mezclado con el agua.

Derrumbes (*rockfall*) al pie de farallones dan lugar al depósito de olistolitos, bloques y brechas angulares (fig. 49).

La reptación (*creep*) es un movimiento lento de las partículas que deforma plásticamente la capa sometida al movimiento. Resbalamientos (*slides*) provocan la formación de olistolitos y deforman la capa jabon. Deslizamientos (*slumps*) rompen y deforman (pliegues, fragmentación) el nivel sometido a dicho fenómeno (fig. 49).

Flujos de detritos (*debris flows*) son avalanchas submarinas de bloques en una matriz constituida por el sedimento removilizado, y resultan en conglomerados o brechas no seleccionadas. Flujos de granos (*grain flows*) son avalanchas constituidas por arena y agua, que depositan areniscas masivas no clasificadas. Corrientes de turbidita (*turbidites*) son avalanchas de material detrítico mezclado con el agua. Según su densidad, dan lugar al depósito de areniscas conglomeráticas granoclasificadas o no (alta densidad) o de areniscas granoclasificadas (baja densidad).

2. Modelos sedimentarios para los taludes

En los taludes abruptos, dominan los depósitos originados por caídas y deslizamientos. Si la erosión domina en el borde de la plataforma (*by-pass margin*), los depósitos están cada vez más finos hacia el

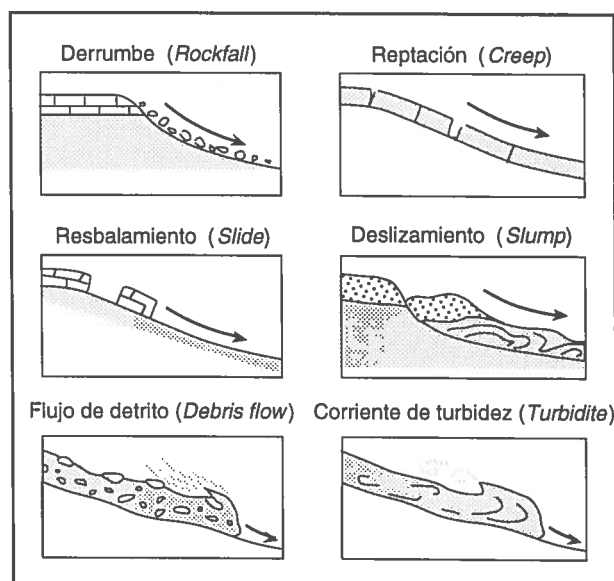


Fig. 49 : Principales procesos de resedimentaciones en pendientes, según Stow in Reading (1986).

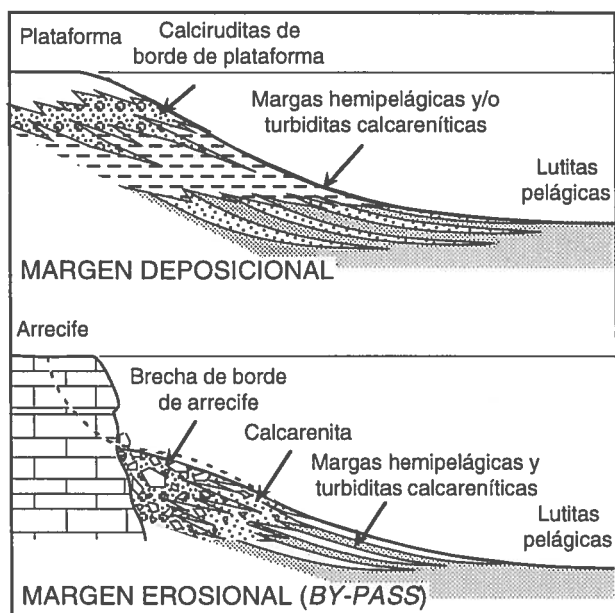


Fig. 50 : Modelos de depositación en pendientes deposicional (arriba) y erosional (by-pass, abajo), según McIlreath y James in Walker (1979).

pie de la pendiente (McIlreath y James, in Walker 1979, fig. 50). Cerca a la plataforma, se encuentran brechas y calciruditas con lito- o bioclastos proveniente de la plataforma. La parte intermedia del talud está caracterizada por calcarenitas y calciruditas que pasan hacia abajo a margas y calizas y calcarenitas pelágicas o hemipelágicas. Bloques aislados son comunes. El pie del talud recibe la sedimentación pelágica autóctona, y a veces turbiditas.

Si la progradación domina (*depositional margin*), los sedimentos gruesos superiores pasan hacia abajo a calizas y margas hemipelágicas en la parte mediana del talud. La transición con la cuenca está marcada por el depósito de turbiditas (McIlreath y James, in Walker 1979, fig. 50).

Secuencias de progradación de talud presentan la misma sucesión de facies groseramente grano-creciente, desde el pie del talud hasta el tope del talud.

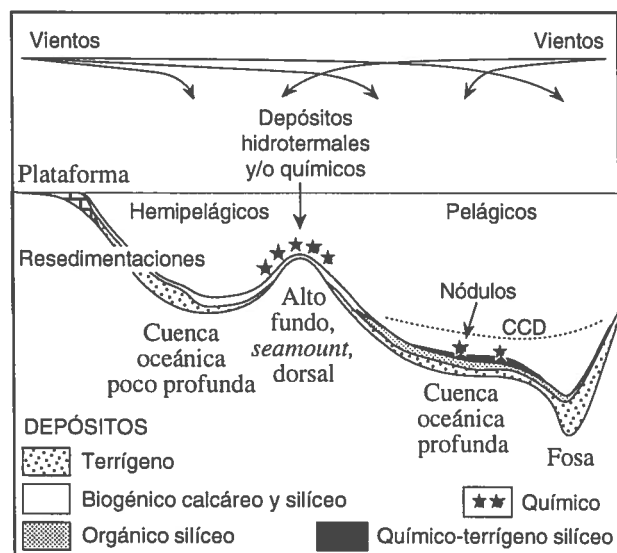


Fig. 51 : Repartición de los depósitos en las cuencas oceánicas, según Chamley (1989).

