



AMBIENTES SEDIMENTARIOS

APUNTES TEÓRICOS PARA LOS TRABAJOS PRÁCTICOS

Principios de sedimentación

Todos los sistemas naturales tienden a un estado de equilibrio que refleja un uso óptimo de la energía. En este estado de equilibrio ideal habría un balance perfecto entre la erosión y la acumulación de sedimentos.

Los fluidos y los flujos sedimentarios gravitatorios tienden a moverse desde elevaciones mayores a menores a favor de la pendiente. La velocidad del flujo es directamente proporcional a la magnitud de la pendiente.

El volumen de carga sedimentaria es directamente proporcional a la capacidad de transporte del flujo.

El modo de transporte del sedimento (carga de lecho, saltación y suspensión) refleja el balance entre tamaño de grano/peso y competencia del flujo.

Ley de Walther: Dentro de una sucesión relativamente concordante y de estratos genéticamente relacionados, los cambios de facies verticales reflejan cambios de facies laterales.

La dirección de los cambios de facies (**progradación, retrogradación**) refleja el balance entre la tasa de sedimentación y tasa de cambio en el espacio disponible para acumular sedimentos (espacio de acomodación).

Los procesos de **agradación o erosión** están vinculados a variaciones en el balance entre energía del flujo y aporte de sedimento: excesos en la energía del flujo llevan a erosión y excesos en la carga sedimentaria generan agradación.

A medida que la energía en un ambiente va decreciendo, se van depositando primero los sedimentos más gruesos y luego los más finos.

Facies (Bates and Jackson, 1987): Aspecto y características de una unidad de roca, que generalmente reflejan las condiciones de origen.

Facies (Walker, 1992): Combinación particular de litologías y atributos texturales y estructurales que definen rasgos que diferencian a un cuerpo rocoso de otro.

Asociación de facies (Collinson, 1969): Grupos de facies genéticamente relacionados que tienen un significado ambiental.

Modelo de facies (Walker, 1992): Esquema teórico de un sistema de depositación particular que elaborado a partir del análisis de varios ejemplos individuales de ambientes actuales y sedimentitas del registro sedimentario.

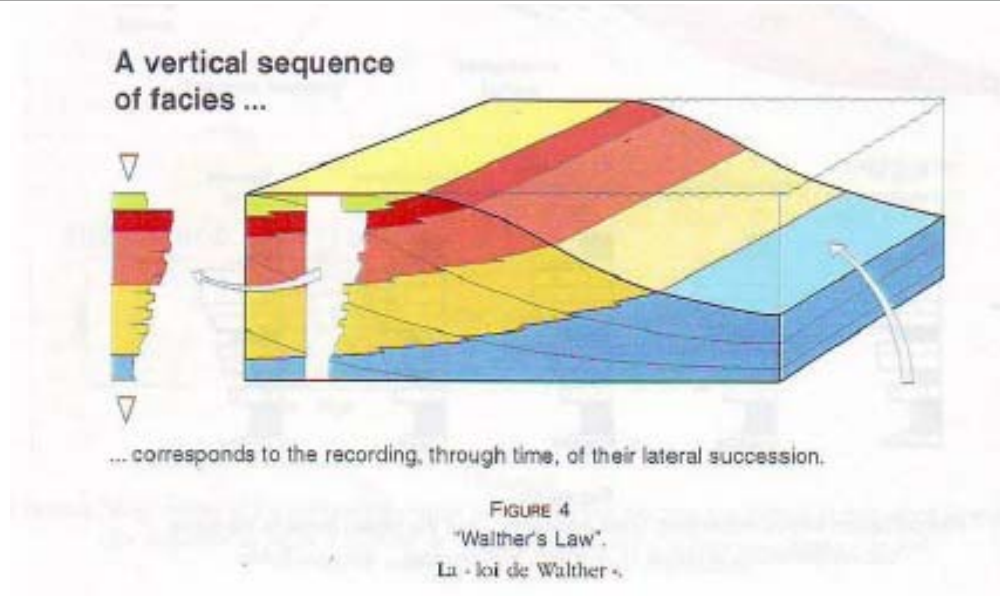
El desarrollo de facies está controlado por procesos sedimentarios que operan en áreas particulares dentro de los ambientes de depositación. Por lo tanto, la observación y la descripción de facies permite a la interpretación de procesos sindepositacionales. El entendimiento de las asociaciones de facies es un elemento crítico para la reconstrucción de paleoambientes.

Ley de Walther (Middleton, 1973): En una sucesión concordante, las únicas facies que aparecen juntas verticalmente son aquellas que pueden aparecer juntas, coetáneas, en la naturaleza.

Ley de Walther (Bates and Jackson, 1987): Solo se pueden sobreimponer aquellas facies y áreas de facies que pueden ser observadas una al lado de la otra en el mismo momento.

Ley de Walther (Posamentier and Allen, 1999): La misma asociación que se presenta verticalmente se presenta también horizontalmente, a menos que haya un quiebre en la sedimentación.

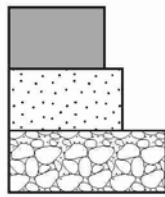
En otras palabras, un cambio de facies verticales implica un correspondiente cambio de facies laterales dentro de una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados.



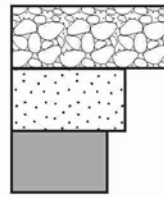
*"El uso del término facies puede ser muy amplio. Puede intentar definir objetivamente un producto sedimentario como, por ejemplo, "facies de areniscas rojas con estratificación paralela" o puede subjetivamente interpretar procesos como, por ejemplo, "facies turbidíticas", significando que nosotros **creemos** que se han depositado a partir de corrientes de turbidez, no que podemos estar seguros de que fueron depositadas de esta manera. Si usamos términos ambientales como "facies de cuenca", "facies de plataforma" o, "facies fluviales", significa que tienen características compatibles con tales interpretaciones ambientales, pero claramente, sin embargo, son solo una interpretación. **La selección de rasgos para definir facies y el peso que se le da a cada uno de esos rasgos dependen de una evaluación personal y subjetiva, basada en el material que se quiere examinar, en el tipo de afloramiento, el tiempo disponible y el objetivo de investigación.**"*

Reading (1996)

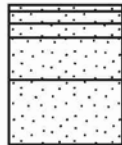
Tipos de asociaciones de estratos según el tamaño de grano y espesor de los estratos



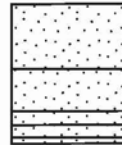
Granodecreciente o positiva



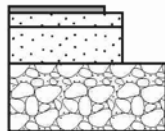
Granocreciente o negativa



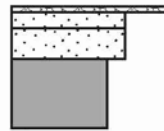
Estratodecreciente



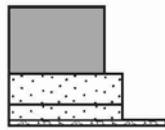
Estratocreciente



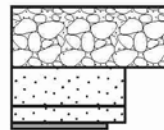
Estratodecreciente Granodecreciente



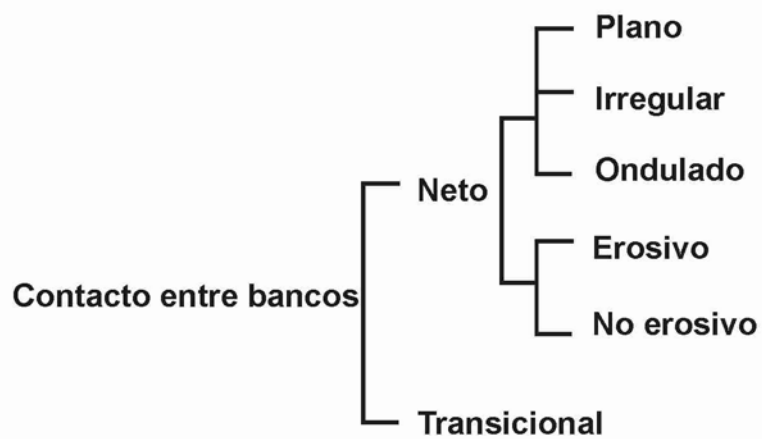
Estratodecreciente Granocreciente



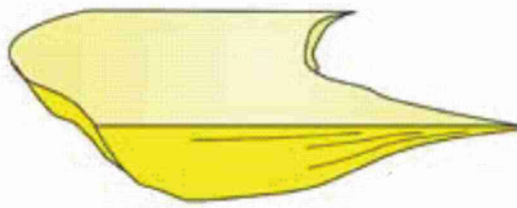
Estratocreciente Granodecreciente



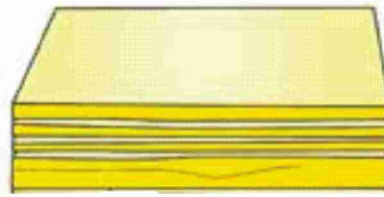
Estratocreciente Granocreciente



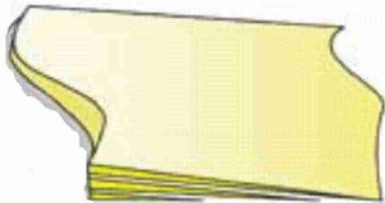
Geometría de los estratos



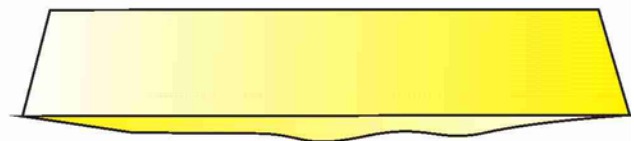
LENTICULAR



TABULAR

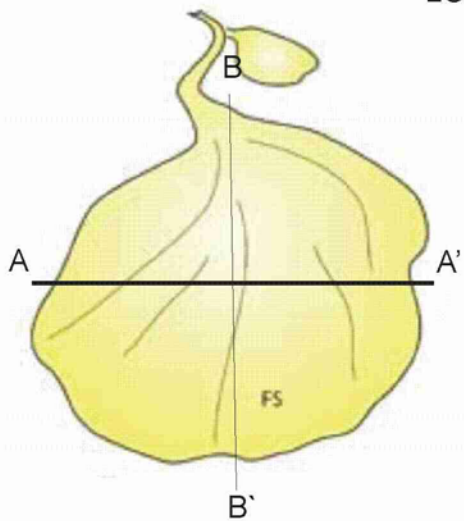


CUÑA

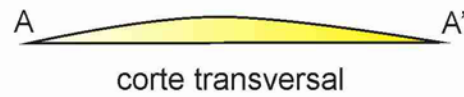


LENTIFORME

LÓBULO



vista en planta



corte transversal



corte longitudinal

(disminución del tamaño de grano)

ABANICOS ALUVIALES

Los abanicos aluviales son cuerpos sedimentarios en forma cónica que se forman al frente de los macizos montañosos por una pérdida de energía del sistema por expansión de flujo, disminución en la pendiente o infiltración del agua en depósitos previos.

Presentan tres grandes **subambientes**: 1) el abanico proximal, 2) el abanico medio y 3) el abanico distal, cuyas características generales son resumidas en la figura 1.

Subambiente	Granulometría	Elementos característicos
Abanico proximal	Grava	Fajas de canales Barras *Flujos hiperconcentrados
Abanico medio	Grava *Arena	Fajas de canales Barras Áreas de intercanal *Flujos hiperconcentrados
Abanico distal	Grava *Arena /pelita	Mantos de crecientes o flujos laminares (no canalizados) *canales, barras *Desbordamientos

*escasos, puede estar o no.

Figura 1

Las gravas dentro de estos sistemas pueden ser transportadas por dos **tipos de flujos** (figura 2): 1) hiperconcentrados y 2) fluidos o normales. Recuerde que los flujos hiperconcentrados pueden ser no erosivos o ligeramente erosivos (en general forman bancos tabulares, aunque se pueden canalizar) y presentan espesores que no superan los 2 o 3 metros.

FLUJOS HIPERCONCENTRADOS (sedimento / agua > 40, 50%)	Cohesivos (<i>Flujos de detritos</i>)	Paraconglomerados Matriz soportados Estructura caótica
	No cohesivos (<i>Flujos granulares</i>)	Ortoconglomerados Matriz soportados con o sin gradación inversa. Clasto soportados con gradación inversa
FLUJOS FLUIDOS O NORMALES (sedimento / agua < 40, 50%)	Paraconglomerados u ortoconglomerados (matriz infiltrada) Clasto soportados Masivos, gradación directa, estratificaciones entrecruzadas, estratificación horizontal, imbricación.	

Figura 2

La **tendencia general** al pasar de **subambientes proximales a distales** dentro de un abanico aluvial es la siguiente:

- ❖ Disminución de la canalización hacia los sectores distales (los bancos pasan de lenticulares a lentiformes y finalmente a tabulares)
- ❖ Disminución del tamaño de grano hacia los sectores distales (siempre con un claro dominio de la grava)
- ❖ Disminución en la cantidad y espesor de los depósitos de flujos hiperconcentrados (en caso de estar presentes)

Se pueden **clasificar** como (fig. 3 y 4):

- ❖ Abanicos dominados por flujos de detritos
- ❖ Abanicos dominados por ríos entrelazados
- ❖ Abanicos dominados por ríos de alta sinuosidad

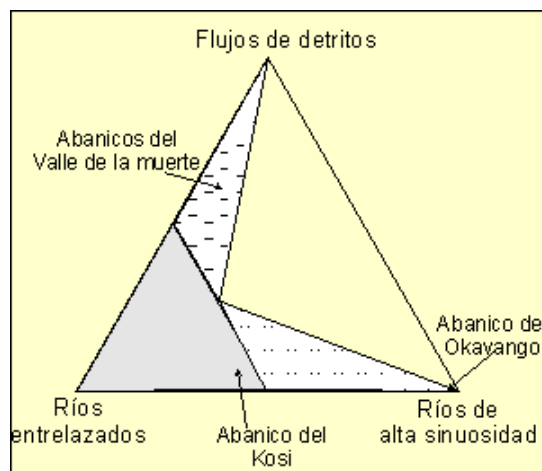


Figura 3

Las posibles **evoluciones** dentro de un abanico aluvial son las siguientes (fig. 5):

- ❖ **Retrogradación:** Evolución *autocíclica*. Retrogradación del frente montañoso en conjunto con los abanicos generado por un nivel de base constante (estabilidad tectónica, estabilidad en el nivel del mar o en niveles de base locales o baja subsidencia). Generación de ciclos grano y estrato decrecientes.
- ❖ **Progradación:** Producida por factores *alocíclicos*. En general vinculado a una disminución en el nivel de base que genera mayor energía potencial (ascenso tectónico, aumento de la subsidencia de la cuenca, disminución en el nivel del mar, cambio climático o por diferentes factores alocíclicos combinados). Generación de ciclos grano y estrato crecientes¹.

¹estas evoluciones corresponden a la evolución del abanico entero que forman ciclos de varias '10, '100 y hasta '1000 de m en algunos casos (estos megaciclos pueden incluir pequeñas progradaciones o retrogradaciones). Recuerde que el relleno general del abanico esta dado por canales y barras que tienen tendencia grano decreciente en ciclos de escala decimétrica a métrica.

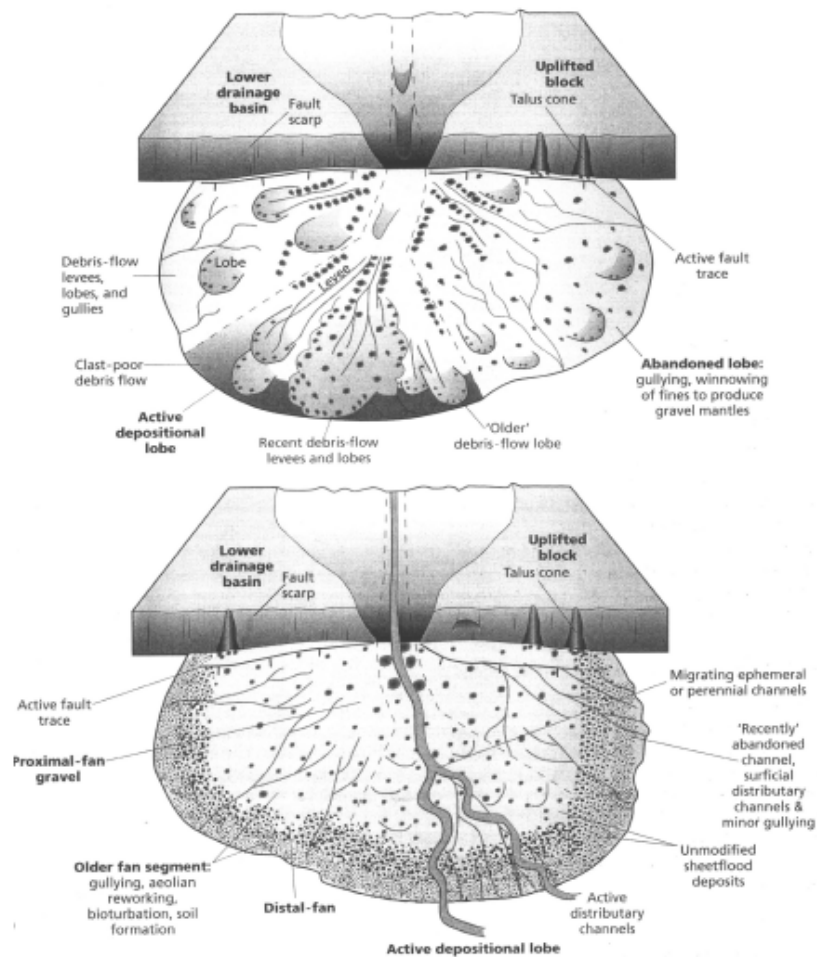


Figura 4. Abanicos dominados por flujos hiperconcentrados (arriba) y dominados por flujos fluidos (abajo) (Leeder 1999)

