

ORSTOM

INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

Calle Rusia y Eloy Alfaro. Apdo postal 17.11.6596,
Quito, Ecuador. Tel. 242.820; Fax. (593.2).448.699



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR

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

LA SEDIMENTACION EN LOS DELTAS Y LOS ESTUARIOS.

**Curso de Capacitación del Convenio
ORSTOM - Petroproducción
por Etienne JAILLARD.**

Enero de 1993.

INDICE

I. INTRODUCCION : LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS DEL RIO AL MAR	p. 3
I. Introducción	p. 3
II. Reseña de los procesos sedimentarios ligados a la dinámica de un río distal	p. 3
1. Los canales fluviales	p. 3
2. Las zonas intercanales	p. 4
III. Procesos sedimentarios en la desembocadura de un río	p. 4
1. La onda de marea	p. 4
2. La mezcla de aguas	p. 5
3. El depósito de las partículas sedimentarias	p. 5
IV. Reseña de los procesos sedimentarios ligados al mar	p. 7
1. Las olas y las corrientes litorales	p. 7
2. Las mareas	p. 7
3. Las tempestades	p. 8
4. La secuencia ideal de una playa clásica	p. 8
II. LOS DELTAS : MORFOLOGIA Y DINAMICA SEDIMENTARIA	p. 10
I. Morfología de los deltas	p. 10
II. Los ciclos deltaicos	p. 11
1. Progradación y abandono del delta	p. 11
2. La secuencia deltaica	p. 12
III. Consecuencias de la acumulación sedimentaria en las cuencas deltaicas	p. 12
1. La subsidencia	p. 12
2. Las deformaciones sinsedimentarias	p. 13
III. TIPOS Y EJEMPLOS DE DELTA	p. 15
1. Clasificación de los Deltas	p. 15
2. Deltas con predominancia fluvial	p. 15
3. Deltas con predominancia de las mareas	p. 16
4. Deltas con predominancia del oleaje	p. 17
5. Variabilidad de los tipos de delta	p. 18
6. Delta sometido a las influencias de un río y de las mareas : la Mahakam	p. 18
7. Delta sometido a las influencias del oleaje y de las mareas : el Niger	p. 21
8. Delta sometido a las influencias fluviales y del oleaje : el Ródano	p. 23
IV. LOS ESTUARIOS : MODELO SEDIMENTARIO	p. 25
I. Definiciones y generalidades	p. 25
II. Los tipos de estuarios	p. 26
1. Estuarios dominados por las olas	p. 26
2. Estuarios dominados por las mareas	p. 26
3. Variabilidad de los tipos de estuarios	p. 27
III. Modelo sedimentario	p. 28
1. Estuarios dominados por las olas	p. 28
2. Estuarios dominados por las mareas	p. 28
IV. Estuario sometido a las mareas : el lago de Lawrencetown	p. 28
V. Delta complejo sometido a las mareas : El Golfo de Guayaquil	p. 29
Orientación bibliográfica	p. 32

CAPITULO I

INTRODUCCION A LOS DELTAS Y ESTUARIOS :

LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS DEL RIO AL MAR

I. INTRODUCCION

Desde mucho tiempo atrás, los deltas jugaron un papel importante en la historia de la humanidad. La existencia conjugada de tierras fértiles, agua y comunicaciones fluviales favorecieron el desarrollo de la agricultura y el comercio. Las civilizaciones de Egipto, India o China nacieron en zonas deltaicas, y actualmente, los grandes deltas constituyen zonas de desarrollo demográfico (Bangla-Desh) y económico (Guayaquil).

El papel económico de los deltas se incrementó de manera notable con el descubrimiento de nuevas fuentes de energía, ya que los deltas a menudo se desarrollan en importantes cuencas sedimentarias, favorables al depósito, maduración y entrapamiento de hidrocarburos. Por lo tanto, la importancia económica de los deltas favoreció su estudio geológico detallado desde hace unos 30 años, llevando a un mejor conocimiento de los procesos sedimentológicos y de la organización estratigráfica de los depósitos correspondientes.

Un delta o un estuario son medios sedimentarios complejos ubicados en la desembocadura de un río dentro del mar (o de un lago). Por lo tanto, el medio sedimentario correspondiente es geográfica y sedimentológicamente intermedio entre la llanura fluvial y la costa (o el lago). Registra las influencias conjuntas o escalonadas del medio continental, de las mareas, de las olas que pueden generar corrientes litorales, y de las tempestades. Por lo tanto, empezaremos por destacar o recordar los principales procesos sedimentarios que actúan en los ríos distales, en las desembocaduras y estuarios, y en las playas. Sin embargo, otros medios sedimentarios pueden estar presentes, como lagos o pantanos en climas húmedos, lagunas evaporíticas o dunas eólicas en climas desérticos, conos aluviales proximales en caso de costas accidentadas, etc....