3. Sedimentación condensada

Sedimentos condensados y superficies mineralizadas se encuentran en taludes demasiado parados para recibir sedimentos, o con poca sedimentación, o barridas por corrientes importantes. Por lo tanto, caracterizan tanto ciertos taludes como alto fondos.

Estas zonas están caracterizadas por evidencias de erosión mecánica debidas a las resedimentaciones o al transporte, superficies endurecidas (*hard-grounds*), costras estromatolíticas mineralizadas y nódulos polymetálicos con fosfato, magnesio, manganeso, hierro, etc., grietas dejadas aguas arriba de deslizamientos (*slump scars*), depósitos laminados debidos a corrientes oceánicas (contornitas), olistolitos, bloques o cantos aislados, a veces encostrados, delgados niveles de micrita pelágica autóctona, etc.

VI. DEPOSITOS DE CUENCA

En las cuencas, la sedimentación carbonatada depende mayormente de la profundidad de la cuenca con respecto a la Profundidad de Compensación de los Carbonatos (CCD). Por lo tanto, un factor importante es el relieve de la cuenca, que controla la profundidad de depósito, y también las resedimentaciones gravitacionales (fig. 51). Otros factores importantes son la latitud, ya que la temperatura controla la productividad carbonatada, y las corrientes oceánicas.

Distinguiremos tres sitios mayores de depositación de carbonatos pelágicos (fig. 51) : (1) Cuenca someras o antiguas plataformas colapsadas por una subsidencia importante, (2) Altos fondos, tales como dorsales oceánicas o volcanes submarinos, y (3) la parte de las cuencas profundas ubicada al pie de una plataforma carbonatada.

1. Carácteres de los carbonatos pelágicos

Los carbonatos pelágicos son generalmente micritas ricas en microorganismos pelágicos calcáreos o silíceos. Actualmente, el depósito de micritas calcáreas con foraminíferos y nanofósiles domina en zonas poco profundas (≤ 4000 m), con aguas superficiales calientes (latitudes ecuatoriales) y con pocos aportes detríticos. Su tasa de sedimentación promedio es de 30 m/Ma.

La sedimentación actual de lodo silíceo con radiolarios y diatomeas ocurre en las aguas frías circumpolares. En zonas ecuatoriales sometidas a corrientes de *upwelling*, los lodos con radiolarios están mezclados a lodos calcáreos ligados a la zona ecuatorial de alta productividad orgánica.

En orden de tasa de sedimentación creciente, encontraremos : (1) potentes series de calizas laminadas en bancos delgados, a veces con bioturbaciones; (2) calizas nodulares y bioturbadas sin laminaciones; (3) calizas con superficies endurecidas e intraclastos mineralizados o perforados; (4) calizas con disoluciones, erosiones y costras estromatolíticas mineralizadas (tipo nódulo polymetálico); y (5) arenas finas de organismos pelágicos.

La disminución en la tasa de sedimentación puede ser debida a : (1) una profundización que provoca una disolución creciente de los carbonatos; (2) un aumento de la velocidad de las corrientes que impide el depósito de las partículas; (3) una disminución de la productividad orgánica por cambio de latitud, clima o circulación oceánica.

2. Cuenca somera

2.1. Series alternantes

En partes profundas de las plataformas externas o en cuencas poco profundas, se observan a menudo alternancias repetidas y monótonas de margas y calizas, organizadas en ciclos de varios órdenes (fig. 52). Estas alternancias parecen ser correlacionables sobre largas distancias en una misma cuenca, y quizás entre cuencas distintas (Cotillon 1985).

Margas y calizas difieren en varios aspectos (fig. 52). En el Cretáceo inferior del Sureste de Francia (cuenca vocontiana), las calizas contienen 80 a 90% de CaCO_3 , están ricas en microfauna planctónica (radiolarios), en smectita, en isotopos ^{18}O y ^{12}C , y representan épocas de alta tasa de sedimentación. Los nanofósiles están dominados por *Nannoconus*. Resultarían de una sedimentación biocarbonatada.

En contraste, las margas contienen entre 50 y 70% de CaCO_3 , están ricas en microfauna bentónica (foraminíferos aglutinados), en illita y kaolinita, y representan períodos de sedimentación débil (fig. 52). Entre los nanofósiles, dominan los *Coccolithus*. Corresponderían a una sedimentación predominantemente terrígena.

La extensa repartición de estas alternancias demuestra que están controladas por fenómenos globales. El tiempo representado por un ciclo marga-caliza está comprendido entre $15 \cdot 10^3$ y $45 \cdot 10^3$ años, y análisis estadístico parecen indicar periodicidades de $21 \cdot 10^3$, $41 \cdot 10^3$, $100 \cdot 10^3$ y $400 \cdot 10^3$ años, es decir correlacionables con los ciclos astronómicos de Milankovich. Ya que estos ciclos controlan el eustatismo y el clima, las alternancias están consideradas como controladas por el eustatismo (alternancias de orden superior) y el clima (alternancias unitarias).