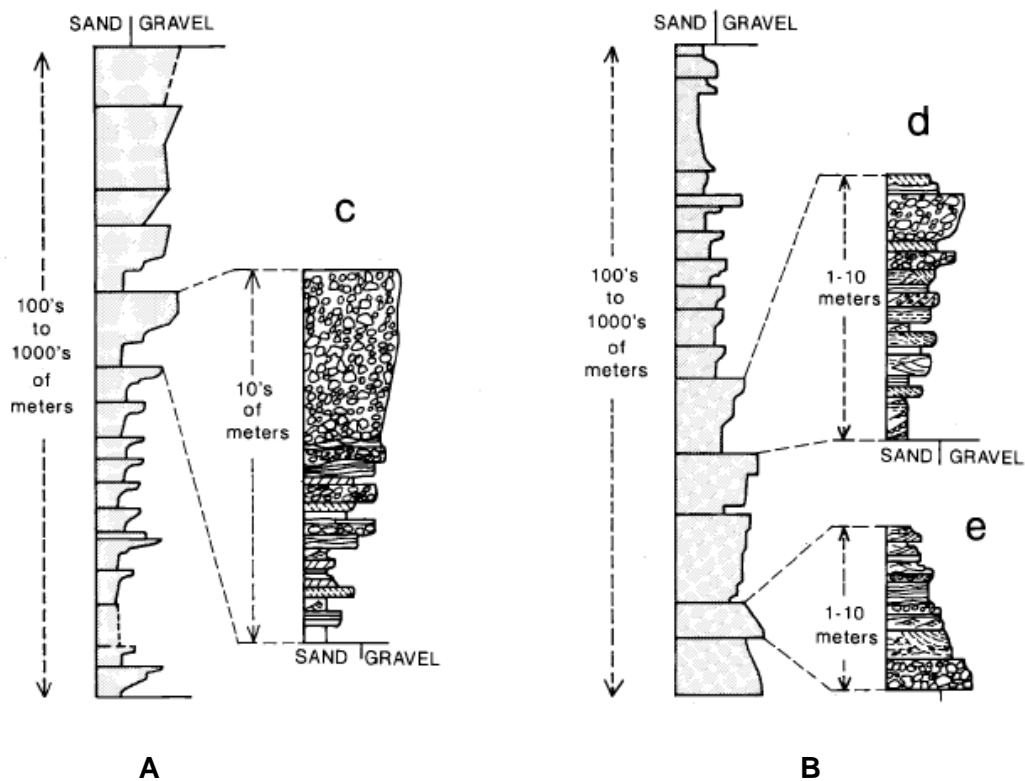


Figura 5. A Progradación, B) Retrogradación

Las **principales características** de los depósitos de abanico en el registro geológico

1. Dominan brechas y conglomerados a menudo conteniendo bloques de gran tamaño.
2. Procedencia local de los clastos (esto **no** significa que sean monomícticos).
3. Presencia de paraconglomerados, especialmente en abanicos dominados por flujos de detritos
4. Frecuente estratificación caótica o mal definida (especialmente en depósitos de abanico proximal)
5. Falta o muy escasa participación de depósitos finos de planicie de inundación (con excepción de abanicos aluviales dominados por cursos meandrosos o anastomosados).

Ambientes asociados:

- ❖ Sistemas fluviales axiales (retrabajo de facies distales)
- ❖ Sistemas fluviales paralelos al eje de los abanicos (pasaje transicional)
- ❖ Sistemas lacustres perennes o efímeros (barreales)
- ❖ Ambientes marinos (fan deltas)

SISTEMAS FLUVIALES

Los sistemas fluviales pueden ser clasificados según la cantidad de canales o fajas de canales (uno/a o mas de uno/a), por la sinuosidad (P) y por el índice de entrelazamiento (B). Según estos criterios se puede dividir a los sistemas fluviales en 4 tipos: 1) sistemas fluviales entrelazados, 2) sistemas fluviales meandriformes, 3) sistemas fluviales rectos y 4) sistemas fluviales anastomosados (fig. 1). Para los sistemas **anastomosados** se utiliza aquí la definición de Makaske (2000) para quien son aquellos que se encuentran compuestos por dos o más canales (rectos o meandriformes) o fajas de canales (entrelazados) que se encuentran interconectadas y que encierran planicies de inundación.

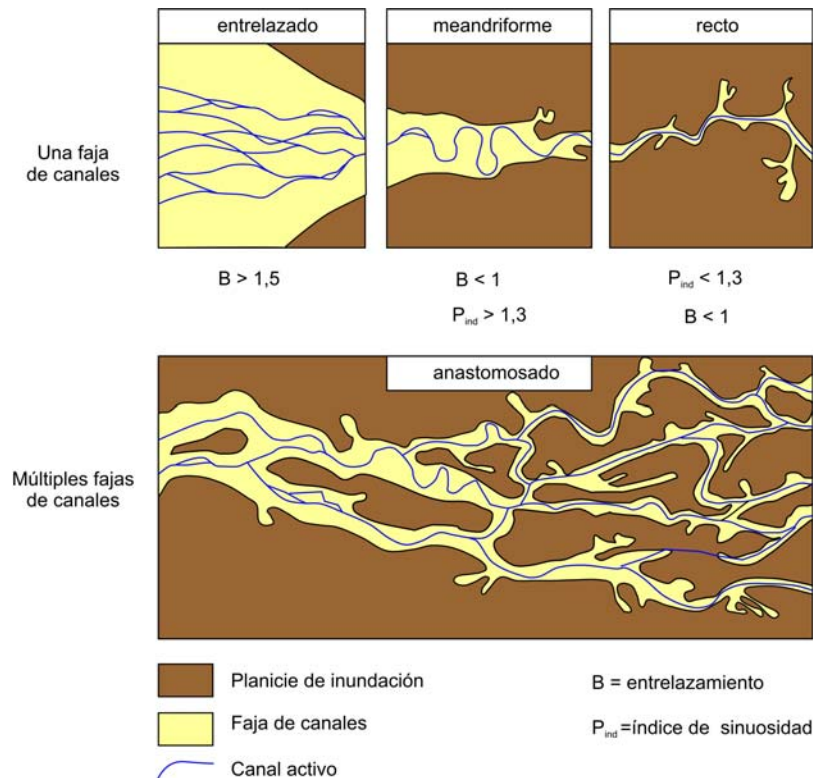


Figura 1

Dentro de los sistemas fluviales se encuentran dos grandes **subambientes**: 1) canales o fajas de canales y 2) planicies de inundación. Estos subambientes a su vez se encuentran constituidos por elementos menores (fig. 2) que ayudan a caracterizar mejor a los sistemas fluviales y a hacer clasificaciones de los mismos más certeras.

Así, por ejemplo, los sistemas fluviales meandriformes estarán formados por canales únicos con alta sinuosidad (con *point bars* o barras en espolón) y planicies de inundación con gran desarrollo de depósitos de cuenca y de lóbulos y de canales de desbordamiento. Al mismo tiempo los sistemas **meandriformes** podrán tener **canales arenosos** o **areno gravosos** (mayor energía) y según el grado de confinamiento de las planicies de inundación (controlado por el desarrollo de albardones) habrá más o menos depósitos de desbordamiento en la planicie (porque será más sencillo o más difícil sobrepasar a los albardones durante las inundaciones). En el mismo sentido, las características generales de un río **entrelazado** serán las de un sistema con fajas de canales únicas de baja sinuosidad que no presentan planicies confinadas, sin embargo, estos sistemas pueden ser **arenosos** (de baja o de alta energía), **areno-gravosos** o **gravosos**, características se verán evidenciadas en los tipos de barras que se desarrollarán y dominarán en los canales.

Así, una buena caracterización de los subambientes del sistema fluvial es necesaria para entender mejor la dinámica del sistema.

Subambiente	Elementos característicos				E	M	A
Canales /Fajas de canales	Barras	Barras longitudinales (<i>longitudinal bars</i> - Gh, Gi)					
		Gravosas	Crestas rectas (Gp)				
			Crestas sinuosas (Gt)				
		Areno-gravosas	Crestas rectas (SGp)				
			Crestas sinuosas (SGt)				
		Arenosas	Crestas rectas (Sp)				
			Crestas sinuosas (St)				
		Point bars (Barras en espolón)					
Planicies de inundación	Cuenca (<i>fines of floodplains</i>)						
	Canales de desbordamiento (<i>crevasse channels</i>)						
	Lóbulos de desbordamiento (<i>crevasse splays</i>)						
	Albardones (<i>levees</i>)						

Figura 2. E: entrelazados, M: meandriformes, A: anastomosados (en gris oscuro se encuentran los rasgos mas comunes y en claro los mas raros)

A continuación se describen algunos términos y características generales de los sistemas fluviales:

Rellenos de canales: Tendrán base erosiva y serán siempre granodecrecientes (disminución de la energía del flujo) con geometrías lenticulares a lentiformes. La geometría tabular, en general, está vinculada a una pérdida de la canalización. Es importante resaltar que el relleno de los canales corresponde a diferentes eventos de crecientes, representados por la migración de diferentes formas de lecho dentro de esos canales, y que la perdida de energía hacia el tope esta relacionada al procesos de avulsión (esto no ocurre en el caso de las *point bars* o barras en espolón en las que la tendencia granodecreciente esta relacionada a la disminución en la energía por el movimiento helicoidal del flujo).

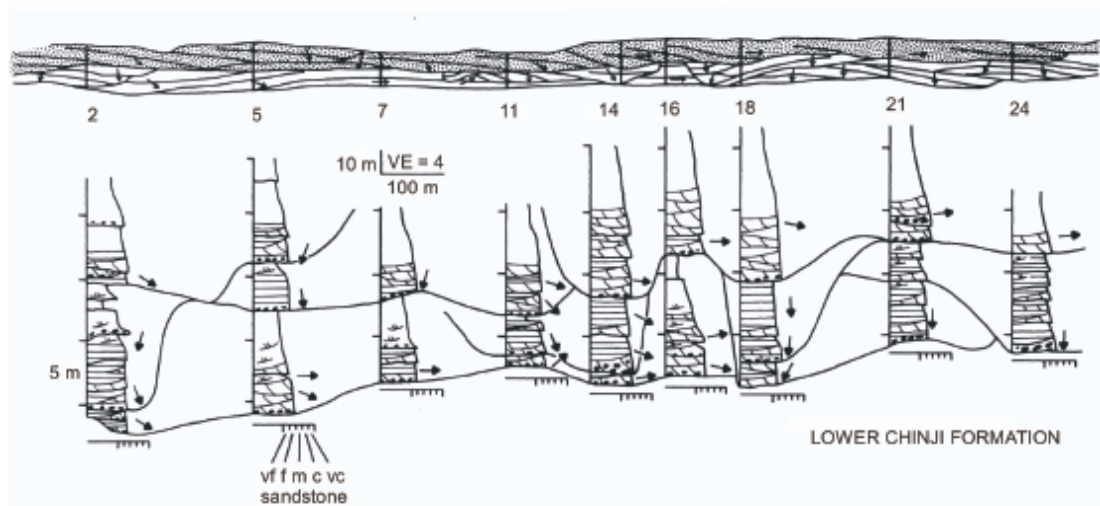


Figura 3. Corte transversal de una faja de canales (sección superior) y rellenos individuales de canales dentro de las fajas de canales (sección inferior)

- ❖ **Fajas de canales:** sus depósitos pueden ser tabulares o lentiformes, pero internamente deben estar formadas por canales amalgamados lateral y verticalmente (fig. 3). Los sistemas que típicamente presentan fajas de canales son los entrelazados y los anastomosados con fajas de canales entrelazadas.
- ❖ **Barras:** Son formas de lecho de gran escala, simples o complejas, que migran por el fondo de los canales. Rellenan pasivamente el fondo de los canales y su techo es típicamente convexo, aunque en el registro es común que haya sido erosionado. Las

barras complejas están formadas por la sobreimposición de formas de lecho de diferentes escalas (por ejemplo, barras arenosas de crestas rectas de 5 m de amplitud de onda con megaóndulas de crestas rectas migrando encima y a su vez ondulitas sobre las megaóndulas). La dimensión de las formas de lecho que forman a las barras está vinculada a la energía en que se produjo la depositación (cada forma de lecho puede corresponder a diferentes estadios caudales del río vinculados a crecidas y estiajes). Recuerde que cuando un determinado tamaño de grano se deposita es porque el flujo perdió la competencia para transportarlo.

- ❖ **Point bars o barras en espolón:** Son barras que migran lateralmente, formadas por formas de lecho menores (megaóndulas, ondulitas, lecho plano, etc) y que solo se reconocerán en el registro por depósitos con superficies de migración lateral (LA), que cortaran a las estructuras menores (estratificaciones entrecruzadas, ondulitas, imbricaciones de clastos tamaño grava, etc) y serán perpendiculares a sus paleocorrientes. Darán por resultado bancos tabulares como resultado de esa migración, típicamente grano decrecientes y con estructuras que muestren decrecimiento en la energía del medio (fig. 4).

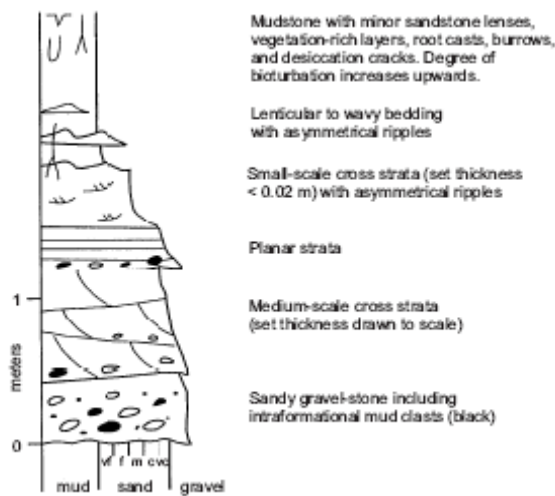


Figura 4. Relleno de una *point bar* o barra en espolón

- ❖ **Ciclos de lóbulos de desbordamiento:** Los lóbulos se producen cuando, durante las crecientes el flujo del río excede el cauce del canal y desborda material hacia las planicies. Son sistemas progradantes que se desarrollaran mejor cuanto mayor sea el resalto entre el canal y la planicie (albardón). Recuerde que un lóbulo que prograda siempre, en cualquier caso y en cualquier escala, resultará en un ciclo grano y estrato creciente ya que facies proximales de mayor energía se apoyan sobre facies distales de energía menor (fig. 5).

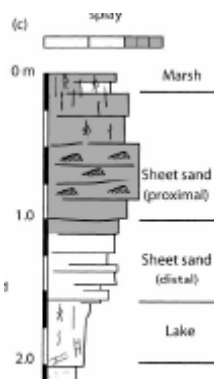


Figura 5. Ciclo granocreciente generado por la progradación de lóbulos de desbordamiento

❖ **Depósitos de planicie:** Son muy importantes ya que su presencia o ausencia reflejará la dinámica del sistema. Son muy sensibles a las condiciones climáticas. En climas húmedos se desarrollarán pantanos (con posibles depósitos de carbón), encharcamientos o lagos pequeños y suelos con abundante vegetación. En climas más áridos podrán desarrollarse calcretes vinculados a suelos, grietas de desecación abundantes y evaporitas.

❖ **Avulsión:** Es el abandono de un canal o de una faja de canales posterior a su relleno.

En las figuras 6, 7 y 8 se muestran blocks diagrams de los diferentes sistemas fluviales con perfiles tipo de sus subambientes.