En la segunda parte, se presentan los rasgos generales comunes a casi todos los deltas, que son debidos (1) a la dinámica de un río en una superficie llana edificada por el delta mismo, (2) a la abundancia del aporte sedimentario que provoca la progradación y la migración del delta, (3) al sobrepeso inducido por la alta tasa de

sedimentación, y (4) a factores comunes a todos los mares, como son las mareas y las olas.

Sin embargo, la diversidad de los procesos sedimentarios involucrados en la edificación de un sistema deltaico, llevó al establecimiento de una tipología de los deltas en función del proceso sedimentario dominante : río, oleaje o marea, dando lugar éste último a la generación de un sistema de tipo estuarino. Se presenta dicha clasificación, así como las características principales de cada uno de los tipos. A pesar de la existencia de dichas clasificaciones de los deltas y estuarios, basadas sobre modelos-tipos bien establecidos, las interacciones complejas entre los diferentes medios sedimentarios inducen una gran variedad de tipos de sedimentación deltaica. Por ello se presentan ejemplos de sedimentación deltaica, a menudo con influencias mixtas, tomados de deltas ampliamente estudiados y bien conocidos (Mahakam, Niger, Ródano, Guayas ...).

Trabajos recientes, llevadas a cabo en relación con el estudio del eustatismo, evidenciaron que la mayoría de los estuarios actuales son valles cavados en las costas e inundadas por la transgresión eustática del holoceno. Un estuario sería entonces un estado transitorio de un sistema fluvio-deltaico, controlado por un contexto transgresivo, y la morfología de la costa. Esos estudios desembocaron sobre modelos sedimentarios publicados muy recientemente, que se exponen en la tercera parte.

II. RESEÑA DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS LIGADOS A LA DINAMICA DEL RIO DISTAL

Una llanura recorrida por ríos incluye varios medios sedimentarios que se superponen de manera más o menos aleatoria en función de la migración del canal fluvial (fig. 1).

1) Los canales fluviales

Los ríos están clásicamente divididos en categorías según la morfología de sus cauces (ríos entrelazados, en meandros o anastomosados). Sin embargo, las secuencias de canales están siempre caracterizadas por una base erosiva, y por una

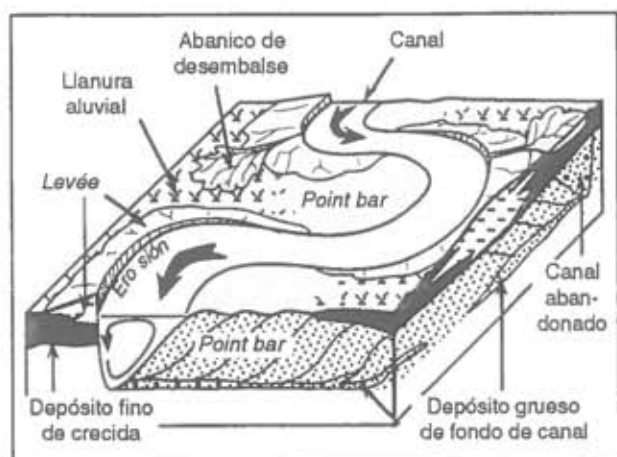


Fig. 1 : Principales mecanismos y medios sedimentarios en un valle fluvial en meandros.

grano- y estrato-decrecencia debidas a la disminución de la energía durante el relleno del canal y a su migración (fig. 2).

a. Los ríos en meandros (*meandering rivers*) son ríos muy sinuosos, frecuentes en zonas con pendiente muy débil y en ríos que transportan abundantes sedimentos finos. La forma curva del cauce provoca la erosión de su borde externo concavo y la sedimentación en su borde interno convexo (barra de meandro, *point bar*, fig. 1 y 2). Esto provoca la formación de cinturones de meandros arenoso que crecen verticalmente (acreción) y se vuelven más elevados que las zonas intercanales. Durante una crecida, el río finalmente rompe sus diques laterales (albardones, *levées*, fig. 1) y migra hacia las zonas deprimidas de la llanura de inundación (*avulsion*).

b. Los ríos anastomosados (*anastomosing rivers*) son ríos formados por varios canales secundarios, sinuosos o rectos, que se dividen y se unen. Caracterizan zonas casi horizontales y son frecuentes en áreas pantanosas o en la parte emergida de los deltas. Están caracterizados por una relativa estabilidad de su cauce, debido a la vegetación y al buen desarrollo de albardones.