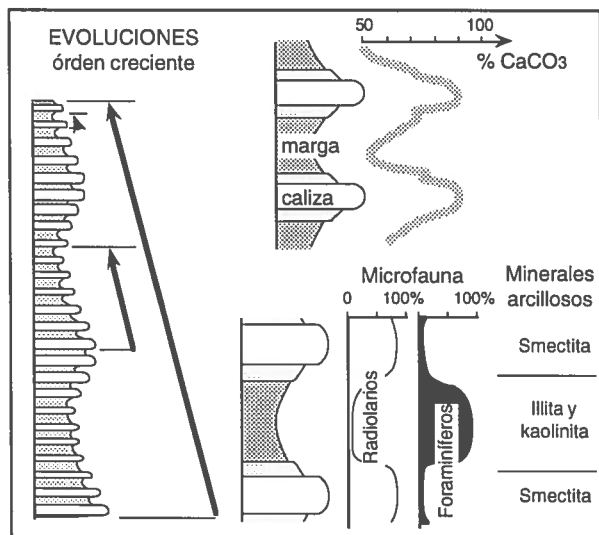


Fig. 52 : Características de las series alternantes, según datos de Cotillon (1985, 1988).

2.2. Plataformas colapsadas

La evolución normal de un margen pasivo comprende una etapa de subsidencia débil (estado de Rift), seguida por una etapa de subsidencia rápida e importante de origen tectónico (subsidencia inicial), y una etapa de subsidencia térmica lenta (estado de margen pasivo). Por lo tanto, se encuentran a menudo depósitos de plataforma somera sobreyacidos en discordancia (discordancia *post-rifting*) por carbonatos pelágicos de medio profundo, que rellenan a menudo las grietas abiertas (*Neptunian dykes*) dentro del carbonato de medio somero, durante el evento tectónico de la subsidencia.

3. Cuencas al pie de taludes

Las cuencas ubicadas al pie de plataformas carbonatadas reciben la fracción distal de las resedimentaciones gravitacionales que transitan por, y no pueden depositarse sobre el talud (fig. 51), es decir principalmente turbiditas calcáreas o calciturbiditas.

Ya que el modo de emplazamiento es similar, las calciturbiditas presentan la misma sucesión de estructuras sedimentarias que las turbiditas clásicas (fig. 53). La base gruesa de una calciturbidita contiene bioclastos retrabajados (alóctonos) que provienen de zonas someras (plataforma), mientras que la parte superior fina está caracterizada por organismos enteros, pelágicos o hemipelágicos, similares a los de los interbancos autóctonos finos. La parte superior de las margas pelágicas no turbidíticas puede encontrarse enriquecida en carbonato, debido a la percolación hacia abajo (*per descensum*) del carbonato contenido en la base de la calciturbidita (fig. 53).

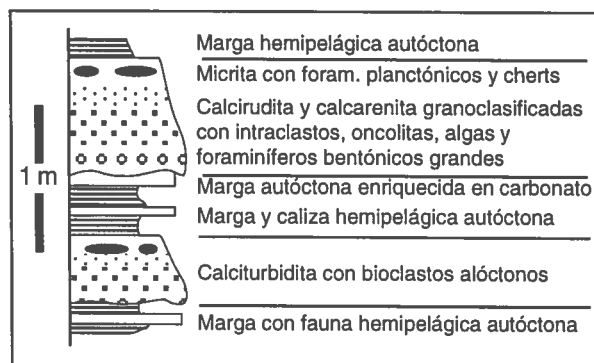


Fig. 53 : Ejemplo de calciturbidita en la Fm San Eduardo (Eoceno inferior a medio) de la costa ecuatoriana, según Jaillard et al. (1993).

4. Depósitos de altos fondos

Las dorsales medio-oceánicas, los volcanes submarinos (*seamounts*) o los altos fondos de origen tectónico están ubicados encima de la CCD, están abrigados de los aportes detríticos y reciben una sedimentación carbonatada fina constituida por organismos planctónicos, mezclada con arcillas y limos terrígenos llevados por los vientos (fig. 51).

Sobre los primeros, la actividad volcánica y hidrotermal favorece el depósito de sedimentos enriquecidos en hierro (volcanismo proximal), manganeso (volcanismo distal), cromo, plomo o zinc. Al infiltrarse en la corteza, las aguas oceánicas

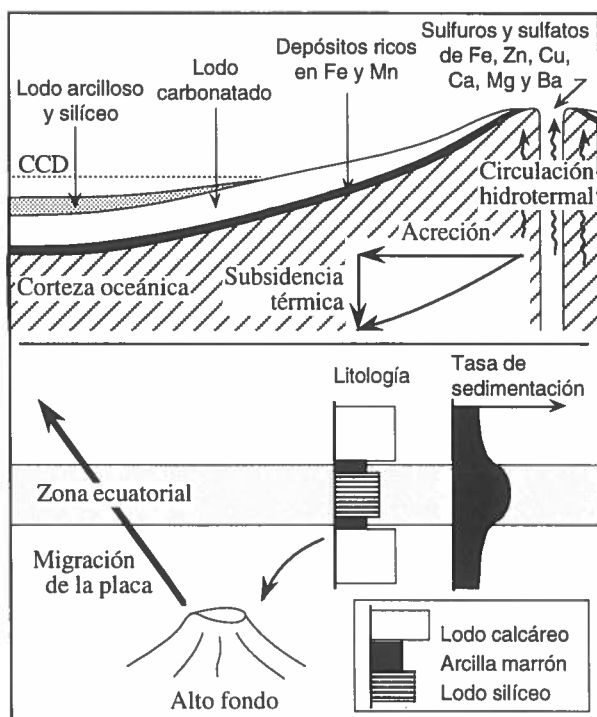


Fig. 54: Efectos de los movimientos verticales (subsistencia térmica, arriba) y laterales (deriva de placa, abajo) sobre la sedimentación carbonatada oceánica, según Tucker y Wright (1990, arriba) y Chamley (1989, abajo).

se calientan y se cargan en elementos derivados de alteración de las rocas volcánicas (Fe, Mn, Zn, Cu, etc.). Cuando suben, depositan estos elementos bajo la forma de óxidos hidratados, silicatos o sulfuros (fig. 51 y 54).