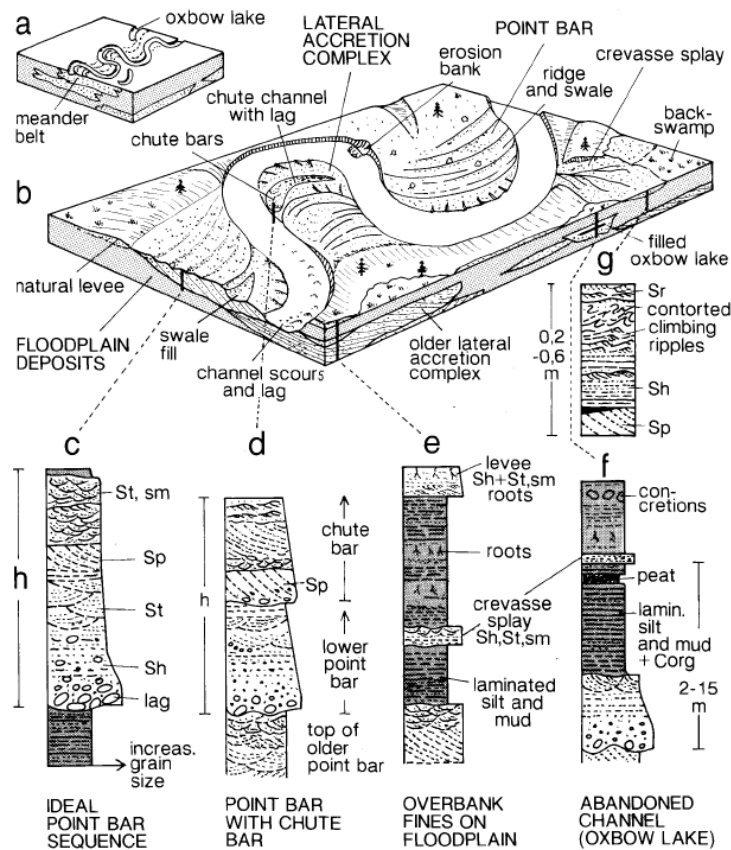


Figura 6. Sistemas meandriformes

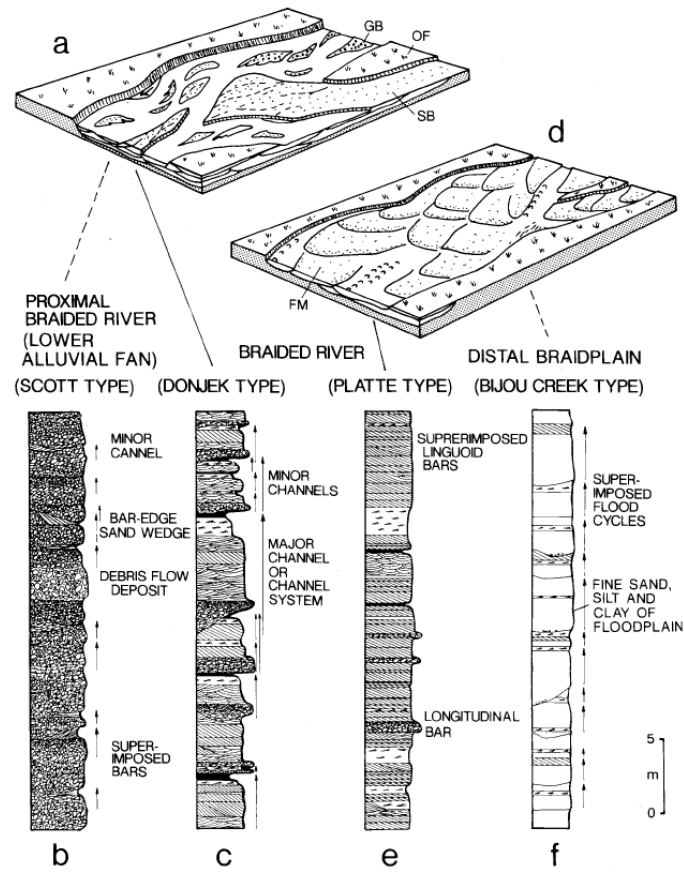


Figura 7. Sistemas fluviales entrelazados

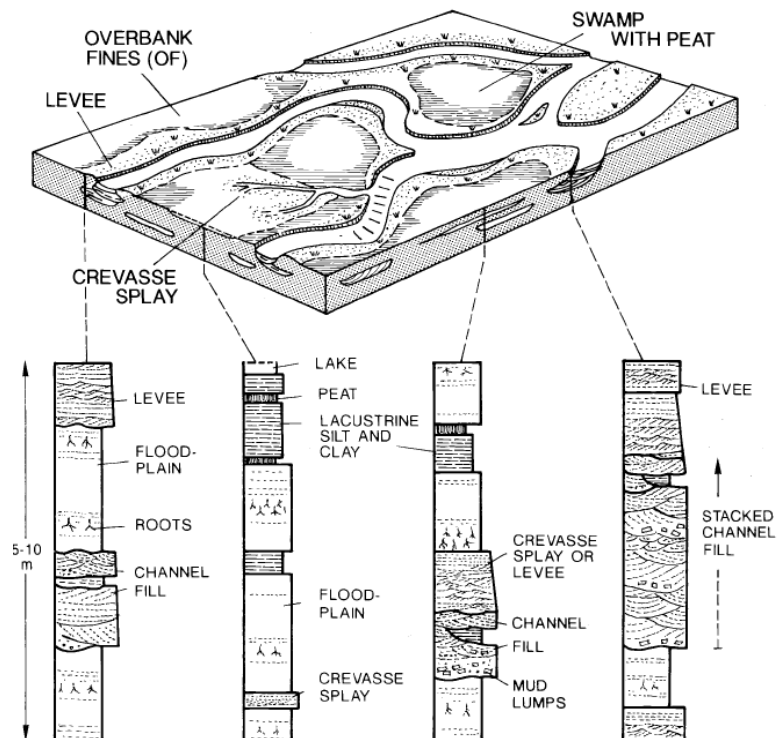


Figura 8. Sistemas fluviales anastomosados

A continuación se da una lista de las características principales que se pueden observar cuando los **sistemas fluviales son efímeros**

- ❖ Frecuentes evidencias de exposición subaérea (tanto en los canales como en la planicie de inundación)
- ❖ Presencia de depósitos de retrabajo eólico (interacción) en los canales.
- ❖ Estructuras sedimentarias indican episodios de crecientes con muy variable regímenes de flujos.
- ❖ Relativamente poco espesor de cada episodio de creciente
- ❖ Abundantes superficies de erosión de pequeña escala.
- ❖ Abundantes conglomerados intraformacionales

Bibliografía recomendada

Miall, A. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer eds. 582 p.

Reading, H. 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science eds. 688 p.

AMBIENTE EÓLICO

Los depósitos eólicos comprenden facies arenosas, de campos de dunas y mantos de arena, y facies limosas y limoarenosas, conocidas como loess (Fig. 1). Las primeras resultan las rocas eólicas más ampliamente difundidas, en especial en el registro pre-Cuaternario, y las más estudiadas desde el punto de vista paleoambiental. Las facies de loess y loessoides, por su parte, corresponden fundamentalmente a depósitos cuaternarios y cubren al menos un 10 % de la superficie actual de la Tierra, siendo el sustento de los mejores suelos cultivables.

Los desiertos arenosos pueden alcanzar extensiones de miles de km², como en el caso de los desiertos del Sahara, de la Península Arábiga o del centro de Australia, y se los denomina entonces mares de arena (sand seas) o ergs. Los sistemas eólicos también pueden presentarse en áreas serranas, bajo condiciones de climas áridos o semi-áridos, como por ejemplo en el sudoeste de EEUU y el noroeste de Argentina. En estos casos los ambientes eólicos (intermontanos) no son, en general, tan extensos y tienen una asociación más estrecha con depósitos de abanicos aluviales, de sistemas fluviales efímeros y de lagos efímeros, clásticos o evaporíticos. Por el contrario las dunas costeras no se relacionan específicamente con climas áridos o semiáridos, ya que están controlados por una alta provisión de arena y vientos fuertes, se asocian a depósitos marinos someros.

Del mismo modo que ocurre en los flujos subácueos, el viento transporta las partículas por reptaje (rolido), saltación y suspensión (Fig. 2). El pasaje entre saltación y suspensión es transicional, dependiendo del tamaño de las partículas y la velocidad del viento, denominándose saltación modificada a aquellas trayectorias aleatorias entre ambos modos de transporte (Pye y Tsoar, 2009).

Cuando predomina la deflación por sobre la depositación de arenas, tanto por la presencia de vientos fuertes como por una muy baja disponibilidad de arenas, se desarrollan pavimentos del desierto, superficies con concentración de gravas (Fig. 3), que en el registro determinan depósitos residuales (lag deposits, Fig. 1).

Existen muy variadas formas de lecho eólicas, que pueden clasificarse en:

Microformas:	óndulas eólicas (altura menor a 5 cm)
Mesoformas:	Fijas: sombras de arena (altura menor a 1 m) gozes o zibars (altura menor a 3 m) Móviles: protodunas y dunas (altura entre 0,30 y 100 m)
Macroformas:	megadunas o draas, generalmente dunas complejas o compuestas (altura entre 20 y 450 m)

Las óndulas eólicas son muy frecuentes en superficies arenosas sujetas al transporte por el viento, resultan formas de lecho de muy baja altura y con crestas muy continuas lateralmente. Se diferencian claramente de las óndulas de origen fluvial debido a que presentan un mayor índice de óndula (relación altura / longitud de onda), los clastos más gruesos se concentran en la zona de crestas y los más fino en los senos, contrariamente a lo que sucede en las óndulas fluviales, y las crestas son frecuente anastomosadas (Fig. 4).

Existen muy diversos tipos de dunas, pero básicamente pueden diferenciarse por su morfología o por su relación con respecto a los vientos predominantes (Fig. 5). Una de las clasificaciones más comúnmente utilizadas es la propuesta de McKee (1979) que tiene en cuenta su forma en planta, el número de caras de avalancha que presenta y su estructura interna (Fig. 6). De esta forma encontramos dunas perpendiculares a la dirección del viento o crecientes, como las dunas barjan, de crestas barjanoides y transversales. En este grupo podemos incluir también a las dunas parabólicas pero en este caso la morfología en media luna se desarrolla de forma contraria a como ocurre en las dunas barjan (Fig. 6). Las dunas lineales o longitudinales se forman por vientos mayormente paralelos u oblicuos a las crestas de las mismas, habiendo diversas propuestas sobre su formación. Las dunas estrelladas se formarían en campos de dunas con gran espesor de arena y vientos muy variables, mientras que en áreas con fuerte deflación se desarrollan hoyos de voladura (Reading, 1996). El tipo de duna también depende de la disponibilidad de arena,

desarrollándose un pasaje de dunas barjan a crestas barjanoides y finalmente a dunas transversales con el aumento de la disponibilidad de arena (Reading, 1996).

McKee (1979) también reconoció la presencia de formas de lecho formadas por la superposición de dunas, a las que denominó dunas complejas en el caso que las dunas superpuestas sean de distinto tipo, y dunas compuestas cuando se superponen dunas de una misma morfología pero de distintas dimensiones. En estos casos las geoformas suelen alcanzar grandes dimensiones, por lo que también se las suele denominar megadunas o draas (Wilson, 1973).

Con respecto a la estratificación de los depósitos eólicos existen básicamente tres procesos de transporte y depositación que determinan distintos tipos de estructuras sedimentarias (Figs. 7-9; Hunter, 1977a,b): migración de óndulas eólicas (Fig. 7) y procesos de caída y de flujo de granos (Fig. 8)

La migración de óndulas eólicas puede determinar distintos tipos de laminaciones, con seis tipos potenciales descritos por Hunter (1977a), y donde la más frecuente es la laminación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo, caracteriza por láminas muy delgadas y uniformes, en general con gradación inversa de intralámina. Debido a la prácticamente ausencia del proceso de avalancha en las óndulas eólicas las caras frontales son muy poco frecuentes en estas laminaciones.

La alternancia de los procesos de caída y flujo de granos en las caras de sotavento de las dunas determina la migración de las mismas y la generación de sets entrecruzados (Fig. 8), de forma semejante a como ocurre en las megaóndulas subácueas. Internamente estos sets presentan láminas por caída de granos y por avalancha, ocasionalmente por óndulas. La laminación por caída de granos (grainfall lamination, Hunter, 1977b) se produce en la zona de separación de flujo de aire, mayormente a sotavento de las crestas de las dunas (Fig. 8), aunque también ocurre a sotavento de un obstáculo, determinando formas fijas como sombras de arena, gozes o zibars. La laminación es paralela pero pobremente definida, con contactos gradacionales entre láminas adyacentes.

La laminación por flujo de granos (grainflow lamination, Hunter, 1977b) en las caras de sotavento de las dunas se produce por la re-depositación de los depósitos previos, ya sea de caída de granos o de migración de óndulas, cuando los mismos superan el ángulo de reposo de la arena seca ($\sim 30^\circ$). Las láminas están limitadas por contactos netos y poseen formas linguoides o lenticulares, que se afinan hacia el pie de la cara de sotavento, donde se interdigitan con los depósitos por caída de granos o por migración de óndulas (Fig. 8). Las avalanchas producen láminas con mayor ángulo y de mayor granulometría que los otros dos procesos. Pueden alcanzar varios cm de espesor, y en algunos casos mostrar gradación inversa.

Estos procesos se dan en los diferentes subambientes del sistema eólico (dunas, interdunas, mantos eólicos). La migración de óndulas domina en los mantos eólicos, las áreas de interduna o y las caras de barlovento de las dunas, mientras que la caída y flujo de granos se producen en las caras de sotavento de las dunas. La migración de los distintos tipos de dunas determinan variadas morfologías y espesores de sets entrecruzados, que pueden ser tabulares o en artesa, como en los depósitos fluviales, y también en cuña (wedge cross-lamination, Porter, 1987).

De este modo la estratificación de los depósitos eólicos resulta de la migración y superposición de las distintas formas de lecho, migración de dunas y/o draas sobre áreas de interduna, y de la dinámica propia del sistema de depositación eólico.

Otro elemento importante en los depósitos eólicos fue el reconocimiento de una jerarquía de superficies limitantes. Brookfield (1977) reconoció tres órdenes:

Superficies de primer orden	Formadas por la migración de draas sobre draas, resultando en superficies planas subhorizontales, que cortan todas las estructuras eólicas precedentes.
Superficies de segundo orden	Son atribuidas al ascenso de dunas sobre dunas, limitan sets entrecruzados, inclinan hacia sotavento con ángulos variables y comúnmente se hallan entre superficies de primer orden.
Superficies de tercer orden	Reactivaciones de las caras de sotavento de las dunas, debido a fluctuaciones locales en la dirección o velocidad del viento,

	determinan estas superficies que ocurren dentro de los sets entrecruzados.
--	--

También se reconocieron superficies más extensas, superficies limitantes regionales de Talbot (1985) o supersuperficies según Kocurek (1988), que cortan a las superficies de primer orden de Brookfield y se forman por la terminación completa o parcial de un campo eólico.

Las áreas de interduna pueden ser muy variables en cuanto a su extensión y a las estructuras que presentan, en tanto en las sucesiones eólicas generalmente sus depósitos no exceden el metro de espesor. Las características de las interdunas dependen mayormente de la posición de la superficie freática, determinando interdunas secas, húmedas o mojadas (Ahlbrandt y Fryberger, 1981), cada una de ellas con depósitos característicos (Fig. 11).

En algunos paisajes se produce la interacción entre procesos fluviales y eólicos, particularmente en márgenes de campos de dunas, planicies aluviales efímeras y bolsones intermontanos (Langford, 1989). Los depósitos resultantes son la alternancia de facies lacustres o fluviales efímeras con depósitos eólicos representados principalmente por laminaciones por migración de óndulas, sets entrecruzados aislados y de poco espesor y depósitos residuales.

Características generales que permiten la identificación de depósitos eólicos:

- Gran homogeneidad litológica: arenas medianas a finas, selección moderada a muy buena, en general asimetría positiva, desprovistos o con muy bajos % de matriz y clastos mayores a 2 mm
- Predominio de sets entrecruzados, comúnmente de grandes espesores, decenas de metros.
- Presencia de los distintos tipos de laminación eólica de Hunter (1977a,b).
- Gradación inversa de intralámina en sets con estratificación horizontal o de bajo ángulo.
- Presencia de superficies de truncamiento múltiple
- Clastos bien redondeados, con marcas de impacto (alta madurez textural).
- Areniscas composicionalmente maduras a supermaduras.
- Areniscas con pigmentación roja por la presencia de hematita.
- Fósiles casi ausentes, excepto huesos de vertebrados y trazas.
- Asociación con depósitos lacustres y/o fluviales efímeros.

Bibliografía

- Ahlbrandt, T.S. y Fryberger, S.G., 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. SEPM Special Publication 31: 293-314.
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology* 24: 303-332.
- Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56: 193-206.
- Kocurek, G. y Dott, R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology* 51(2): 579-595.
- Langford, R.P., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36: 1023-1035.
- Langford, R.P. y Chan, M.A., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II. *Sedimentology* 36: 1037-1051.
- Hunter, R.E., 1977a. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- Hunter, R.E., 1977b. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 697-706.
- McKee, E.D. (Ed.), 1979. A study of global sand seas. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1052, 429 pp.
- Parsons, A.J. y Abrahams, A.D. (Eds.), 2009. *Geomorphology of Desert Environments*, Springer, 831 pp.
- Porter, M.L., 1987. Sedimentology of an ancient erg margin: the Lower Jurassic Aztec Sandstone, southern Nevada and southern California. *Sedimentology* 34: 661-680.
- Pye, K. y Tsoar, H., 2009. *Aeolian sand and sand dunes*, Springer, 475 pp.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 688 pp.
- Talbot, M.R., 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstones: a climatic model. *Sedimentology* 32: 257-265.
- Wilson, I.G., 1973. Ergs. *Sedimentary Geology* 10: 77-106.

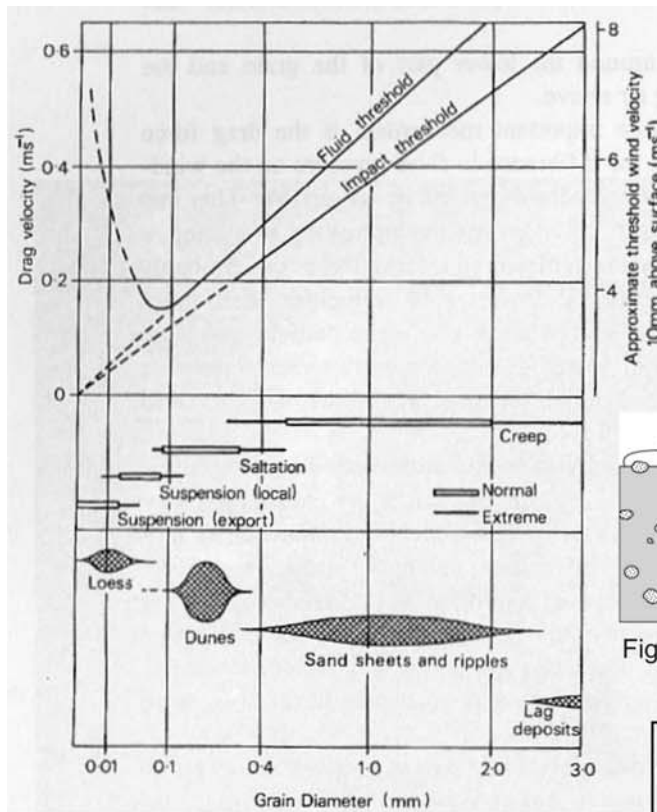


Figura 1. Relación entre tamaño de grano, velocidad umbral de movimiento, mecanismo de transporte y tipo de acumulación eólica.