2) Las zonas intercanales

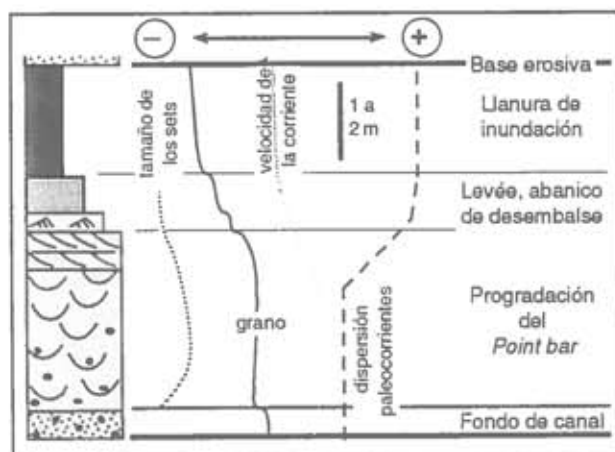


Fig. 2 : Secuencia típica de un río en meandro.

a. Los albardones (*levées*) son diques naturales que bordean el canal (fig. 1), edificados durante crecidas, cuando el río sale de su cauce y deposita partículas sedimentarias por pérdida de su capacidad de transportarlas. Los abanicos de desembalse (*crevasse splay*, fig. 1) son cuerpos arenosos alargados depositados durante crecidas, cuando el río, al romper el albardón, descarga las partículas sedimentarias por pérdida de energía. Los abanicos de desembalse contribuyen a la construcción de los levées, pero también pueden estar interestratificados dentro de los depósitos de la llanura de inundación (fig. 1). Los albardones y los abanicos de desembalse están caracterizados por una granodecrecencia y un adelgazamiento hacia la llanura aluvial, y por la presencia de ondulitas de corrientes, de laminaciones y de alteraciones pedogenéticas.

b. La llanura de inundación o llanura aluvial (*floodplain*) es una zona llana y deprimida, inundada solo durante crecidas fuertes. Está caracterizada por depósitos finos (limolitas, arcillas, fig. 1 y 2) y una tasa de sedimentación débil. Si el clima es húmedo, está ocupada por pantanos o lagos, donde puede acumularse turba y carbón; paleoraices o grietas de desecación son comunes. En caso de clima más árido, se precipitan evaporitas, las arenas son retrabajadas por el viento, y la oxidación enrojece los depósitos.

c. Los paleosuelos están frecuentemente caracterizados por una capa superior rica en materia orgánica, y una capa inferior más mineralizada, perturbada por el crecimiento de raíces. En clima húmedo, la lixiviación da lugar a cementaciones por óxidos de hierro o a la formación de pisolitos silíceos. En climas más áridos, se observa la precipitación de calcita (muñecas calcáreas) hasta formar costras (calcretas, *caliche*).

III. PROCESOS SEDIMENTARIOS EN LA DESEMBOCADURA DE UN RÍO

1) La onda de marea

Al entrar en un estuario, la onda de marea está sometida a la fricción contra el fondo y al estrechamiento del estuario.

La fricción contra el fondo del estuario somero, al provocar un frenamiento en profundidad, determina una asimetría de la onda hacia aguas arriba y un acortamiento del tiempo del flujo respecto al del refluo, que está acompañado por corrientes más violentas. En los estuarios someros y con débil estrechamiento, dichos efectos de la fricción dominan y la amplitud de la onda de marea disminuye hacia aguas arriba (**estuarios hiposincrónicos**, ejemplo de los estuarios del Norte de Francia).

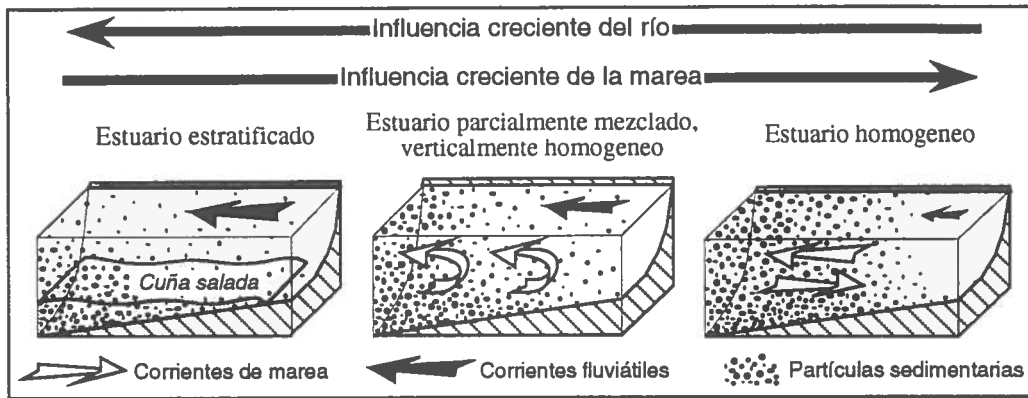


Fig. 3 : Tipos de circulación estuarina en función de las modalidades de mezcla de las aguas dulces y saladas