El tope de los altos fondos está a menudo sometido a las corrientes oceánicas, que provocan erosiones o hiatos sedimentarios, y favorecen la formación de costras mineralizadas (*hardgrounds*). En las vertientes, dominan los procesos de resedimentación por gravedad.

Finalmente, ya que la corteza oceánica está sometida a movimientos lentos verticales (subsistencia térmica) y laterales (acreción, deriva de las placas), los altos fondos pueden cambiar de profundidad o de latitud (fig. 54). Por ejemplo, en los flancos de una dorsal oceánica sometida a la subsistencia térmica, los carbonatos depositados primero están sobrecubiertos por lodos silíceos cuando pasan debajo de la CCD. Por otro lado, cuando los altos fondos con depósitos carbonatados cruzan la zona ecuatorial de alta productividad planctónica silíceo, se observa un enriquecimiento en sílice y un aumento de la tasa de sedimentación (fig. 54).

VII. CASO PARTICULAR DE LOS MARES EPICONTINENTALES

Los mares epicontinentales (*epeiric seas*) son cuencas marinas extensas y someras con relieve y pendientes despreciables. Están ubicadas sobre placas continentales, y se diferencian por lo tanto de los márgenes continentales ubicados en los bordes de las placas. Tienen generalmente comunicaciones con el mar abierto.

Presentan varias particularidades que explican que sus sedimentos difieren de los modelos clásicos de la sedimentación carbonatada expuestos anteriormente (Irwin 1965, Tucker y Wright 1990). Ya que no se conocen ejemplos actuales, la información proviene del estudio de las series antiguas. Ejemplos clásicos de mares epicontinentales son la cuenca triásica alpina que comunicaba con la Tethys al Este o la cuenca interior de América del Norte (*Western interior*) durante el Cretáceo, conectada con el Mar Caribe. Añadirémos la cuenca cretácea del Oriente de Ecuador, Perú y Bolivia, que comunicaba con el océano Pacífico al Oeste, y posiblemente con el mar Caribe al Norte.

1. Profundidad

La profundidad de los mares epicontinentales generalmente no pasó los 10 a 100 m. Por lo tanto, las facies intertidales o subtidales someras dominan y pueden tener muy largas extensiones. Además, zonas ligeramente levantadas pueden presentar medios más someros o subaéreos (islas), mientras que pueden existir zonas deprimidas profundas.

Las tasas de subsistencia son muy variables, desde muy altas (Triásico medio alpino) a muy débil (Cretáceo ecuatorial).

2. Hidrodinámica

2.1. Corrientes, mareas, olas y tempestades

La débil profundidad de los mares epicontinentales induce varias consecuencias importantes en cuanto a la hidrodinámica.

La influencia de las corrientes termo-halinas oceánicas es nula en los mares epicontinentales.

La onda de marea se amortigua por fricción contra el fondo al entrar en el mar epicontinental, y la influencia de las mareas disminuye rápidamente hacia la costa. Por lo tanto, corrientes de marea no tienen efectos en el mar mismo, a pesar de que pueden tener localmente una buena energía en la ancha zona intertidal.

Por la misma razón, la influencia de las olas de larga longitud de onda (oleaje del mar abierto) es mínima en los mares epicontinentales. En cambio, actúan olas de corta longitud de onda generadas por el viento, pero el límite inferior de influencia de las olas es somero (≤ 5 m).

Las tempestades constituyen un factor importante. Pueden hacer subir el nivel marino de varios metros en la costa y generar corrientes de 1m/s de velocidad. Por lo tanto, tempestades pueden transportar elementos subtidales sobre las zonas inter-a supratidales. Cuando se calma la tempestad, el exceso de agua en la costa refluye hacia el mar, y elementos de la zona tidal están redepósitosados en la zona subtidal.

2.2. Circulación y ecología

Por falta de corrientes (termo-halinas, de olas, de mareas), hay poca circulación del agua en los mares epicontinentales. Por lo tanto, los organismos que necesitan luz y oxígeno (corales, algas rojas) son escasos o ausentes y la fauna es poco diversificada.

La falta de circulación y el débil volumen de agua hacen que la salinidad puede variar ligeramente. En climas áridos, la evaporación induciría una sobresalación, mientras que en climas húmedos, la importancia de los ríos (agua dulce) provocaría una subsalación cerca del litoral.

Además, el calentamiento de las aguas superficiales puede ser importante en latitudes intertropicales, impidiendo el desarrollo de las faunas de agua fría. En cambio, organismos adaptados a aguas someras y calientes pueden proliferar, como los amonites *Knemiceras* del Albiano, *Neolobites vibrayeanus* del Cenomaniano medio-superior o *Coilopoceras* del Turoniano andino.

3. Dinámica sedimentaria

3.1. Proximidad de aportes terrigenos

Debido a la débil profundidad, los detritos llevados por los ríos (lutitas, arenas, restos vegetales) pueden tener una amplia extensión geográfica, ya que no pueden acumularse verticalmente (excepto si ocurre una fuerte subsidencia). Por lo tanto, las plataformas carbonatadas, cuyo desarrollo necesita aguas relativamente limpias y claras, tienen una productividad reducida. Además, las plataformas carbonatadas están rápidamente «ahogadas» por los aportes terrígenos durante las regresiones.