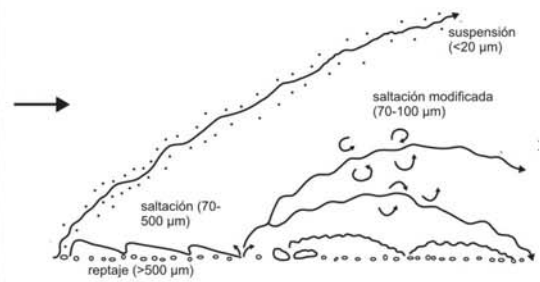


Figura 2. Modos de transporte eólico (de Parson y Abrahams, 2009)

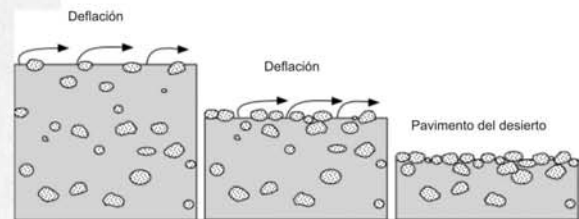


Figura 3. Formación de pavimentos del desierto.

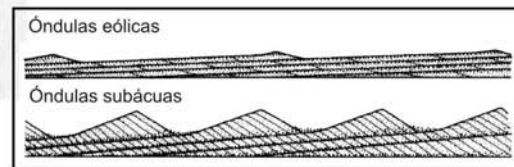


Figura 4. Diferencias entre las óndulas eólicas y fluviales (de Kocurek y Dott, 1981).

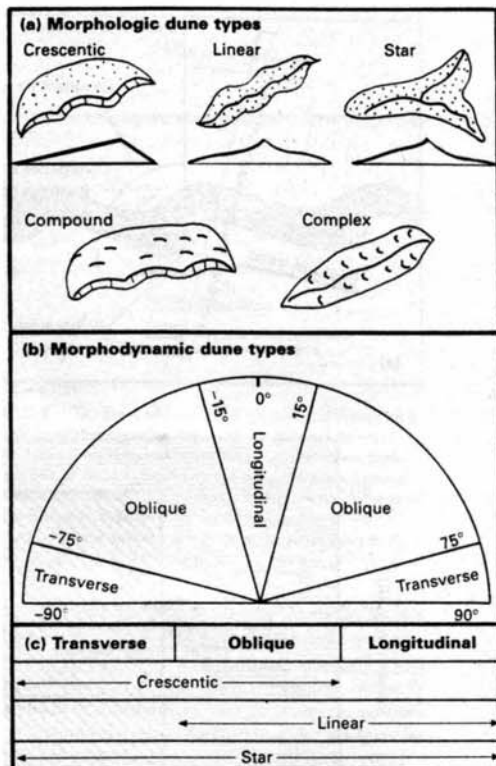


Figura 5. Clasificaciones de dunas según la morfología (a) y la relación con las direcciones predominantes de vientos (b) (de Reading, 1996)

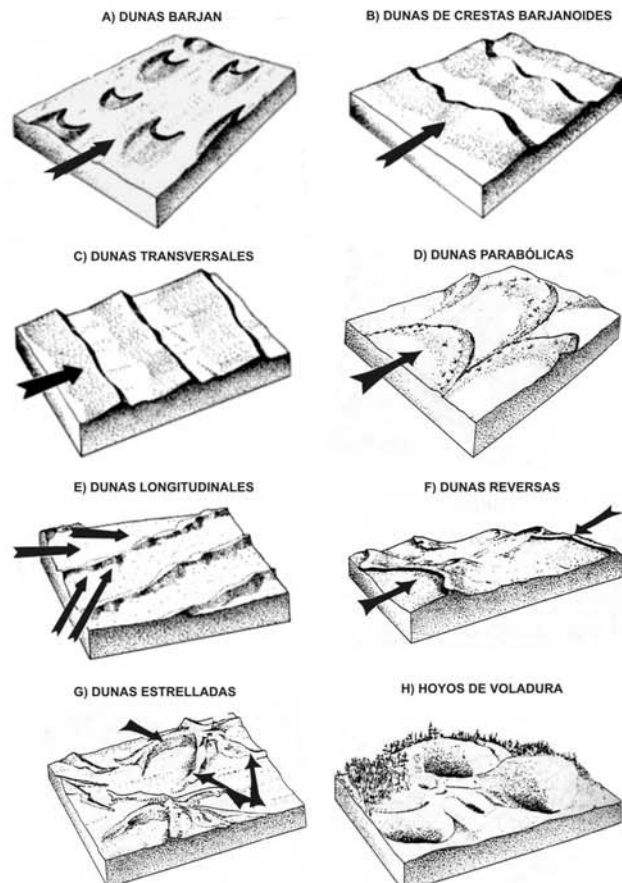


Figura 6. Morfología de dunas según la clasificación de McKee (1979)

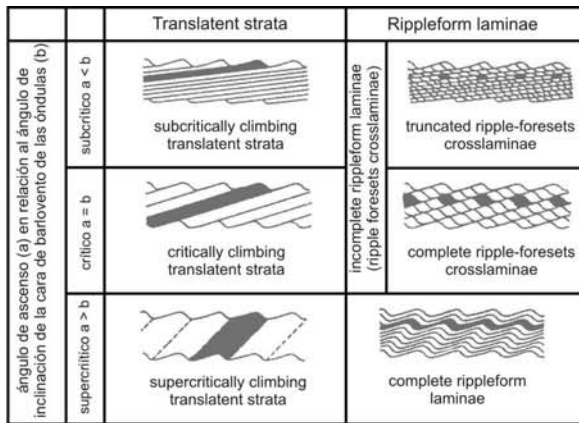


Figura 7. Laminaciones formadas por migración de óndulas eólicas (de Hunter, 1977a).

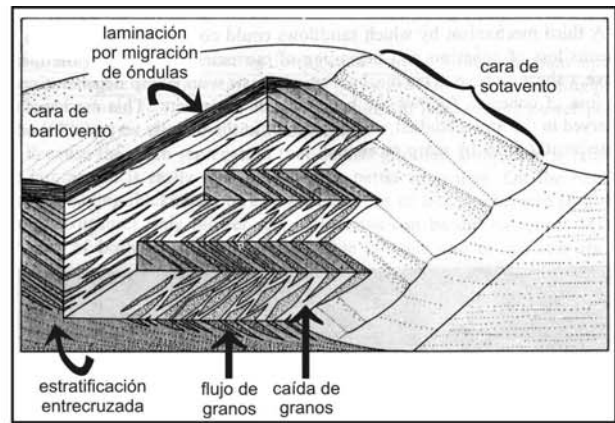


Figura 8. Esquema de laminaciones eólicas formadas por la migración de dunas crecientes (Hunter, 1977b)

Figura 9. Características de las laminaciones eólicas descritas por Hunter (1977b).

Depositional process	Character of depositional surface	Type of stratification	Dip angle	Thickness of strata Sharpness of contacts	Segregation of grain types Size grading	Packing	Form of strata
Tractional deposition	Rippled	Subcritically climbing translant stratification	Stratification: low (typically 0-20°, maximum ~30°) Depositional surface: similarly low	Thin (typically 1-10 mm, maximum ~5 cm) Sharp, erosional	Distinct Inverse	Close	Tabular, planar
		Supercritically climbing translant stratification	Stratification: variable (0-90°) Depositional surface: intermed. (10-25°)	Intermediate (typically 5-15 mm) Gradational	Distinct Inverse except in contact zones	Close	Tabular, commonly curved
		Ripple-foreset cross-lamination	Relative to translant stratification: intermed. (5-20°)	Individual laminae: Thin (typically 1-3 mm) Sharp or gradational, non-erosional	Individual laminae and sets of laminae: Indistinct Normal and inverse, neither greatly predominating	Close	Tabular, concave-up or sigmoidal
	Smooth	Planebed lamination	Generalized: intermediate (typically 10-25°) Low (typically 0-15°, max.?)	Sets of laminae: Intermediate (typically 1-10 cm) Sharp or gradational, nonerosional		Close	Very tabular, planar
Largely grainfall deposition	Smooth	Grainfall lamination	Intermediate (typically 20-30°, min. 0° max. ~40°)			Intermediate	Very tabular, follows pre-existent topography
Grainflow deposition	Marked by avalanches	Sandflow cross-stratification	High (angle of repose) (typically 28-34°)	Thick (typically 2-5 cm) Sharp, erosional or nonerosional	Distinct to indistinct Inverse except near toe	Open	Cone-shaped, tongue-shaped, or roughly tabular

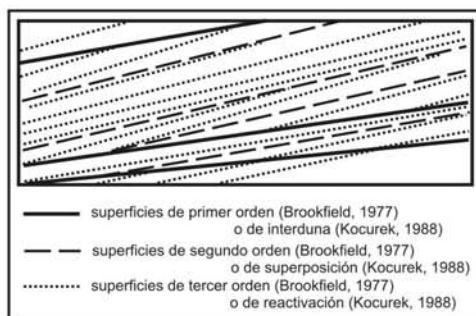


Figura 10. Esquema de superficies limitantes de depósitos eólicos.

SECA (DRY)	HUMEDA (DAMP)	MOJADA (WET)
<ul style="list-style-type: none"> Óndulas eólicas* Estratos entrecruzados por dunas eólicas* Superficies delineadas por granos de arenas* Hoyos de deflación* 	<ul style="list-style-type: none"> Estructuras de bioturbación* Estructuras de raíces* Acumulación de arena detrás de obstáculos* Laminación de adhesión* Microtopografía* Laminación brechada* Óndulas de adhesión* Verrugas de adhesión* 	<ul style="list-style-type: none"> Estructuras evaporíticas* Estructuras algales* Porosidad fenestral* Estructuras deformacionales* Marcas de canales* Laminación de oleaje* Canales* Pequeños deltas* Óndulas subácuas* Estratos entrecruzados subácuos*

* Estructuras observadas en depósitos de interduna modernos
* Estructuras observadas en depósitos de interduna de la Formación Entrada (USA)

Figura 11. Características de los distintos tipos de interdunas (de Ahlbrandt y Fryberger, 1981)

AMBIENTE LACUSTRE

Los lagos son cuerpos de agua continentales, en general no comunicados con el mar. El agua que contienen está relativamente quieta, es decir que no fluye como la de los ríos o arroyos. Es generalmente dulce, aunque una gran parte de ellos tienen salinidades desde intermedias hasta extremas.

Se han establecido muchos modelos de clasificación, con parámetros tan diferentes como el origen de la cuenca, el régimen hidrológico, la salinidad, etc.

La dinámica de sedimentación en un ambiente lacustre está controlada por varios factores, entre ellos la geometría de la cuenca, el clima, las propiedades de sus aguas, todos los cuales impactan en la movilidad de la línea de costa, e influyen a su vez en el tipo de depósitos que se generarán en cada sector del lago.

Variables inherentes *al agua*, tales como la salinidad, contenidos de oxígeno y nutrientes, la densidad y su variación en perfiles verticales; *al clima de la región*, como por ejemplo las variaciones de temperaturas, precipitaciones y estacionalidad, la aridez que controlará el aporte de sedimentos, la existencia de congelamiento de superficies que inhiben la acción de las olas, etc., *el régimen hídrico*, (en particular el balance hídrico del área) que influirá en la persistencia del lago como tal entre otras, condicionan el tipo de lago y su comportamiento en el tiempo.

En particular el perfil vertical de temperaturas del agua, condiciona la presencia de estratificación, es decir de la separación de capas de agua por su densidad. La capa superior es más cálida, menos densa, con circulación y abundante oxígeno, en tanto que la inferior tiene generalmente menor temperatura, es más densa y es pobre en oxígeno. La superficie que separa ambas capas se denomina **termoclina**. La estratificación puede ser permanente o romperse estacionalmente, permitiendo la mezcla total de las aguas.

PERMANENCIA DEL CUERPO DE AGUA	TIPO DE SEDIMENTACIÓN	TIPO DE LAGO
PERENNES	Dominados por sedimentación mixta	1) Permanentes carbonáticos
	Dominados por sedimentación clástica	2) Permanentes clásticos
EFÍMEROS	Con sedimentación clástica dominante	4) Efímeros clásticos
	Con sedimentación evaporítica dominante	5) Efímeros evaporíticos

Figura 1. Clasificación de lagos

Los sedimentos depositados en ambientes lacustres pueden ser **clásticos** (predominando en lagos donde los factores físicos y los aportes externos sean importantes), **químicos**, como carbonatos y otras sales, (caracterizando los lagos en que dominen los procesos químicos por sobre los de aporte) y **orgánicos o bioquímicos** (dominando los lagos en los que sean de magnitud los procesos biológicos).

La primer característica de los depósitos lacustres es su estratificación (eventualmente laminación) bien desarrollada y las frecuentes variaciones de coloración en el perfil vertical. Este arreglo responde esencialmente a la baja influencia de corrientes y oleaje que sufren estos sedimentos mientras que las variaciones de color son producto de su sensibilidad a los cambios climáticos y de otras variables tales como la presencia de ambientes oxidantes o reductores, etc.

En los lagos dominados por sedimentación clástica, los componentes detríticos reflejan el relieve, el clima y los tipos de roca presentes en las áreas de aporte. La sedimentación está fuertemente controlada por los procesos físicos que controlan tanto el aporte como la distribución de la carga en suspensión y de fondo de los ríos que entran al cuerpo de agua.

La carga de fondo puede depositarse generando deltas. La geometría de estos depósitos dependerá de la configuración del lago y de su profundidad. Si las pendientes son muy elevadas, la carga de arena puede llegar hasta posiciones profundas bajo la forma de underflows o por flujos densos que pueden evolucionar hacia tipos turbidíticos. Así, los depósitos de fondo de lagos relativamente profundos consistirán en alternancias de capas arenosas producto de los procesos descritos con capas limoarcillosas originadas por decantación.

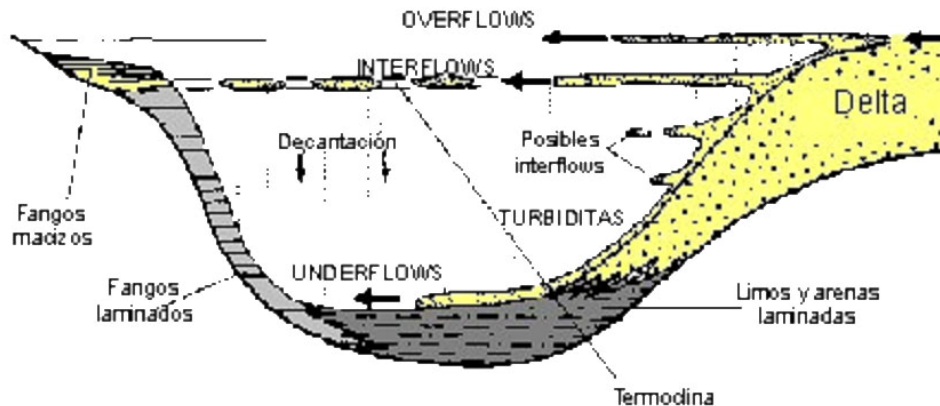


Figura 2. Dinámica de sedimentación en un ambiente lacustre clástico

En caso de que el agua cargada de sedimento aportada por los ríos ingresantes al lago sea de menor densidad que las aguas de éste, se producirá la distribución del material por *overflows*, o corrientes superficiales. Los casos intermedios originarán *interflows*, corrientes subsuperficiales aunque no de fondo.

Los lagos con alto aporte de sedimentos fluviales tienden a tener corta vida debido a la colmatación de su capacidad de recibirlos.

Las áreas del lago alejadas de los cursos, presentan sedimentos finos, producto de desbordes o del material distribuido por los *overflows* e *interflows*. Parte de ese material puede caer al centro del lago por deslizamientos o flujos densos.

Twenhofel (1982) propone para los **LAGOS PERMANENTES CLÁSTICOS** un modelo de facies distribuidas como anillos con las gravas en la parte externa, las arenas en la zona media y las pelitas en la interna. La ocurrencia de facies gruesas en estas últimas puede deberse a la acción de corrientes de turbidez o de flujos de fondo (*underflows*).

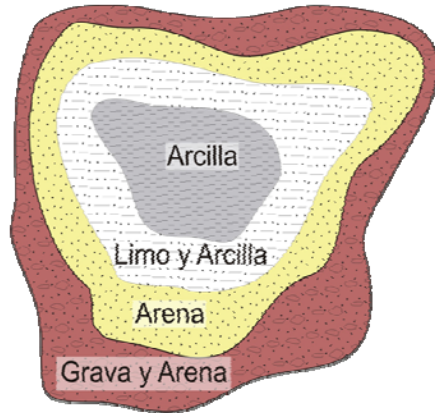


Figura 3. Modelo de facies de Twenhofel

En este modelo de anillos, **la Zona costera** se caracteriza por la presencia de arenas (gravas pueden estar presentes o no), y pueden estar presentes las siguientes litofacies

Sh y Spl (estratificación de playa, producto del retrabajo del material por el agua del lago)

Srw (registro del oleaje, por encima de la base del tren de olas)

Sr (canales de aporte)

Sp (canales de aporte)

Gcm y Sm con clinoformas (Barras de desembocadura)

En la **Zona Intermedia**, se pueden presentar intercalaciones FI/Fm

-S, Fr, FI, Fm, Sh↓ (correspondientes a depósitos de *underflows*). Estos depósitos tienen base no erosiva, las estructuras indican bajo régimen de flujo. La granulometría es esencialmente limo-arena fina y los bancos tienen espesores del orden de milímetros a centímetros.