En caso de estuarios profundos y con fuerte estrechamiento, la disminución de la sección del estuario provoca un aumento de la amplitud de la onda aguas arriba (estuarios **hipersincrónicos**, Gironde (Francia) o Guayas). Estuarios en donde fricción y estrechamiento se equilibran son llamados estuarios sincrónicos.

2) La mezcla de las aguas

La mezcla de las aguas dulces del río y del agua marina salada provoca la formación de gradientes horizontal y vertical de salinidad, cuyas características dependen del caudal del río y de sus variaciones estacionales, de la amplitud de las mareas, de la energía de las olas y de la morfología del estuario.

a. Cuando la energía de las mareas y de las olas es débil, se establece una estratificación de las aguas con pocos intercambios entre capas (estuario estratificado, fig. 3). Una cuña inferior de agua salada y densa ("cuña salada"), que penetra más o menos en el estuario según el caudal del río y la amplitud de las mareas, está sobreyacida por una capa de agua dulce fluvial poco densa, en la cual transitan las partículas llevadas por el río que se depositan costafuera. Este caso es el más frecuente en los deltas.

b. Cuando las influencias fluviales están casi ausentes, la mezcla entre aguas saladas y dulces es casi total, y solo permanece un débil gradiente horizontal de salinidad (estuario vertical y lateralmente homogéneo, fig. 3). Es el caso de las bahías estrechas con pocos aportes fluviales, y de los estuarios en general.

c. Entre estos dos extremos existen casos intermedios. A medida que crece la energía de las mareas y de las olas, los intercambios entre la cuña salada y la capa de agua dulce conducen primero al establecimiento de un gradiente vertical de salinidad (estuario parcialmente mezclado), y luego a una mezcla intensa entre las aguas saladas y dulces (estuario verticalmente homogéneo, fig. 3), mientras que permanecen un gradiente horizontal de salinidad creciente aguas abajo y un gradiente lateral debido a la fuerza de Coriolis. En el primer

estado, las partículas son transportadas por las corrientes de marea y por la corriente fluvial. En el segundo caso, las partículas provienen mayormente del mar, y son transportadas principalmente por las corrientes de marea.

Notemos que las estructuras estratificadas, parcialmente mezcladas o verticalmente homogéneas pueden alternar en una misma desembocadura según las estaciones o en función de accidentes climáticos.

3) El depósito de las partículas sedimentarias

a. En los estuarios. Las aguas estuarinas presentan generalmente una turbidez superior a la de las aguas dulces o de las aguas marinas (fig. 4). En la parte mediana del estuario, las aguas más turbias constituyen frecuentemente un tapón de lodo, cuya formación está ligada al gradiente de salinidad y/o a la acción mecánica de las mareas. El tapón de lodo se desplaza aguas arriba durante la subida de la marea (flujo) y hacia el mar durante su descenso (reflujo)(fig. 4), y puede ser expulsado

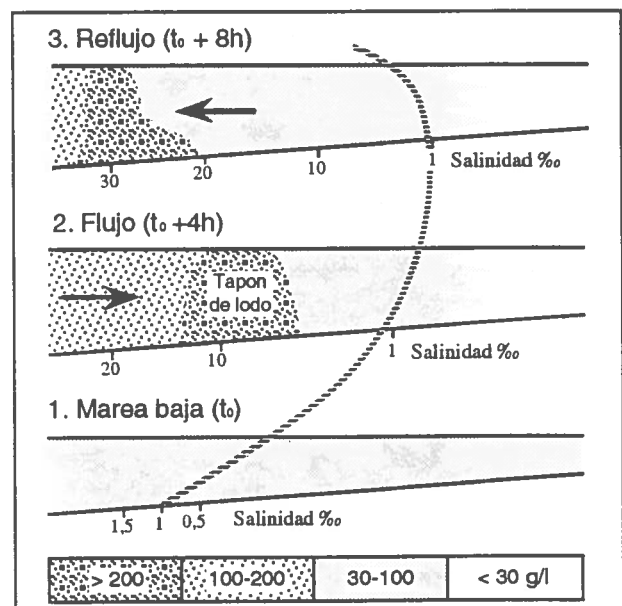


Fig. 4 : Ejemplo de desplazamiento de las partículas sedimentarias (g/l) y evolución de la salinidad (en ‰) en un estuario durante un ciclo de marea.

hacia el mar durante mareas fuertes o crecidas fluviales. Cerca del fondo del estuario, pueden formarse lentes de agua con una muy alta concentración de materia en suspensión (hasta 400 g/l en la Gironde).