3.2. Sedimentación y secuencias

Estas particularidades explican que la sedimentación carbonatada en los mares epicontinentales difiere de los modelos clásicos de plataforma carbonatada.

Las facies de alta energía (playas dominadas por olas, barreras oolíticas, etc.) son escasas, pero pueden ocurrir secuencias de tempestad. Por falta de circulación, las barreras arrecifales están generalmente ausentes, se observa el desarrollo de facies laminadas anóxicas (fig. 55). Por lo tanto, no hay diferenciación entre plataformas interna y externa (plataformas de tipo rampa), y, por la suavidad de las pendientes, las facies tienen una larga extensión. Las secuencias de somerización presentan facies poco variadas y monótonas, excepto en la zona intertidal. En cambio, debido a la larga extensión de la zona intertidal, las corrientes de marea pueden tener localmente una buena energía.

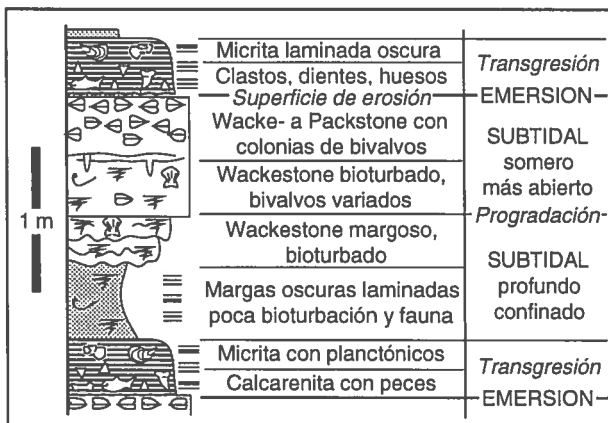


Fig. 55 : Sedimentación carbonatada de baja energía en un mar epicontinental: las calizas «M-2» (Turoniano) de la sección del río Misahualli (Ecuador).

Las condiciones ecológicas particulares (temperatura, profundidad, salinidad, confinamiento) favorecen el desarrollo de faunas con pocas especies, a menudo endémicas, que dificulta las correlaciones estratigráficas con otras regiones.

Por la importancia de los aportes terrígenos, la sedimentación en los mares epicontinentales presenta a menudo una alternancia de areniscas deltaicas, de lutitas de prodelta y de calizas y margas de plataformas efímeras.

Finalmente, si la tasa de subsidencia está débil, las variaciones eustáticas tienen un papel importante, ya que la cuenca puede emerger totalmente en períodos de bajo nivel marino. Por lo tanto, la sedimentación es muy discontinua y caracterizada por largos hiatos sedimentarios, separados por breves períodos de depositación.

VIII. LA SEDIMENTACION CARBONATADA LACUSTRE

Lagos dan lugar a depósitos carbonatados delgados, pero cuyo reconocimiento es importantes para reconstruir ambientes continentales.

1. Hidrodinámica de los lagos

1.1. Tipología

Existen dos tipos mayores de lagos según su régimen hidráulico.

Los lagos abiertos (zonas exoréicas) tienen un desagadero que mantiene un nivel y una química de las aguas relativamente estables, ya que las aguas de lluvias regresan al mar por los ríos.

Los lagos cerrados (zonas endoréicas) no tienen desagadero, y su nivel y la química de sus aguas están controlados por el equilibrio entre los ingresos (ríos, lluvias) y las pérdidas de agua (evaporación). Por lo tanto estos lagos pueden ser permanentes si la capa de agua permanece varios años o miles de años, o efímeros si no permanece menos de un año. En estos últimos pueden acumularse grandes espesores de evaporitas.

Cambios climáticos o tectónicos pueden provocar el cambio de régimen hidráulico de un lago desde abierto hacia cerrado, o al revés.

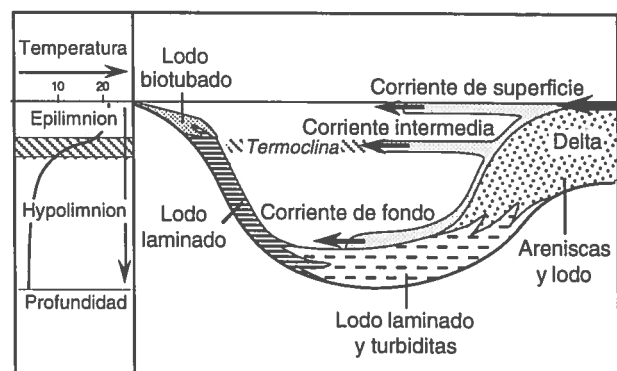


Fig. 56 : Estructura térmica (izquierda) y dispersión del sedimento (derecha) en un lago oligomíctico con aguas estratificadas (Allen y Collinson in Reading 1986, Tucker y Wright 1990).

1.2. Estratificación de las aguas

Los lagos presentan una estratificación térmica de las aguas, debido al calentamiento de la superficie por la energía solar. Las aguas superficiales calientes (*epilimnion*) están separadas de las aguas frías profundas (*hypolimnion*) por una zona intermedia (*metalimnion*) en la cual la temperatura disminuye rápidamente (termoclina, fig. 56). Esta estratificación obstaculiza la mezcla de las aguas profundas y superficiales.

Los lagos oligomícticos, en los cuales la mezcla de las aguas está limitada, son generalmente pequeños, profundos y/o con débil gradiente térmico. Los lagos polimícticos presentan frecuentes intercambios entre aguas superficiales y profundas. Son generalmente sometidos a la acción del viento.