-Sg, Sm, Sh↑, Sr, Sm, Fm, FI que pueden documentar eventos turbidíticos.

La **Zona Profunda** puede parecerse a la anterior. Se reconocen alternancias de FI/Fm

Margas cuando hay poco aporte clástico y si el agua del lago está estratificada, generando una capa aislada anaeróbica, se encontrarán pelitas carbonosas.

Para los **LAGOS EFIMEROS**, los modelos de facies se pueden sintetizar en el siguiente esquema

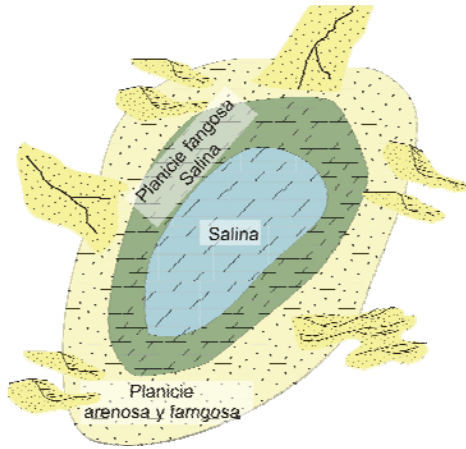


Figura 4. Lagos efímeros. Distribución de las facies

Debe tenerse en cuenta que la depresión que contiene estos lagos suele tener mucho menor relieve que la de los lagos permanentes, por lo tanto los volúmenes de agua involucrados son significativamente menores y las fluctuaciones de la línea de costa, mucho más marcadas.

En la **Planicie arenosa** (*Sandflat*) los elementos que pueden encontrarse son los siguientes

Canales anchos y poco profundos
Ausencia de barras de desembocadura
Sh↑ (crecidas no-confinadas)
Sr
Depósitos eólicos
Srw
Spl
Yeso en cristales y rosetas

En la **Planicie fangosa salina**, es dominante la presencia de litofacies Fll/Fm, muy frecuente la existencia de grietas de desecación y rosetas de Yeso

En el denominado **Salt pan** o centro salino, pueden encontrarse

Evaporitas
Evaporitas laminadas (Alternancia Yeso y Pelita)
Evaporitas Masivas (zona central) (Yeso Masivo)
Otras sales pueden estar presentes, de acuerdo a la química de las aguas circulantes pero también a la saturación de las mismas. La solubilidad de cada sal hará posible su preservación o no en los depósitos.

Bibliografía

- Anadón, P., 1989. Capítulo 6: LAGOS, en Sedimentología vol. 1 Ed. **Arche. A.**
- Talbot M. R. y Allen, P. A., 1996. Chapter 4: LAaes, en Sedimentary Enviroments: Processes, Facies and Stratigraphy. Ed. **Reading H. G.**
- Einsele, 1992. Sedimentary Basins, Evolution, Facies, and Sediment Budget.
- Mángano, M. G., Buatois, L. A., Wo, X., Sun, J. y Zhang, G., 1994. Sedimentary facies, depositional processes and climatic controls in a Triassic Lake, Tanzhuang Formation, western Henan Province, China. *Journal of Paleolimnology* 11 (41-65)
- Yagmurlu, F. y Helvacı, C., 1994. Sedimentological characteristics and facies of the evaporite-bearing Kirmir Formation (Neogene), Beypazari Basin, central Anatolia, Turkey. *Sedimentology* 41(5): 847-860.

AMBIENTE GLACIARIO

Los glaciares (Fig. 1) son masas espesas de hielo que se forman por la acumulación, compactación y recrystalización de nieve. También incluyen aire y sedimentos. Se desplazan pendiente abajo a favor de la gravedad, reconociéndose la zona de acumulación y la de ablación.

El estudio de los glaciares es de suma importancia ya que los mismos actúan como reservorios de agua dulce. Por ejemplo la Antártida, que es un casquete de más de 4.000 m de espesor, almacena el 85% del agua dulce de la Tierra.

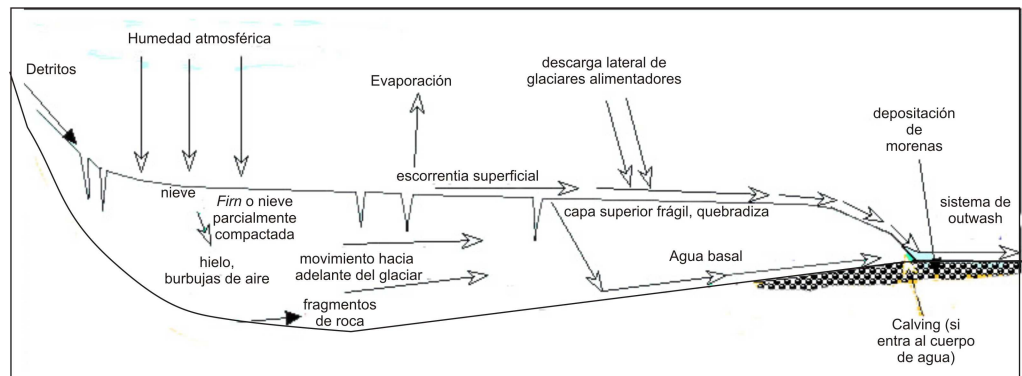


Fig. 1: Esquema de un glaciar.

Se reconocen dos tipos principales de glaciares:

- **Alpinos o de valle (y pedemontanos):** el hielo cubre sólo la parte topográficamente más baja. Se encuentran en zonas de montaña, ocupando los valles, por los que el hielo se encauza y se mueve hacia las zonas más bajas y más cálidas del piedemonte, en donde puede expandirse y coalescer con otras lenguas glaciarias.
- **Calotas, Campos de hielo o casquetes:** son grandes masas de hielo que cubren por completo el relieve sobre el que se asientan, excepto en las zonas marginales. Ejemplos: Groenlandia y la Antártida.

Otro tipo de clasificación tiene en cuenta el régimen termal o basal del glaciar (Fig. 2):

- **Glaciares templados o de base húmeda:** cuando la temperatura en la base está próxima al punto de fusión. Típicamente los glaciares de valle.
- **Glaciares fríos o de base seca:** la temperatura en todo el glaciar está muy por debajo del punto de fusión. Típicamente las calotas.
- **Glaciares complejos:** no son muy conocidos y presentan la combinación de ambos tipos de régimen termal. Ej. Spitsberger.

Los glaciares se mueven lentamente sobre el relieve, comportándose como un material plástico, erosionando en unas zonas y transportando y abandonando materiales (sedimentos) en otras mediante:

- **Reptaje basal (basal creep)**
- **Patínaje basal**
- **Deformación interna**

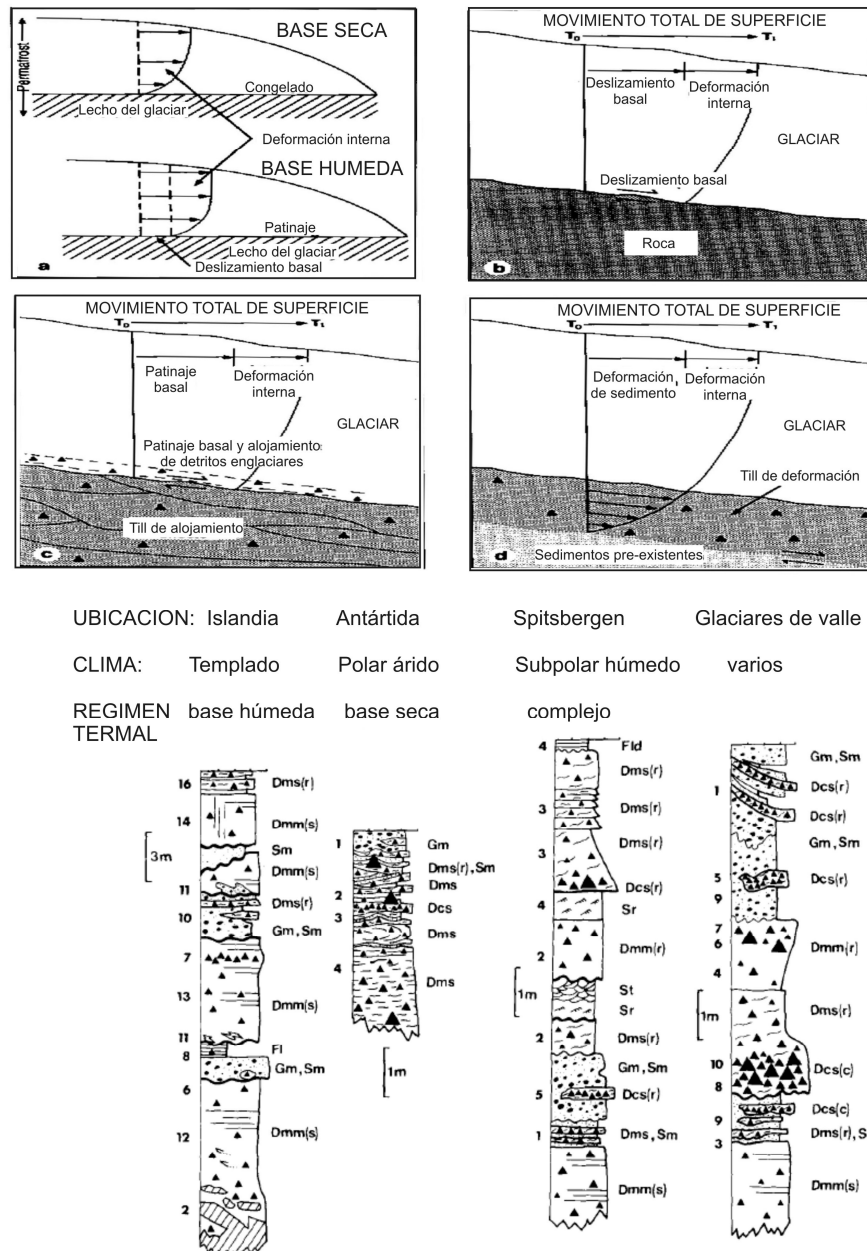


Fig. 2: Perfiles tipo de los distintos tipos de glaciares (tomado de Eyles *et al.*, 1983)

El **transporte** del sedimento por un glaciar puede ser (Fig.3):

- **Superficial:** que incluye tanto el transporte **supraglacial como englaciar**. Se caracterizan por ser un transporte del tipo pasivo de clastos angulosos. Los depósitos suelen presentar una fábrica isótropa.
- **Basal o subglacial** que es un tipo de transporte activo que modifica las características del sedimentos. De esta manera, dejan depósitos con clastos redondeados, facetados y estriados, con fábrica anisótropa y una marcada bimodalidad. Es muy común la presencia de sedimentos finos por la trituración de los materiales más gruesos.

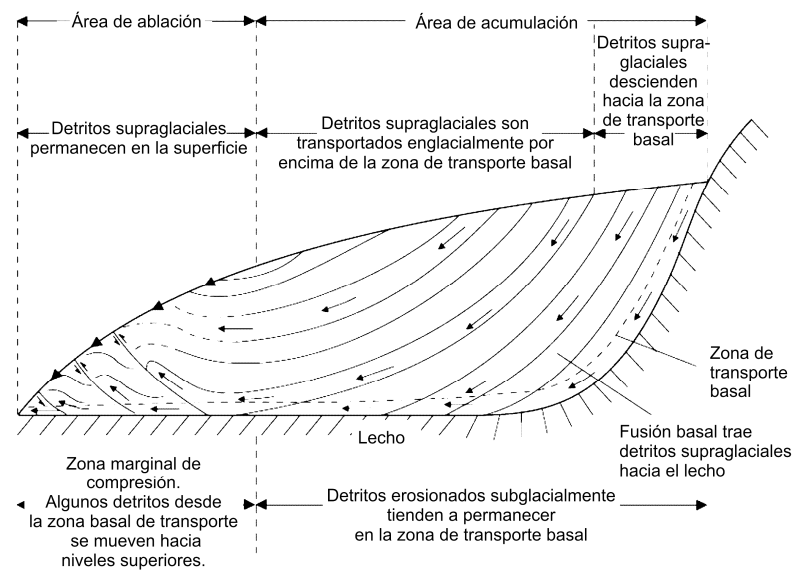


Fig. 3. Transporte de los sedimentos en un glaciar (Modificado de Bennett y Glasser, 2009)

Los glaciares se caracterizan por generar importante erosión mediante dos mecanismos: 1) arranque de fragmentos y 2) desgaste y abrasión. Los materiales, una vez incorporados al hielo, pueden ser transportados grandes distancias hasta que son abandonados en la zona de ablación. Si se encuentran en la superficie o en el interior del glaciar no experimentan grandes cambios durante el transporte. Pero los materiales que viajan en el contacto hielo-roca se van desgastando y redondeando adquiriendo formas características, como clastos con formas pentagonales con la superficie pulida y estriada. En esta zona, el desgaste tanto de los detritos en transporte como del sustrato sobre el que se deslizan produce gran cantidad de materiales finos (arcillas) que se denominan harina glaciar.

En la zona de ablación el hielo se funde, y es allí donde los glaciares depositan la mayor parte de su carga. Estos materiales, en general con formas angulosas, tamaño de grano variado y sin selección, se denominan till. En ocasiones el till se presenta con formas de relieve características que se conocen con el nombre de morena. Dependiendo de la posición que ocupen respecto del glaciar, se distinguen: morenas laterales, centrales, de fondo y frontales. Las dos últimas son las más importantes desde el punto de vista sedimentológico.

Los tills son los principales **depósitos glaciares**. En el registro sedimentario, se reconocen tillitas y diamictitas. Las características texturales pueden ser similares, la diferencia es que una tillita es un depósito resultado de la **acción directa** de un glaciar, mientras que el término diamictita (paraconglomerado matriz-soportado masivo, mal seleccionado) no tiene connotación genética.

Es importante recordar la diferencia entre diamictita y tillita:

Diamictita es un término descriptivo, que se refiere a una mezcla pobremente seleccionada con clastos tamaño bloque, arena y fango. Por ejemplo, puede ser una roca depositada por flujos densos.

Tillita es un término genético y se refiere a aquellas rocas depositadas directamente por el glaciar. Es por ello que es importante poder reconocer las evidencias de la acción glaciaria, entre ellas:

Ambientes Sedimentarios

- Bancos de diamictitas con clastos facetados y estriados
- Bloques y pavimentos estriados
- Pavimentos de bloques
- Superficies estriadas y con ondulaciones regulares (lomo de ballena o “drumlins”) en las rocas que infrayacen a la sucesión glaciaria
- Diamictitas inyectadas en las rocas que infrayacen a la sucesión glaciaria
- Bancos de pelitas con *dropstones* (cadilitos)
- Fallas y pliegues sinsedimentarios en sucesiones de diamictitas y/o pelitas con cadilitos.

Se reconocen 4 procesos principales por los cuales el sedimento transportado por un glaciar puede ser depositado:

- alojamiento (*lodgement*): cuando la resistencia friccional entre un clasto transportado en la base de un glaciar y el sustrato del glaciar excede la fuerza de arrastre que impone el peso del glaciar, el clasto deja de moverse.
- fusión (*meltout*): sedimento dejado directamente por la fusión.
- Sublimación (*sublimation*): vaporización del hielo y descarga directa de detritos. Es común en la Antártida debido al frío y a la aridez extrema del ambiente.
- Deformación subglacial: involucra la asimilación del sedimento dentro de la capa de deformación por debajo del glaciar.

Los distintos **tipos de tills**, relacionados con estos procesos, se reconocen principalmente por su macromorfología y son difíciles de distinguir entre sí. Se los denomina: 1) till de alojamiento, 2) till de fusión subglacial, 3) till de deformación, 4) till de flujo y fusión supraglacial, y 5) till de sublimación. Dada la dificultad de reconocerlos por sus rasgos sedimentológicos, muchos autores distinguen sólo dos tipos principales:

- **till subglacial o de alojamiento**
- **till supraglacial o de fusión**

A su vez, las diamictitas pueden ser resedimentadas por:

- Corrientes
- Flujos

Para el análisis de sucesiones glaciarias Eyles *et al.* (1986) propusieron modificaciones en el código de litofacies de Miall (1978). El mismo es resumido a continuación:

Código	Litofacies	Descripción
Dmm	Diamictita matriz-soportada masiva	Mezcla de fango, arena y bloques sin estructura.
Dmm (r)	Diamictita matriz-soportada masiva con evidencia de resedimentación	Parece sin estructura pero en detalle se reconocen variaciones sutiles en la textura y estructura fina (p.e. marcas de limo o arcillas con pequeñas narices de flujo) Estratificación < 10% de la unidad.
Dmm (c)	Diamictita matriz-soportada masiva con retrabajo por corriente	Parece sin estructura pero en detalle se reconocen variaciones sutiles en la textura y estructura fina producida por el flujo de agua (p.e. ondulitas aisladas). Estratificación < 10% de la unidad.
Dmm (s)	Diamictita matriz-soportada masiva, cizallada	Parece sin estructura pero en detalle en superficies limpias se reconocen planos de cizalla, foliación y clastos orientados. Clastos brechados pueden aparecer.
Dms	Diamictita matriz – soportada estratificada	Obvia diferenciación textural o con estructura. Estratificación más del 10% de la unidad.