La sedimentación del lodo puede ocurrir por floculación de las arcillas cargadas negativamente cuando entran en contacto con las aguas saladas ricas en cationes positivos, por formación de agregados orgánico-minerales, decantación en zonas de baja energía, acreción de partículas arcillosas al final del refluo, etc... Además, se produce una sedimentación diferencial, siendo llevadas fuera del estuario por las corrientes de marea las partículas arcillosas más ligeras como la smectita. La mezcla de las aguas dulces y marinas provoca reacciones químicas, que pueden influir sobre la concentración de iones metálicos o la precipitación de elementos minerales.

b. En las desembocaduras de los ríos. Al desembocar en una cuenca, la dispersión de la energía del río provoca la depositación de los sedimentos que forman barras de desembocadura. Los sedimentos gruesos llevados por tracción se depositan primero, mientras que las partículas más finas transportadas en suspensión son dispersadas costafuera, lo que da lugar a una granodecrecencia hacia el mar.

Cuando la densidad del agua del río es poco diferente de la de la cuenca (flujo homopycnal, desembocadura dominada por la inercia, fig. 5), se produce una mezcla intensa de las aguas (caso de una desembocadura en un lago), y las partículas gruesas se depositan inmediatamente en la boca del río, formando un prisma grueso y alargado (fig. 5).

En una cuenca marina tranquila, las aguas saladas más densas y poco móviles forman una cuña salada contra el fondo, y las aguas fluviales cargadas de sedimentos se dispersan lateralmente encima de aquella (flujo hipopycnal, desembocadura dominada por la flotabilidad, fig.

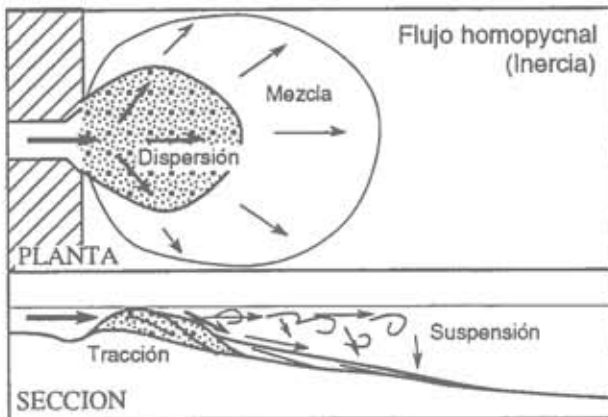


Fig. 5 : Desembocadura en caso de densidades comparables de las aguas fluviales y marinas. La inercia domina y las partículas gruesas se acumulan rápidamente en la boca misma del río.

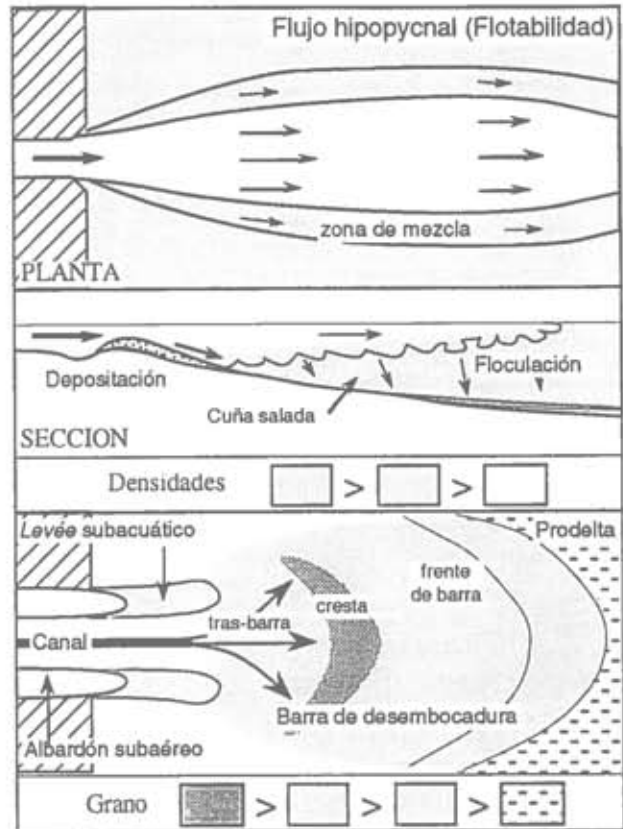


Fig. 6 : Desembocadura de un río con aguas poco densas y morfología de la barra arenosa correspondiente. Comparar con la figura 7.