La presencia de sal en el lago puede reforzar la estratificación por el desarrollo de un gradiente de densidad, con aguas profundas frías, saladas y densas. En estos lagos, no hay mezcla de aguas y las aguas profundas se vuelven anóxicas, lo que prohíbe la vida bentónica y favorece la preservación de la materia orgánica.

La estratificación de los lagos en capas de agua con propiedades físicas distintas puede guiar los flujos de sedimentos llevados por los ríos (fig. 56)

1.3. Viento y corrientes

El viento es el proceso físico mayor que actúa en los lagos, ya que no existen mareas. El viento genera olas que pueden edificar barras litorales o playas (en lagos clásticos), o arrastrar plantas, erosionar la orilla o redistribuir los sedimentos.

Corrientes lacustres pueden ser generados por (1) el viento que, al empujar el agua hacia la orilla, genera corrientes de retorno; (2) el calentamiento de aguas superficiales, que refuerza el gradiente térmico, y (3) por el aporte de aguas fluviales densas y cargadas. Finalmente, ocurren frecuentemente corrientes de turbidez en los lagos abruptos (corriente de fondo, fig. 56).

2. Morfología de los lagos

Los lagos actuales incluyen varias zonas, definidas en base a criterios mayormente biológicos.

La zona supralitoral es continental, mientras que la zona eulitoral corresponde al intervalo entre las aguas más altas y más bajas (fig. 57).

La zona litoral corresponde a la zona de vida de las plantas con raíces: carofitas en la parte inferior, nenúfares en el medio, juncos en la parte costera. Se extiende hasta 10-12 m de profundidad, es decir por

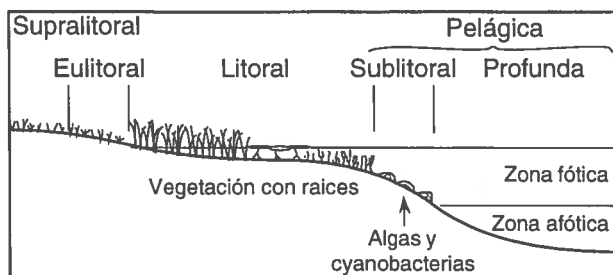


Fig. 57 : Subdivisión de los medios lacustres, según Tucker y Wright (1990).

debajo del límite de acción de las olas (fig. 57). La zona pelágica, de aguas abiertas, empieza más abajo.

La zona sublitoral pertenece todavía a la zona fótica, y está caracterizada por la presencia de algas y cianobacterias que construyen estromatolitos. La zona profunda empieza por debajo de la zona fótica. Coincide a menudo con la termoclina (fig. 57).

3. Organismos y figuras sedimentarias

3.1. Organismos

La fauna y flora de depósitos lacustres se caracteriza por la ausencia de organismos marinos (corales, equinodermos, foraminíferos, amonites...).

Las algas son los mayores productores de sedimento calcáreo (fig. 58). Las carofitas (algas verdes de aguas dulces a ligeramente salobres) construyen tubos de calcita alrededor de sus tallos o en sus granos (oogonios), fácilmente transportados. Microalgas planctónicas favorecen la precipitación de la calcita, y contribuyen al depósito de materia orgánica en los lagos oligomícticos. Finalmente, cianobacterias y a veces algas verdes microscópicas edifican estromatolitos (costras laminadas y porosas) o biohermas (*boundstone*).

Los moluscos lacustres incluyen mayormente gasterópodos, y a veces bivalvos, que se encuentran frecuentemente concentrados en lumaquellas, debido a la falta de competencia.

Los artrópodos son una componente importante de la fauna de los lagos (fig. 58). Los ostrácodos se presentan frecuentemente en lumaquellas y son buenos indicadores de salinidad. Los crustáceos fabrican pelets, pero son raramente preservados, al igual que los anélidos.

3.2. Estructuras sedimentarias

Granos con estructura concéntrica son frecuentes en depósitos lacustres. Los oncoideos son porosos, con laminaciones concéntricas. Tienen el mismo origen biológico como los estromatolitos y caracterizan zonas ligeramente agitadas (fig. 58). Ooideos y pisolitos caracterizan zonas de mayor energía. Se formarían por precipitaciones físico-químicas sucesivas.

Laminaciones paralelas finas constituyen una característica de los depósitos lacustres. En medios profundos, representan sea turbiditas finas, sea cambios periódicos en los aportes sedimentarios, gene-

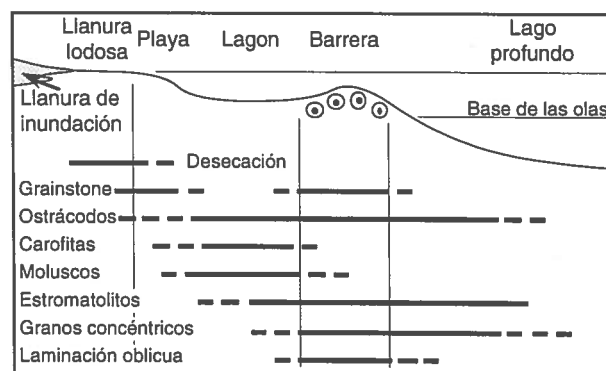


Fig. 58 : Repartición de las principales estructuras sedimentarias en el lago de la Fm Green River (Eoceno, América del Norte), según Tucker y Wright (1990).

ralmente de origen climático (estacional). En zonas litorales, pueden resultar de la acción de las olas de viento (vaiven).

Las bioturbaciones borran frecuentemente las laminaciones. Son debidas a plantas o a organismos bentónicos (crustáceos, anélidos, bivalvos, o en zonas profundas, larvas).

Finalmente figuras de desecación o estructuras pedogenéticas (paleosuelos) están frecuentes en los bordes de los lagos (fig. 58).