Ambientes Sedimentarios

Dms (r)	Diamictita matriz-soportada estratificada con evidencia de resedimentación	Narices de flujo están presentes frecuentemente. Pueden contener láminas de arcilla/limo deformada. Pueden mostrar ligera gradación. A menudo contienen alta cantidad de clastos que tienden a agruparse. Fábrica de clastos es al azar o paralela a la estratificación. Erosión a lo largo de la base de la unidad.
Dms (c)	Diamictita matriz-soportada estratificada con retrabajo por corriente	A menudo gruesa debido a la remoción de los finos. Puede estar interestratificada con bancos de arenas, limo y gravas mostrando evidencias de corrientes (p.e. ondulitas y estratificación entrecruzada). Pueden tener bases canalizadas.
Dmg	Diamictita matriz-soportada, gradada	Gradación vertical tanto en la matriz como en los clastos.
Dmg(r)	Diamictita matriz-soportada, gradada con evidencia de resedimentación	Imbricación común.
F_d	Pelitas con cadilitos (<i>dropstones</i>)	Masivas o laminadas con clastos que deforman la laminación.

Los ambientes glaciares son complejos y se pueden dividir en (fig. 4):

- **Glacimarinó:** fiordos, canales submarinos, talud y plataforma.
- **Glaciterrestre:** glacialacustre, subglacial, supraglacial (valle englasado), glacialfluvial (proglacial) y periglacial.

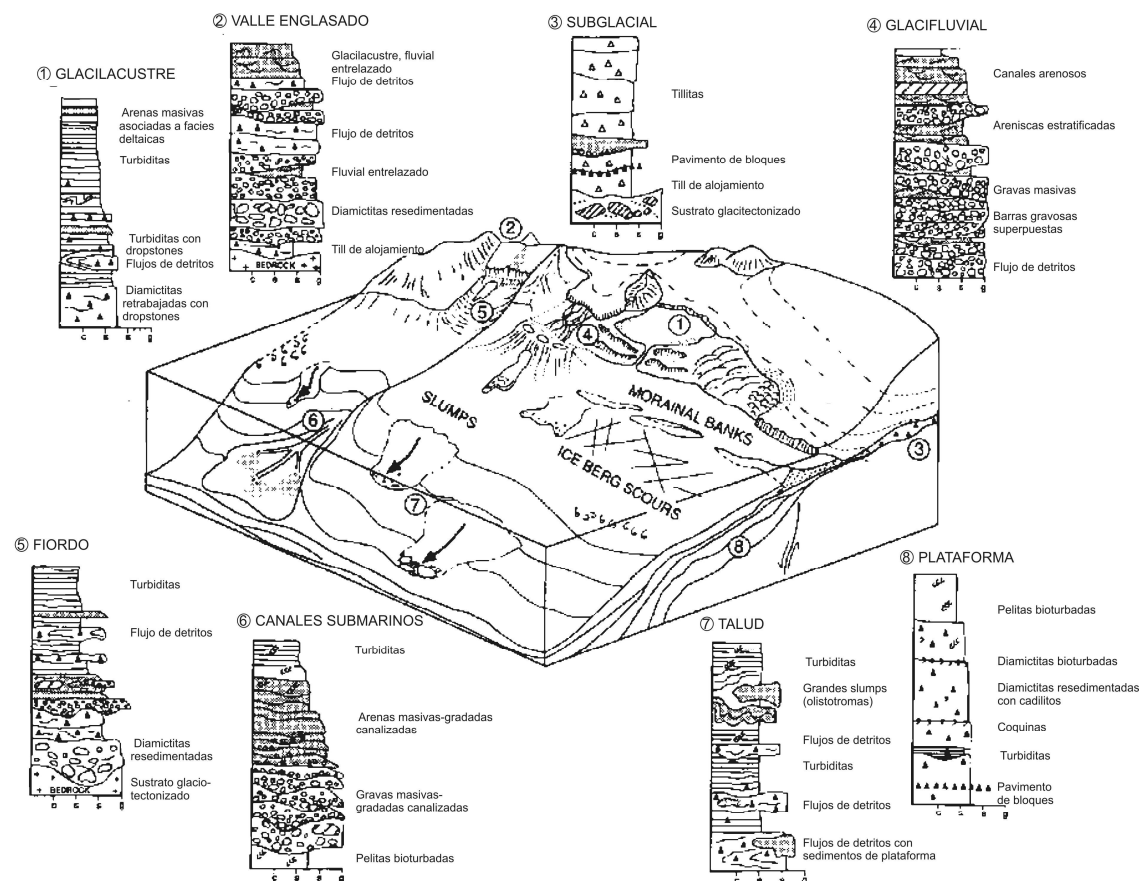


Fig. 4: Distintos ambientes glaciares con sus respectivos perfiles tipo (Tomado de Eyles *et al.*, 1983).

Bibliografía recomendada

- Bennet, M.R. y Glasser, N.F., 2009. Glacial geology: ice sheets and landforms (2° edición) Wiley-Blackwell, 385p.
- Eyles, N. y Eyles, C., 1992. Glacial depositional systems. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.), Facies Models - Response to sea level changes. Geological Association of Canada, Ontario: 73-100.
- Eyles, N., Eyles, C.H. y Miall, A.D., 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30: 393-410.
- Miller, J.M.G., 1996. Glacial sediments. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd Edition). Blackwell Science, Cambridge: 454-484.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. Glacial environment. En: Reineck, H.E. y Singh, I.B., *Depositional Sedimentary Environments* (2nd Edition), Springer Verlag, Berlin: 185-208.

DELTAS

Los Deltas son estructuras convexas que destacan en una costa, son formados cuando ríos entran a un cuerpo de agua y el aporte de sedimentos es más del que puede ser redistribuido.

La distribución interna de sus facies y la morfología depende de: 1) la relación entre la densidad del río y del cuerpo de agua en el que desemboca, 2) los procesos de la cuenca (por ejemplo olas, mareas, tormentas, etc.), 3) la posición del delta dentro de la cuenca y 3) el grado de retrabajo de los sedimentos aportados por el río (Bhattacharya, 2006).

Clasificación de Deltas

En función de la relación entre el sistema alimentador y la cuenca de recepción (fig.1) Galloway (1975) realizó una clasificación tripartita, en la que se reconocen los deltas dominados por acción fluvial, por acción del oleaje y aquellos dominados por la acción de mareas. Luego fue modificada por Orton y Reading (1993) para incluir diferentes tamaños de grano, incluyendo los deltas gravosos y fangosos.

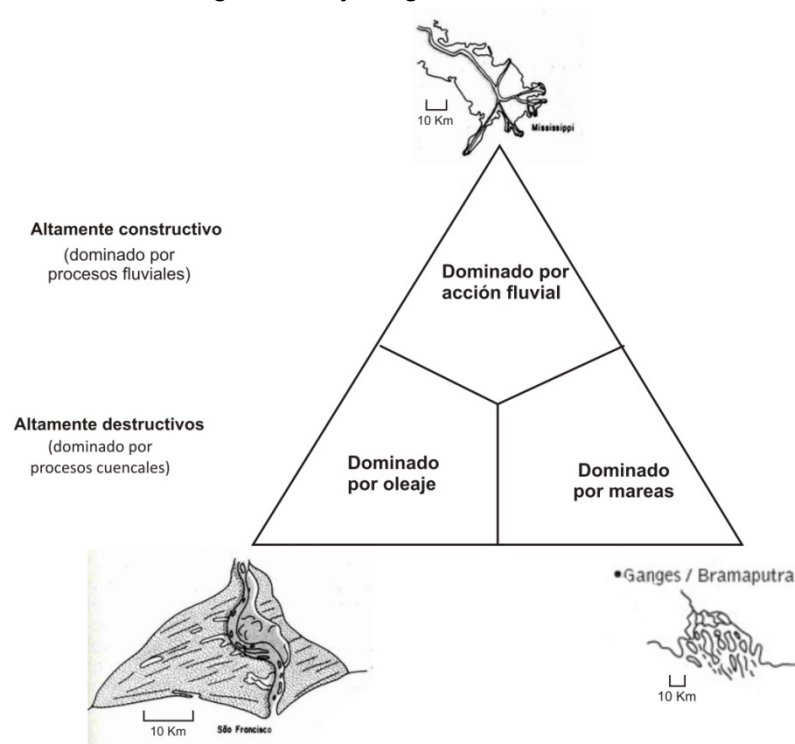


Figura 2: Clasificación triangular de deltas (Galloway, 1975), tomado de Bhattacharya (2006).

Delta dominado por acción fluvial

- Delta en pie de pájaro (*birdfoot*), esta forma se genera debido al alto aporte de sedimentos y baja energía marina.
- Los canales distributarios progradan separadamente, se produce una mayor pogradación a través de los canales lo que genera una costa irregular.
- Ej. Mississippi

Delta dominado por oleaje

- Forma de la letra griega "Delta" Δ
- La fuerte acción del oleaje retrabaja el material aportado por los canales fluviales y rectifica la costa.

- Avanzan más lentamente que aquellos dominados por acción fluvial pero sobre un frente más amplio.
- Ej. Nilo

Delta dominado por acción mareas

- Las mareas migran hacia el sistema fluvial.
- El material es transportado perpendicular a la costa formando barras elongadas en esa dirección.
- El río principal puede dividirse en varios canales separados por islas
- El frente del delta no posee protuberancias
- Todo el cuerpo avanza relativamente lento
- Ej. Ganges-Brahmaputra

Subambientes del sistema deltaico Frecuentemente los deltas son complejos e incluyen otros ambientes y subambientes por lo que a veces se utiliza el término sistema deltaico (Fig. 3).

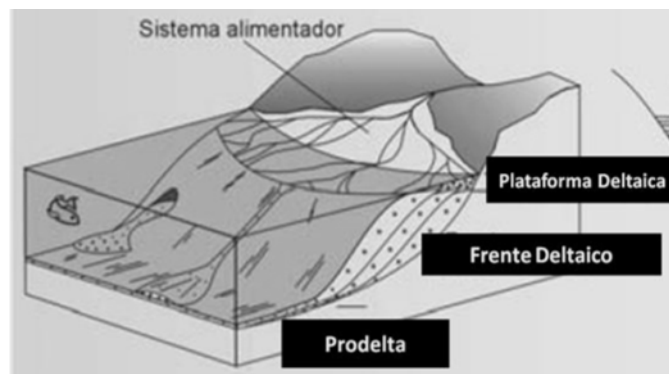


Figura 3: Distribución de los subambientes del ambiente deltaico.

Plataforma Deltaica

- Subaérea:
 - CANALES (distributarios, con todo tipo de barras)
 - PLANICIE DE INUNDACIÓN (Albardones, lóbulos y canales de desbordamiento, cuenca de inundación, pantanos, paleosuelos)
 - Altamente sensibles al clima (tropical manglares, pantanos; árido sin vegetación, salinas, dunas)
- Subácuea:
 - CANALES (todo tipo de barras)
 - BAHÍAS INTERDISTRIBUTARIAS (sumergidas)
 - Dominados por acción fluvial:
 - Canales fluviales típicos, lentos S G
 - Secuencias grano y estrato-creciente bien marcadas
 - Avulsión es muy frecuente (el delta progresa y se crean cursos más cortos y empinados)
 - Bahías forman cuerpos de agua someros
 - Dominados por oleaje:
 - Depósitos de Playa, principalmente arenosos
 - Poco desarrollo de bahías interdistributarias
 - Barras con estructuras paralelas a la costa (debido a la deriva litoral)

Bancos arenosos tabulares (*sheet-sands*)

➤ Dominados por mareas:

Canales distributarios con influencia de mareas

Canales tabulares

Herringbone, IHS, Heterolítica

Barras alineadas paralelas al flujo

Granocrecencia no es tan marcada

Bahías con canales de mareas menores, *lagoons*, planicies inter y supramareal

Frente Deltaico

- En la desembocadura el flujo se expande y desacelera, disminuye la competencia y deposita la carga sedimentaria.
- Construido por el avance de las barras de desembocadura (base no erosiva, estructuras entrecruzadas de corriente, estructuras deformacionales, de escape de fluido).
- Mayoría del espesor del depósito
- Al aumentar la profundidad disminuye la granulometría
- Acción fluvial
 - Progradación de barras de desembocadura
 - Estructuras de corriente unidireccionales
 - Grandes ciclos granocrecientes (60-150 m)
- Acción de mareas
 - barras y canales de marea en forma radial desde el frente
 - estructuras bidireccionales, heterolíticas
 - ciclos granocrecientes terminan con estructuras bidireccionales y cortinas de fango
- Acción del oleaje
 - redistribuye el sedimento aportado por acción fluvial
 - frente de playa regular
 - frente deltaico empujado
 - la progradación involucra a todo el frente deltaico
 - Cordones de playa adosados a la costa, estructuras similares a las de plataformas silicoclásticas (barras con estructuras de corriente y entrecruzadas de bajo ángulo)
 - ciclos granocrecientes

Prodelta

- Zona plana delante del frente
- Decantación de pelitas, fauna marina
- Flujos Gravitatorios- Resedimentación del frente: Turbiditas, Slumps

Perfiles y esquemas de la distribución de facies de los diferentes tipos de deltas pueden observarse en las figuras 4 y 5.

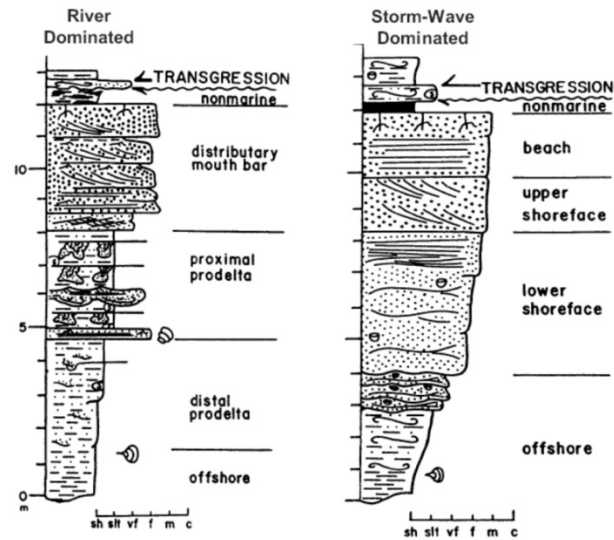


Figura 4: Perfil mostrando la progradación de un delta dominado por acción fluvial y otro dominado por acción del oleaje, tomado de Bhattacharya (2006).

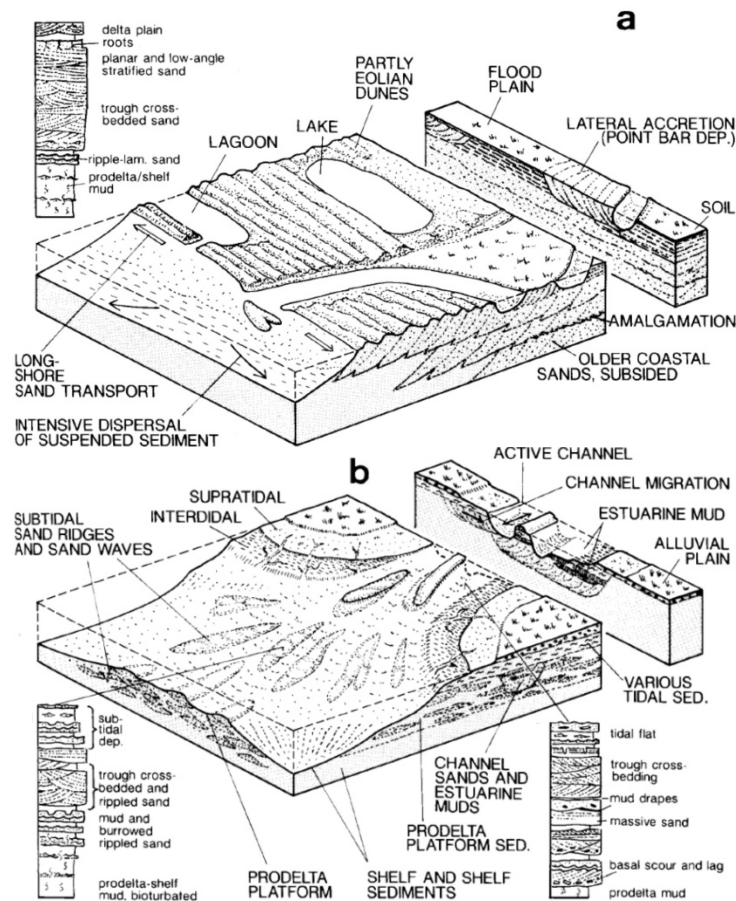


Figura 5: a) Esquema de un delta dominado por acción del oleaje, b) esquema de un delta dominado por acción de las mareas, tomado de Einsele (2006).

Bibliografía

- Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas, En: Walker, R.G., and Posamentier, H., (eds.) *Facies Models revisited*, SEPM Special Publication, v. 84, p.237-292.
- Einsele, 2000. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer, Berlín (792 pg).
- Galloway, W.E., 1975. *Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems*. En: Broussard, M.L. (Ed.), *Deltas Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston.
- Orton, G. y Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size: *Sedimentology*, v. 40, p. 475–512.

PLATAFORMAS CLÁSTICAS

La morfología de la costa y la plataforma depende de la interacción de entre el aporte de sedimento y la acción del oleaje y las mareas. Las plataformas dominadas por la acción del oleaje pueden dividirse de acuerdo con las interfases que generan cambios en los niveles de energía. Se reconocen dos grandes zonas (1) *nearshore*, (2) *offshore*. El *nearshore* se divide a su vez en *foreshore* y *shoreface* (Fig. 1).