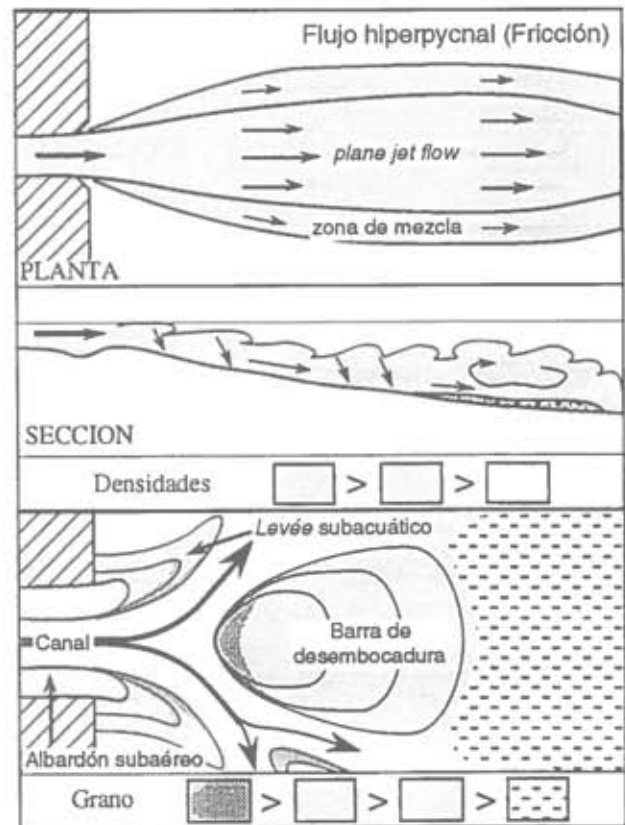


Fig. 7 : Desembocadura de un río con aguas densas y morfología de la barra arenosa correspondiente. Comparar con la figura 6.

6). Dicho mecanismo es favorecido si el canal fluvial es profundo y la cuenca somera. La barra de desembocadura depositada es muy alargada, con morfología cóncava hacia el río, y se observa una granocrecencia seguida por una granodecrecencia desde el río hacia el mar (fig. 6).

Cuando las aguas del río son más densas que las de la cuenca en donde desembocan (aguas fluviales frías o muy turbias)(flujo hiperpycnal, desembocadura dominada por la fricción, fig. 7), transcurren a lo largo del fondo (*plane jet flow*). La fricción provoca el depósito en la boca del río de una barra de forma triangular, convexa hacia el río, que divide el flujo. Cuando prograda el delta, nuevas barras de desembocadura triangulares se forman en las bocas de dichos canales bifurcados (fig. 7).

IV. RESEÑA DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS LIGADOS AL MAR

Todas las playas están sometidas a la influencia de las olas, de las corrientes (generalmente generadas por las olas), de las mareas y, de manera más ocasional, de las tempestades. Por lo tanto, es común distinguir las playas dominadas por las mareas, y por las olas, a veces por las corrientes.

1) Las olas y las corrientes litorales

Cuando las olas se acercan a la costa, la fricción del agua contra el fondo más somero (*shoaling*) induce el retrabajamiento y el transporte de las partículas sedimentarias. Cuando el fondo es demasiado somero, se produce la rompiente de las olas (*breaker*), que progresan luego hacia la playa (resaca, *surf*) hasta retroceder en un movimiento de vaiven (*swash*)(fig. 8). Por lo tanto, la energía ligada al movimiento de las olas crece donde se someriza el mar, alcanza un máximo en la zona de rompiente, sigue siendo importante en la zona de

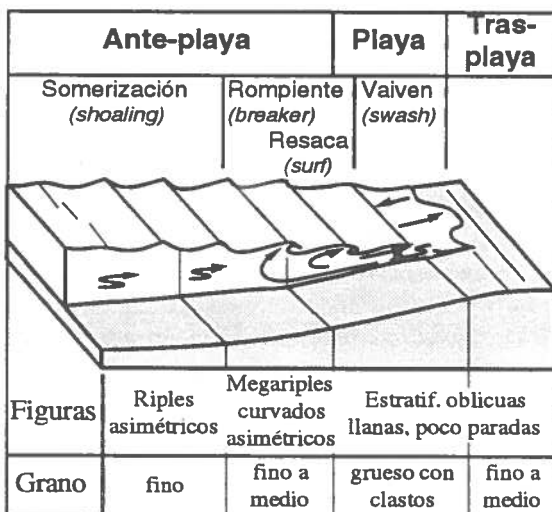


Fig. 8 : Forma y movimiento de las olas en una playa, y características sedimentarias correspondientes.

resaca, y disminuye ligeramente en la zona de vaiven. La secuencia sedimentaria correspondiente presenta una grano- y estratocrecencia, con figuras sedimentarias que traducen dicha evolución de la energía (fig. 8).