4. Secuencias calcáreas de lago abierto

Los lagos se rellenan por progradación, desde la orilla, de un prisma (*bench*) de marga o calcarenita, y/o de los deltas edificadas por ríos. Las secuencias que resultan son generalmente delgadas (≤ 5 m).

4.1. Secuencia de delta lacustre

En caso de progradación de un delta, la secuencia es generalmente clástica, y del mismo tipo que las secuencias deltaicas.

4.2. Secuencia de baja energía

La progradación de un prisma margoso de baja energía deposta la sucesión siguiente (fig. 58 y 59): (1) micrita oscura laminada con gasterópodos, ostrácodos y turbiditas finas, depositadas en medio pelágico más o menos anóxico; (2) calcarenita lodosa (*Packstone*) con estromatolitos, algas y carofitas que corresponde al talud del prisma; (3) calcarenita o calcirudita con ooideos o oncoideos y algas del techo del prisma; y (4) calcarenitas laminadas de playa y turba de tras-playa o limo de llanura de inundación (fig. 59).

4.3. Secuencia de energía moderada

Una secuencia de buena energía sería (fig. 59) : (1) lutitas intercaladas con turbiditas finas de la zona pelágica (debajo de la termoclina); (2) calcarenitas oolíticas con laminaciones oblicuas, o flujos de detritos y slumps correspondiendo al talud del prisma; (3) calcarenitas con estratificación horizontal del techo del prisma; y (4) depósitos eólicos.

4.4. Secuencias emersivas

Si la pendiente del lago está débil (rampa), y/o si ocurren fluctuaciones importantes del nivel del lago, cualquiera secuencia de progradación será interrumpida periódicamente por episodios de emersión (fig. 60). Estas dan lugar a la formación de paleosuelos con cavidades kársticas, intraclastos o brechas,

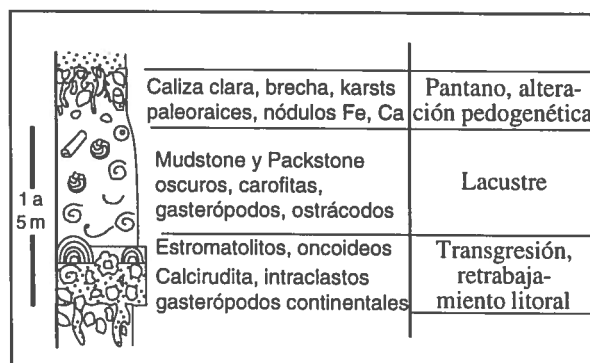


Fig. 60 : Secuencia emersiva (palustre), según Freyret y Plaziat (1982).

paleoraices, alteraciones pedogenéticas, y lentes de areniscas y limos fluviales.

Emersiones repetidas caracterizan también las secuencias de pantanos (medio palustre, fig. 60), frecuentes en las orillas de los lagos.

5. Secuencias calcáreas de lago cerrado

Los lagos cerrados están caracterizados por la importancia de la evaporación. Por lo tanto, se observan depósitos evaporíticos, fauna y flora restringidas por la sobresalación y acumulaciones de hidrocarburos por el confinamiento.

En el Eoceno de América del Norte (Fm Green River, Mb Wilkins Peak), secuencias típicas comprenden (fig. 61) : (1) una brecha basal con intraclastos que corresponde al retrabajamiento del substrato; (2) calcarenitas con pelets o ooideos y ondulitas de la zona litoral; (3) dolomita con laminaciones algáceas ricas en hidrocarburos de la zona más somera, de salinidad variable; (4) una capa de evaporita o sal; (5) dolomita con estructuras de desecación, evaporitas y concreciones de la zona eulitoral, y (6) ocasionales depósitos fluviales

En el Jurásico superior de Portugal, se observan las secuencias métricas siguientes (fig. 61) : (1) *Pack-* a *Wackestone* con moluscos, carofitas y ostrácodos de medio sobresalado, sobreyacido por mudstone estromatolítico bituminoso con *fenestrae* y evaporitas; (3) *Mudstone* calcáreo con nódulos de anhidrita, brechas y estructuras de desecación, de llanura costera hypersalina.

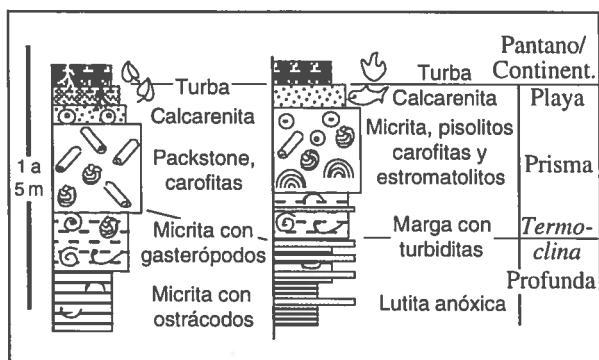


Fig. 59 : Secuencias de progradación de un prisma en un lago abierto de baja energía (Tucker y Wright 1990).