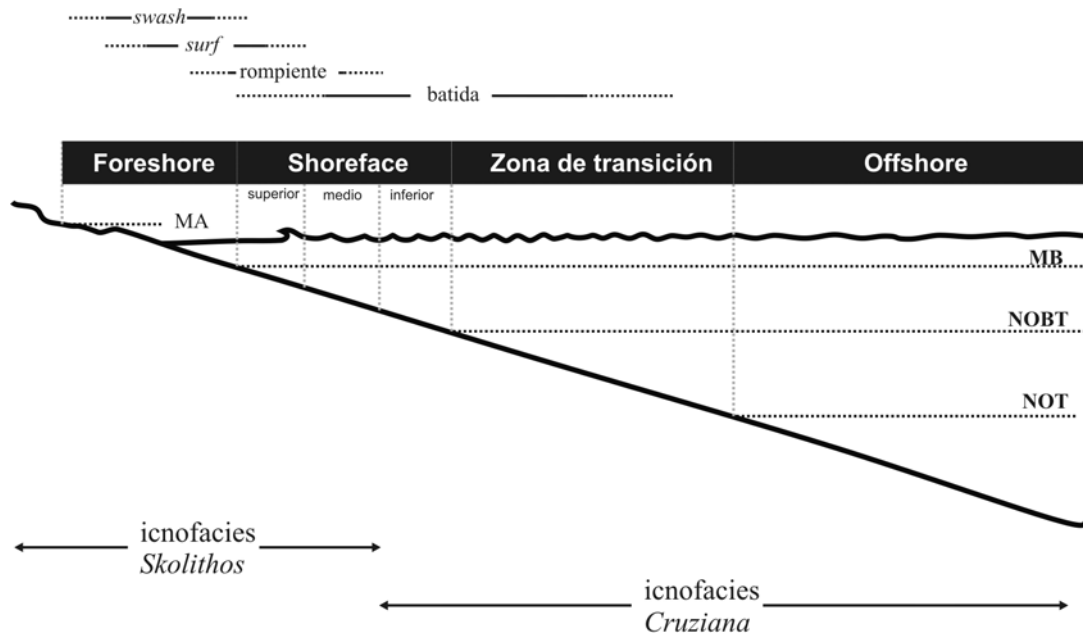


Figura 1. División de subambientes de las plataformas clásticas. Referencias: MA: marea alta, MB: marea baja, NOBT: nivel de olas de buen tiempo, NOT: nivel de olas de tormentas.

Foreshore: corresponde a la zona intermareal, por lo tanto se encuentra ubicado entre la línea de marea baja y la línea de marea alta. Está sometida a corrientes de saca y resaca producidas al romper las olas y está afectada, en menor medida, por corrientes de *longshore*. Las asociaciones de trazas corresponden a la icnofacies de *Skolithos*.

Shoreface: corresponde al ambiente submareal. Es la zona que se encuentra entre el nivel de base de olas de buen tiempo y la línea de baja marea. Es la zona de mayor movimiento de sedimentos. Durante el buen tiempo el sector superior está afectado por la rompiente y la resaca, mientras que el sector inferior está afectado por la acción del oleaje. En estos periodos se establece un patrón de circulación donde actúan las corrientes de *longshore* y pequeñas corrientes de retorno (*rip current*). Durante las tormentas las corrientes se amplifican debido a la acumulación de agua en la costa que retorna en forma de corrientes de retorno de tormenta (*storm rip current*) que erosionan el *shoreface*, particularmente el sector superior. El sedimento es exportado y depositado en el *shoreface* inferior y el *offshore*. Las asociaciones de trazas corresponden a la icnofacies de *Skolithos*.

Zona de transición shoreface-offshore: se extiende desde el nivel de olas de tormenta hasta el nivel de olas de buen tiempo. Se caracteriza por la alternancia de condiciones de baja energía y de alta energía. Durante los estadios de buen tiempo se depositan sedimentos

finos por decantación, que generalmente aparecen muy bioturbados. Durante las tormentas el sustrato es afectado por el oleaje y las corrientes, junto con la depositación de sedimentos más gruesos provenientes de las áreas más someras. Las asociaciones de trazas en estos sectores corresponden a la icnofacies de *Cruziana*, puede encontrarse la icnofacies de *Skolithos* pero esta restringida a los eventos de tormenta.

Offshore: es la zona que se ubica por debajo del nivel de olas de tormenta. Domina la decantación de material fino. Las asociaciones de trazas corresponden a la icnofacies de *Cruziana*.

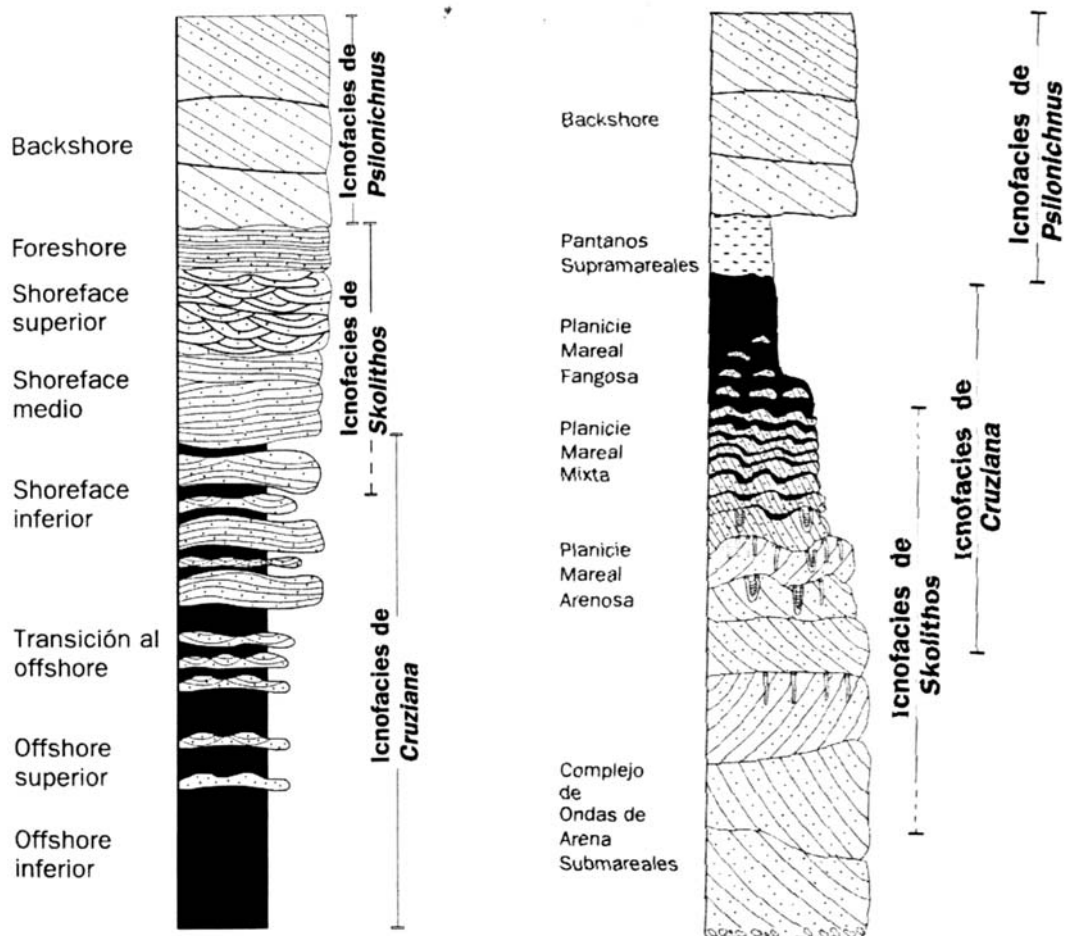


Figura 2. Perfiles idealizados de una plataforma clástica dominada por oleaje y una plataforma clástica dominada por mareas (Modificado de Buatois *et al.* 2004).

PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

El término plataforma carbonática (*carbonate shelf*) se utiliza en forma general, incluyendo un conjunto de morfologías y geometrías, entre las que se destacan dos extremos: rampas (*carbonate ramps*) y plataformas (*rimmed shelves*).

Plataformas carbonáticas (*Rimmed shelves*)

Son ambientes carbonáticos marino someros con topes planos y flancos escarpados. Son sistemas que desarrollan un relieve constructivo sobre el fondo marino, están limitadas en uno de sus márgenes por facies continentales o marino marginales, y en el otro por una barrera que genera un talud. La transición desde la zona de aguas someras a la zona de aguas profundas ocurre en distancias relativamente cortas y está marcado un marcado quiebre en el perfil de la plataforma (Fig. 1).

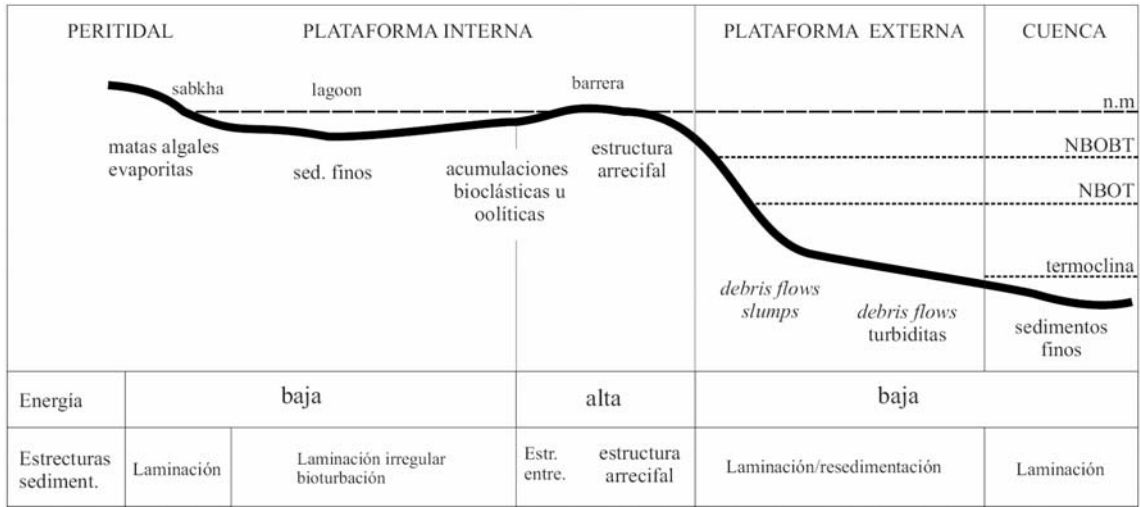


Figura 1. Divisiones de una plataforma carbonática (Modificado de Flügel 2004). Referencias: n.m.: nivel del mar; NBOBT: nivel de base de olas de buen tiempo; NBOT: nivel de olas de tormenta; M: *mudstone*; W: *wackestone*; P: *packstone*; G: *grainstone*; F: *floatstone*; R: *rudstone*; B: *boundstone*; Br: brechas; SO₄: sulfatos (yeso/anhidrita); Fl: lutitas; Ma: margas.

Plataforma interna: Comprende la zona eufótica, normalmente por encima de la base de olas de buen tiempo. Contiene sector de margen de plataforma con una barrera arrecifal continua y/o barras (oolíticas o bioclásticas: *sand shoals*), y en el sector protegido conformado por un *lagoon*. El margen de plataforma está representado por una barrera bioconstruida continua que representa una estructura resistente al oleaje y conforma una faja estrecha de facies. Hacia el talud superior la estructura puede estar estabilizada orgánicamente a partir de *mud mounds*. En la estructura arrecifal se pueden distinguir diferentes zonas: *back-reef*, *reef-flat*, *reef-crest*, *reef-front*, *fore-reef*. Dominan las colonias de bioconstructores, incrustantes, y entrampadotes, foraminíferos y algas calcáreas.

Plataforma externa: comprende la zona por debajo de la base de olas de buen tiempo. Se encuentra conformada por tres subambiente: talud, pie de talud y cuenca. El talud conforma una faja de facies bien característica, usualmente por debajo del nivel de olas de buen tiempo. Tienen una inclinación de 5° a 90°. Está dominado por procesos de remoción en masa que se intercalan con los procesos de decantación normales. El pie de talud tiene inclinaciones mayores a 1,5°. La sedimentación muestra la alternancia de depositación de fango calcáreo, fango terrígeno, turbiditas y *debris flows*. La biota corresponde a organismos bentónicos de aguas someras redepositados y planctónicos.

Cuenca: se ubica por debajo del nivel de olas de tormenta y de la zona eufótica. Dominan los procesos de decantación de material terrígeno. La biota corresponde a organismos de condiciones marino normal, bentónicos infaunales y epifaunales, y planctónicos.

Rampas carbonáticas (Carbonate ramps)

Tienen una suave inclinación ($<1^\circ$), de manera que se pasa gradualmente de una zona somera de alta energía a una zona más profunda de baja energía, sin quiebre en la zona distal. La sucesión horizontal de facies está controlada por las interfaces que separan los niveles de energía (nivel de olas de buen tiempo y nivel de olas de tormenta).

Las facies de alta energía se forman cerca de la línea de costa. Las facies de baja energía se desarrollan en el sector externo. No presentan sistemas arrecifales continuos.

Se pueden reconocer dos grandes grupos de acuerdo al perfil topográfico: (a) rampas homoclinales, que tienen una pendiente suave y uniforme, exhibiendo el mismo gradiente desde la línea de costa hasta las zonas profundas, (b) rampas distalmente profundizadas, que presentan un quiebre con desarrollo de talud en la zona distal y desarrollo de flujos gravitatorios.

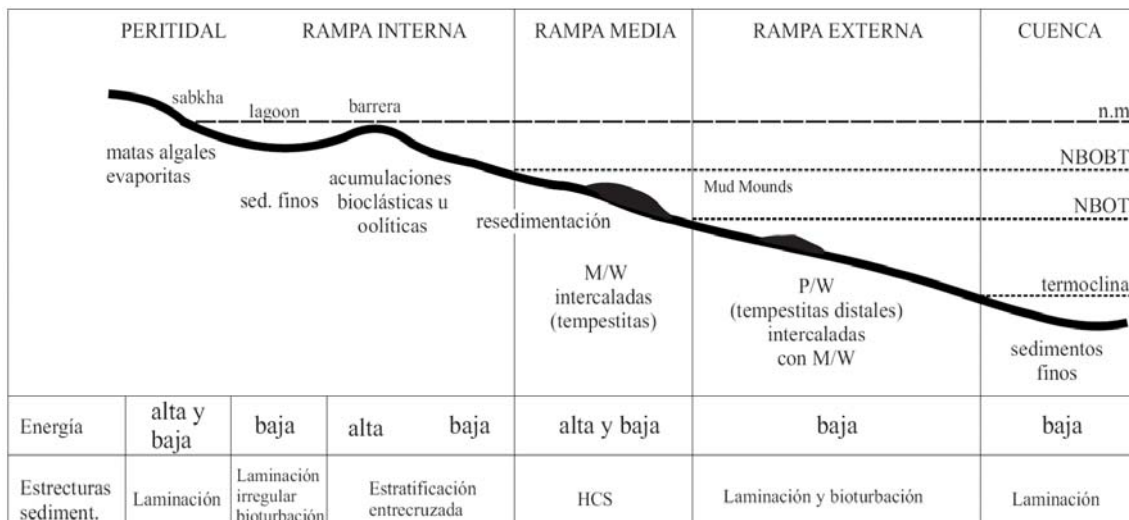


Figura 2. División general de una rampa carbonática (modificado de Flügel 2004). Referencias: n.m.: nivel del mar; NBOBT: nivel de olas de buen tiempo; NBOT: nivel de olas de tormenta; M: *mudstone*; W: *wackestone*; P: *packstone*; G: *grainstone*; F: *floatstone*; R: *rudstone*; B: *boundstone*; HCS: estratificación entrecruzada tipo *hummocky*.

Rampa interna: comprende la zona eufórica, hasta la base de olas de buen tiempo. El sustrato está constantemente afectado por la acción del oleaje. La zona está dominada por barreras oolíticas o bioclásticas. La rampa interna superior puede estar constituida por: a) un sistema de isla barrera con complejos de deltas de marea entre el *lagoon* y la planicie de marea, b) complejos de barras oolíticas entre las planicies supramareal e intermareal, pero sin desarrollo de *lagoon*, o (c) por una llanura compuesta por bermas. Los organismos constructores generan biostromas y pequeños arrecifes en parche caracterizados por una baja diversidad de la biota.

Rampa media: es la zona que se encuentra entre la base de olas de buen tiempo y la base de olas de tormenta. La profundidad del agua alcanza algunos metros. Son comunes las barras oolíticas y bioclásticas. Las partículas esqueléticas presentan signos de transporte y abrasión. Los periodos de buen tiempo están representados por procesos de decantación, con sedimentos finos bioturbados (carbonáticos o terrígenos). Puede haber bioconstrucciones como arrecifes en pináculo y *reefs-mounds*.

Rampa externa: es la zona que se ubica por debajo de la base de olas de tormenta. La profundidad del agua varía desde unos cuantos metros hasta cientos de metros. La zona

está caracterizada por carbonatos autóctonos y alóctonos de baja energía y sedimentación hemipelágica. Se intercalación episódicamente tempestitas distales. En la zona de rampa externa inferior es común que se desarrollen condiciones restringidas.

Las rampas distalmente profundizadas las facies distales poseen deslizamientos (*slumps*), brechas y turbiditas, con clastos derivados del sector de quiebre de pendiente.

Cuenca: está dominada por sedimentos finos con buena laminación como lutitas y *mudstones*. Predominan los sedimentos terrígenos, y eventualmente contiene delgadas intercalaciones tempestíticas.

AMBIENTE MARINO PROFUNDO

El ambiente marino profundo es aquel que incluye los depósitos generados dentro del talud continental y de la planicie abisal (fig. 1). Dentro de este ambiente hay principalmente tres grupos de procesos que pueden erosionar y transportar sedimentos: 1) la decantación pelágica, 2) las corrientes de fondo semipermanentes y 3) los procesos de resedimentación episódicos.