Además, cuando las olas llegan con una dirección oblicua respecto a la línea de costa, inducen por reflexión una corriente paralela a la costa (deriva litoral, *longshore drift*), capaz de transportar lateralmente, a veces a largas distancias, los sedimentos llevados a la costa por los ríos. Dichos sedimentos pueden edificar, por migración y progradación, dunas hidráulicas submarinas o cordones litorales arenosos paralelos a la costa (fig. 9), caracterizados por estratificaciones oblicuas a gran escala.

Los cordones litorales limitan zonas protegidas de las olas (*lagoon*, fig. 9), donde se depositan sedimentos finos, en un ambiente salobre si interactúan las influencias del mar y de los ríos que desembocan allí ; o sobresalado si el clima es árido (evaporitas). Además, pueden desviar la desembocadura de un río. En todos casos, las zonas ubicadas detrás del cordón, estando protegidas de la acción de las olas y de las corrientes, están sometidas mayormente a la influencia de las mareas.

2) Las mareas

Las mareas son deformaciones cíclicas de la superficie del agua oceánica, debidas a la atracción de la luna, y en menor proporción, del sol. La amplitud vertical de las oscilaciones de las mareas es variable según los lugares. Así, se puede distinguir costas microtidales donde la amplitud no pasa los 2 m, macrotidales si pasa los 4 m, y mesotidales en el caso intermedio. En costas macrotidales, las mareas juegan un papel importante en los estuarios, en los lagoons y en las plataformas marinas.

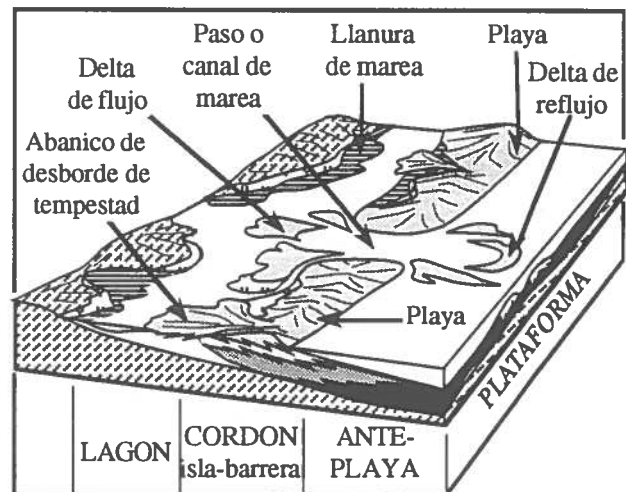


Fig. 9 : Medios y cuerpos sedimentarios e una costa con cordón litoral. las olas predominan en el cordón (playa), mientras que las mareas dominan en el lagoon.

La amplitud de las mareas está generalmente exagerada en los estuarios, debido a ampli-ficaciones por resonancia. El desplazamiento cíclico de importantes masas de agua por las mareas en los estuarios induce corrientes locales de marea que transitan por canales submarinos de marea. En los canales, las corrientes pueden transportar importantes cantidades de sedimentos tanto hacia la costa (flujo) como hacia el mar (reflujo). Entre los canales, en donde la corriente es más débil, se edifican barras arenosas tidales alargadas, paralelas a los canales y a la dirección de las corrientes.

Cuando existen cordones litorales, las mareas entran y salen en los lagoons por brechas (pasos o canales de marea, *tidal inlet*, fig. 9) donde se observan potentes corrientes, responsables del transporte de sedimentos. Estos últimos se depositan bajo la forma de pequeños delta, tanto en el lagon durante el flujo (*flood tidal delta*) como en la plataforma durante el reflujo (*ebb tidal delta*) (fig. 9). Además, las oscilaciones del nivel marino provocan el depósito de laminas finas y horizontales en las orillas protegidas del lagoon (llanura maréica, estran, *tidal flat*, fig. 9).