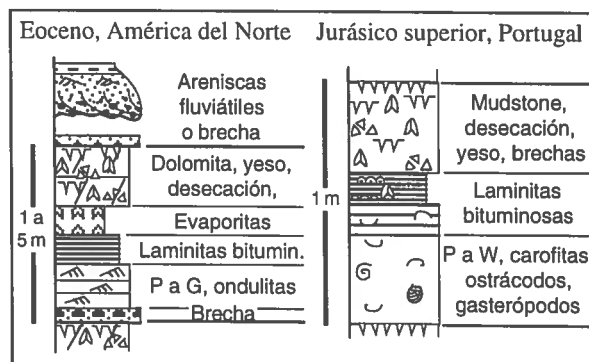


Fig. 61 : Secuencias de lagos cerrados en el Eoceno de América del Norte y el Jurásico superior de Portugal, según Tucker y Wright (1990).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ADAMS A.E., McKENZIE W.S & GUILFORD C., 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman Scientific and Technical publ., 104 p., Harlow.
- ALLEN P.A. & COLLINSON J.D., 1986. Lakes. in H.G. Reading, ed., *Sedimentary environments and facies*, 63-94, Blackwell scient. Publ., Oxford.
- BATHURST R.G.C., 1975. *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier publ., 658 p., Amsterdam.
- BERGER W.H. & WINTERER E.L., 1974. Plate stratigraphy and the fluctuation carbonate line. in K.J. Hsü & H.C. Jenkyns, eds., *Pelagic sediments: on land and under the sea. Spec. Publ. Internat. Ass. Sediment.*, 1, 11-48.
- BOGGS S., Jr., 1995. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Prentice Hall publ., New Jersey, 774 p.
- BOURROUILH F., 1973. Dolomitisation actuelle dans le monde: une revue. *Sciences Terre*, 18, 279-298, Nancy.
- CARON M. & DUPASQUIER C., 1989. Litho- et biostratigraphie des dépôts du «Crétacé moyen: dans les Préalpes médianes. *Geobios Mem. spec.*, 11, 49-58, Lyon.
- CHAMLEY H., 1987. *Sédimentologie*. Dunod publ., Serie Géoscience, 175 p., Paris.
- CHAMLEY H., 1988. *Les milieux de sédimentation*. BRGM-Tec. & Doc. publ., 173 p., Orléans.
- CHOQUETTE P.W. & PRAY L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 207-250.
- COTILLON P., 1985. Les variations à différentes échelles du taux d'accumulation sédimentaire dans les séries pélagiques alternantes du Crétacé inférieur, conséquences et phénomènes globaux. Essai d'évaluation. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 1, 59-68.
- DUNHAM R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. in Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 1, 108-121.
- ELFF-AQUITAINE, 1975. *Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1. Eléments d'analyse*. Elf-Aquitaine publ., Boussens y Pau, 173 p.
- ELFF-AQUITAINE, 1977. *Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Eléments d'interprétation*. Elf-Aquitaine publ., Boussens-Pau, 231 p.
- EMBRY A.F. & KLOVAN J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 19, 730-781.
- FLÜGEL E., 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Springer Verlag publ., 633 p., Berlin.
- FOLK R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43, 1-38.
- FOLK R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. in Classification of carbonate rocks, a Symposium. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 1, 62-84.
- FOLK R.L. & LAND L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over cristalization of Dolomite. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 59, 60-68.
- FREYTET P. & PLAZIAT C., 1982. Continental carbonate sedimentation and diagenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12, 213 p., Springer Verlag.
- GINSBURG R.N., 1975. *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts*. Springer Verlag, Nueva York, 428 p.
- HECKEL P.H., 1974. Carbonate buildups in the geologic record: a review. in L.F. Laporte, ed., *Reefs in time and space. Soc. Econ. Pal. Miner., Spec. Publ.* 18, 90-154.
- IRWIN M.L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, 49, 445-459.
- JENKYNs H.C., 1986. Pelagic environments. in H.G. Reading, ed., *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publ., 343-397, Oxford.
- KENDALL C.G.St.C. & SCHLAGER W., 1981. Carbonates and relative changes in Sea Level. *Marine Geology*, 44, 181-212, Amsterdam.
- KLÜPFEL W., 1916. Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. *Geol. Rundsch.*, 7, 97-109, Stuttgart.
- LEEDER, M.R., 1982. *Sedimentology. Process and products*. Chapman & Hall Publ., 344 p., Londres.
- LOGAN B.W., et al., 1970. Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. *Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir* 13, 223 p.
- MILLIMAN J.D., 1974. *Marine carbonates*. Springer Verlag Publ., 375 p., Nueva York.
- PURSER B.H., 1973. Aspects de la diagenèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. *Sciences Terre*, 18, 299-313, Nancy.
- PURSER B.H., 1980. *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. 1: Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse*. Technip publ., 366 p., Paris.
- PURSER B.H., 1983. *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. 2: Les domaines de sédimentation carbonatés néritiques récents; application à l'interprétation des calcaires anciens*. Technip, 389 p.
- READ J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81, 195-212.
- READ J.F., 1985. Carbonate Platform Facies Models. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 69, 1-21.
- REINECK H.E. & SINGH I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer Verlag, Berlin, 549 p.
- SARG J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. in C.K. Wilgus, et al., eds., *Sea level changes, an integrated approach. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ.* 42, 155-181.
- SCHLAGER W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 197-211.
- SCHOLLE P.A., BEBOUT D.G. & MOORE C.H., 1983. Carbonate depositional environments. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 33, 708 p.
- SEILACHER A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine geology*, 5, 413-428, Amsterdam.
- SELLWOOD B.W., 1986. Shallow-marine carbonate environments. in H.G. Reading, ed., *Sedimentary environments and facies*. 283-342, Blackwell Scient. Publ., Oxford.
- SHINN E.A. & LLOYD R.M., 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. *J. Sedim. Petrology*, 39, 1202-1228.
- TUCKER M.E., 1991. *Sedimentary Petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*. 2° ed. Blackwell Scient. Publ., Oxford, 260 p.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scient. Publ., Oxford, 482 p.
- WALKER R.G., ed., 1979. *Facies Models. Geoscience Canada*, Reprint series 1, 211 p., Hamilton.
- WILSON J.L., 1975. Characteristics of carbonate-platform margins. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 58, 810-824.