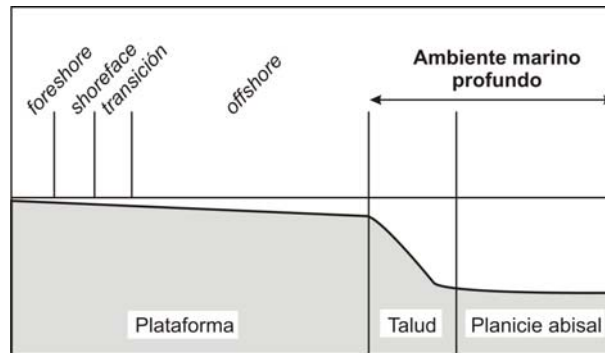


Figura 1

ABANICOS SUBMARINOS

Son formas constructivas sobre el fondo oceánico que se desarrollan hacia el mar desde un punto de aporte de sedimentos (río, delta, abanico aluvial, lengua glaciaria) o desde un corte importante en el talud como un cañón o una garganta (fig. 2).

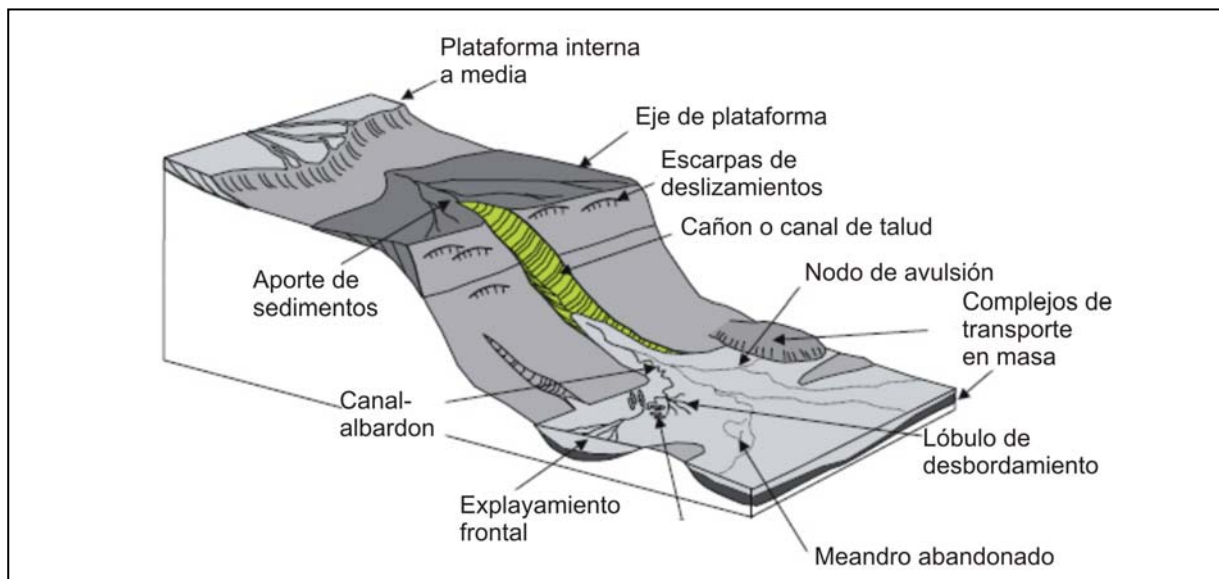


Figura 2

SUBAMBIENTES (fig. 3)

- ✓ **Abanico interno** (Complejo de remoción en masa, slides/ slumps, relleno de cañones submarinos, canales confinados/complejos de canal albardón)
- ✓ **Abanico medio** (Interno: Complejos canal-albardón, Externo: Canales distributarios/lobulos frontales)
- ✓ **Abanico externo** (Lóbulos frontales y sedimentación hemipelágica)

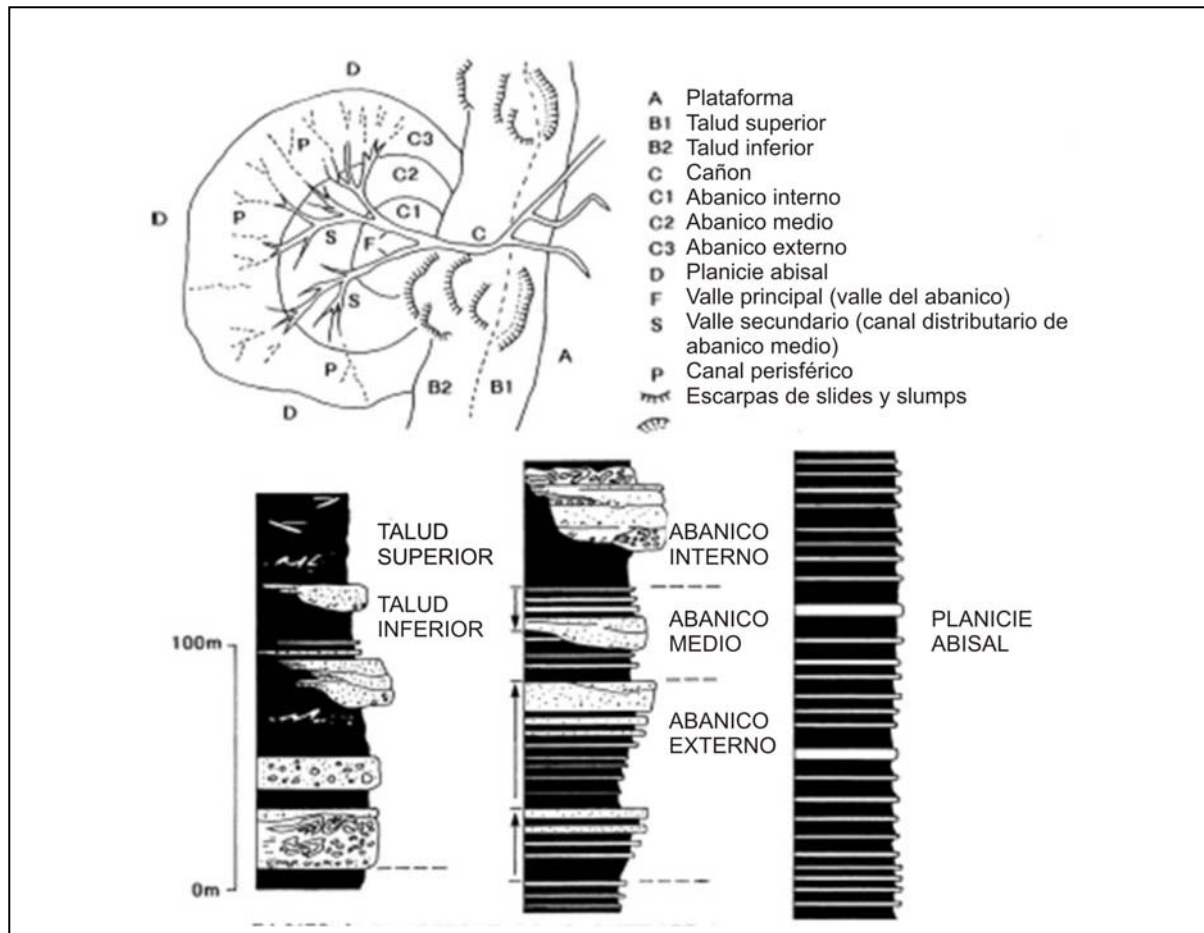


Figura 3

DEPÓSITOS (figs. 2, 3 y 4)

1) Complejo de remoción en masa: está conformado por masas semicoherentes sobre planos de deslizamiento. Son flujos gravitatorios. Los principales disparadores de estos procesos son: sobreempinamiento, sísmica, oleaje de tormenta (que desestabiliza el borde de la plataforma), rápida depositación. Una vez iniciado los movimientos continúan hasta que la fricción del plano basal sea mayor que la fuerza de gravedad, entonces ocurre la depositación en masa. Tipos de procesos: 1) Slides: deslizamientos sin deformación interna y 2) Slumps: deslizamientos con deformación interna.

2) Flujos gravitatorios. Contraste de densidad producido por la presencia de sedimento en suspensión: a) flujos de detritos (resistencia de la matriz), b) flujos granulares (presión dispersiva), c) flujos licuefactados (escape de fluido de los poros) y d) corrientes de turbidez (turbulencia).

3) Canales: dentro de los abanicos submarinos se pueden encontrar tres tipos de canales: a) los erosivos (que incluyen a los cañones submarinos), b) los depositacionales y c) los mixtos.

a) Cañones submarinos: Actualmente pueden tener hasta 2,5 km de profundidad y 100 km de ancho. En el registro aparecen mucho mas pequeños con hasta 1 km de profundidad y 10 km de ancho. El relleno esta dominado por depósitos de colapsos de las paredes, es típicamente de grano

fino con deslizamientos ricos en fango. Es común que luego sean rellenados por depósitos finos de suspensión. En algunos casos se encuentran cubiertos por sedimentos gruesos en estratos espesos sin estructura interna, depositados por corrientes de turbidez de alta concentración.

Canales erosivos: contienen arena y grava depositadas por corrientes de turbidez y flujos friccionales. La formación de los canales se inicia cuando sucesivos flujos con alta eficiencia de transporte pueden erosionar creando un bajo topográfico que actúa de conducto para futuros flujos que llevan el sedimento abanico abajo.

b) Canales depositacionales o sistemas canal-albardón: son los que se encuentran más fácilmente dentro de los afloramientos de abanicos submarinos debido a su menor tamaño. Tienen entre unos pocos 'km de ancho y 100 m de espesor. Pueden aparecer como elementos independientes o pueden estar contenidos dentro de canales erosivos de mayor escala.

Relleno de canales: Estratificación gruesa a muy gruesa, con gradación inversa o masivos. Bancos típicamente amalgamados con continuidad lateral variable ('10 m a '100 m). Rellenos por arena o grava depositados por corrientes turbidíticas de alta concentración (intervalos de Lowe y Ta de Bouma). Hacia los laterales el espesor disminuye rápidamente y grada de arenas amalgamadas a menos amalgamadas, empezando a intercalar fango (pasaje transicional al albardón). El cambio de granulometría entre el canal y el albardón dependerá del grado de incisión de los canales

Relleno de albardones: cuando una corriente turbidítica se encausa por un canal (dentro de un sistema canal- albardón la parte superior de tamaño más fina del flujo es separada de la inferior, que queda confinada en los canales. El flujo sobrepasa los canales y se expande hacia los laterales rápidamente, colapsando y dando por resultado elevadas tasas de sedimentación inmediatamente al lado de los canales. Los mayores tamaños de grano se depositan cercanos a los canales y distalmente disminuye la granulometría. A medida que los albardones acrecionan pueden ocurrir dos cosas: 1) que se vaya generando cada vez mayor diferencia de relieve entre los albardones y los canales y que el flujo que sobrepase a estos últimos sea cada vez más fina, generando sucesiones grano y estrato decrecientes o 2) que ambos sistemas crezcan, generando mayor relieve entre el tope del albardón y el pie y que los flujos tengan mayor pendiente hacia los laterales de los albardones a medida que el sistema acreciona, generando sucesiones granocrecientes. Las paleocorrientes de los albardones es siempre oblicua a la de los canales. En las zonas más cercanas a los canales dominan los intervalos Tb-e y Ta-e de Bouma. También son comunes las turbiditas "CCC". Al alejarse de los canales los estratos tienen tamaño de grano más fino y contienen turbiditas con los intervalos Tc-e de Bouma.

4) Lóbulos de desbordamiento: son rasgos con formas lobuladas que se producen por rompimiento de un albardón. Son facies que comúnmente se encuentran por debajo de los canales. Los bancos tienen geometría tabular y son ricos en areniscas. Contienen la secuencia completa de Bouma y, como todo lóbulo, cuando progresa, deja sucesiones granocrecientes.

5) Explayamientos frontales: Se forman en los frentes de los sistemas canal albardón, cuando los canales pierden su confinamiento (en el abanico inferior). Están formados por corrientes turbidíticas de alta concentración (arenosas). Son bancos tabulares de pocos cm de espesor que pueden contener la secuencia completa de Bouma o solo sus términos arenosos.

5) Depósitos de cuenca: En los términos más distales de los abanicos submarinos, los depósitos de turbiditas se van haciendo cada vez más finos hasta ser reemplazados, finalmente, por depósitos hemipelágicos y pelágicos.

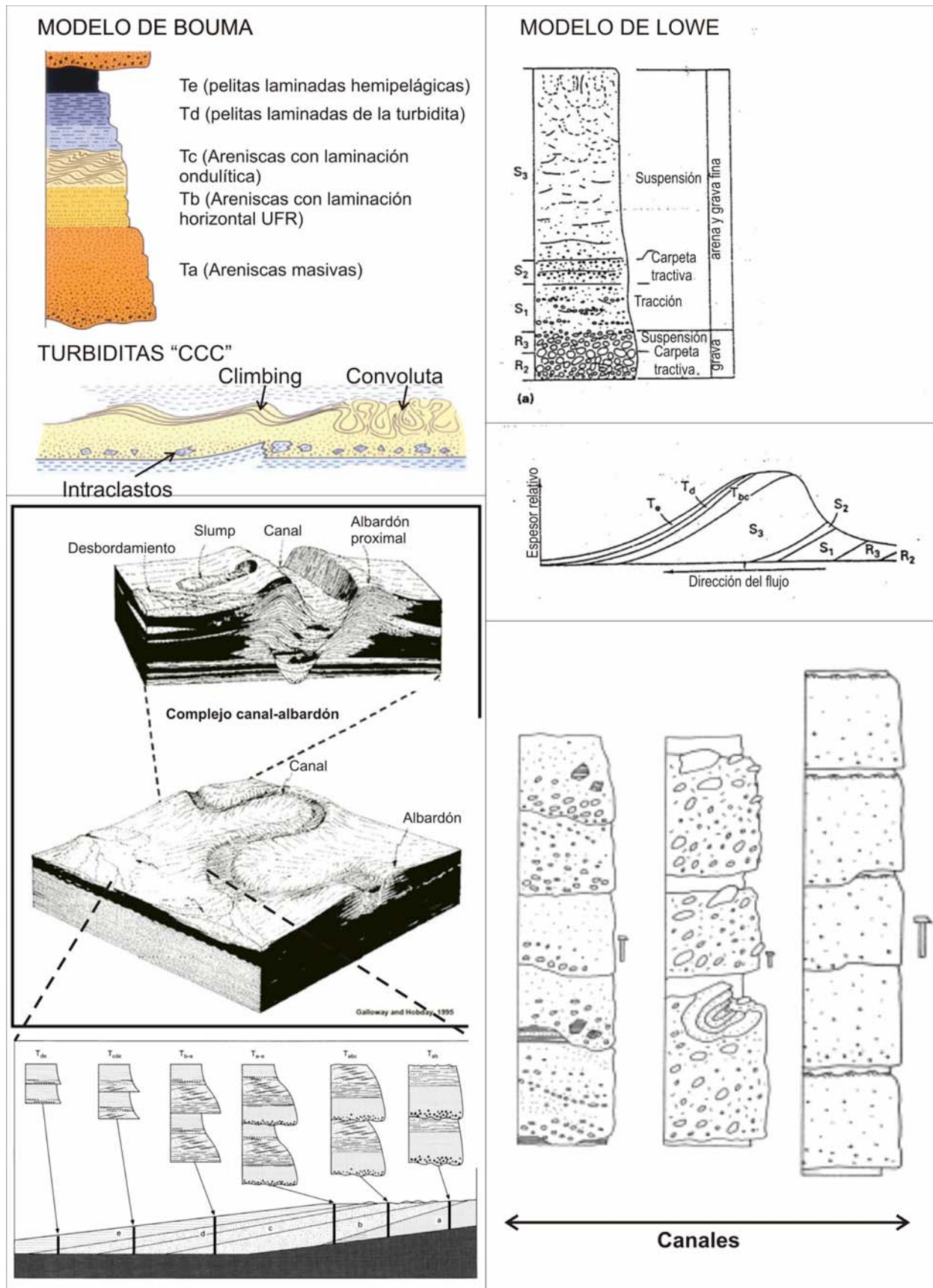


Figura 4. Modelos de corrientes de turbidez de Bouma y de Lowe. Modelos de sedimentación y perfiles característicos de sistemas canal- albardón y de canales dentro de abanicos submarinos.

TURBIDITAS

Corrientes de turbidez: Corrientes de densidad que se mueven pendiente abajo por efecto de la gravedad que actúa por la diferencia de densidad entre el flujo y el medio en el que se encuentra. El mecanismo dominante de sostén de granos es la turbulencia. El depósito de las corrientes de turbidez es la **turbidita**.

Modelos (fig. 4)

1) MODELO DE BOUMA (turbiditas clásicas)- Turbiditas areno-fangosas

TURBIDITAS “CCC” (clasto- climbing- convoluta): son las turbiditas de clásicas que, al ser depositadas rápidamente incorporan estos rasgos.

2) MODELO DE LOWE –Turbiditas gravo-arenosas

3) MODELO DE PIPER / MODELO DE STOW -Turbiditas de grano fino (pelíticas)

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE TURBIDITAS

- ✓ Intercalaciones monótonas de areniscas y pelitas, continuas lateralmente (antiguas facies de “fish”)
- ✓ Bancos arenosos con bases netas y planas
- ✓ Numerosas marcas de base (marcas de herramienta, turboglifos, calcos de flujo, etc)
- ✓ El depósito individual de una corriente de turbidez da por resultado siempre ciclos granodecrecientes
- ✓ Espesor de capas individuales de pocos milímetros a varios metros