A gran escala, la propagación compleja de la onda de marea induce corrientes de marea (o tidales). Éstas están controladas por la topografía y la profundidad de la cuenca, que inducen fricciones (somerización), aceleraciones (estrechos), amplificación por resonancia, etc... Dichas corrientes juegan un papel importante en las plataformas marinas y en las zonas de prodelta.

3) Las tempestades

Cuando una tempestad sobreviene en una costa o un delta, el viento empuja el agua hacia la tierra, induciendo un exceso de agua y la formación de potentes olas (fig. 10). Según ciertos autores, esto provoca primero la inundación de la zona tras-playa o del delta y luego, su evacuación genera en la orilla del mar una corriente de fondo que transporta y deposita la arena bajo la forma de secuencias de tempestades (tempestitas). Según otros, el exceso de agua induce directamente su evacuación por la

corriente de retorno contra el fondo del mar (fig. 10). Notemos que ambos mecanismos no son contradictorios.

Por lo tanto, los efectos de las tempestades se hacen sentir en todos los medios sedimentarios, desde la zona supratidal hasta la plataforma (fig. 10). En la zona tras-playa (costa, lagon, delta proximal) se depositan arenas gruesas con bioclastos marinos, bajo la forma de prismas o abanicos de desborde (fig. 10). La zona de playa experimenta mayormente una erosión, mientras que en la plataforma proximal (ante-playa, frente deltaico) se depositan tempestitas, caracterizadas por la presencia de estratificaciones onduladas "en mamelón" (*Hummocky Cross-Stratification = HCS*) debidas a la actividad de las olas de tempestades. Por fin, las zonas más profundas (plataforma, prodelta) pueden registrar el depósito de turbiditas distales, resultando del retrabajamiento de las arenas de playa por la corriente de retorno (fig. 10).

4) La secuencia ideal de depósito en una playa clástica

Si la costa está dominada por las olas, la progradación de la playa o del cordón litoral se traduce por una somerización del medio de depósito. Así, se reconoce de abajo hacia arriba (fig. 11): lutitas bioturbadas de plataforma externa; lutitas y areniscas finas bioturbadas de plataforma interna, de energía moderada, intercaladas con tempestitas con HCS (prof. \leq 100 m); alternancias de areniscas con figuras de buena energía, casi sin bioturbaciones de ante-playa inferior (prof. \leq 20 m); areniscas masivas con estratificaciones oblicuas potentes de la zona de rompiente y resaca (ante-playa superior, prof. \leq 5-10 m); areniscas masivas con laminaciones paralelas poco inclinadas hasta horizontales de la playa misma (fig. 11). Si dominan olas perpendiculares a la costa, la secuencia se termina así.

Si se trata de un cordón litoral o isla-barrera (presencia de una corriente litoral), se observan localmente: intercalaciones arenosas progradantes

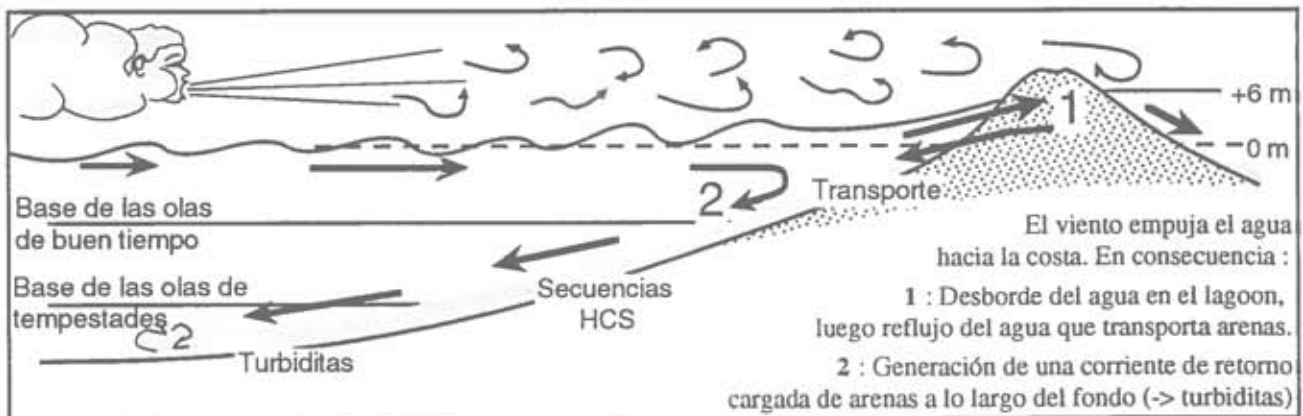


Fig. 10 : Procesos y consecuencias de una tempestad en una playa. Los mecanismos 1 y 2 no se excluyen necesariamente.

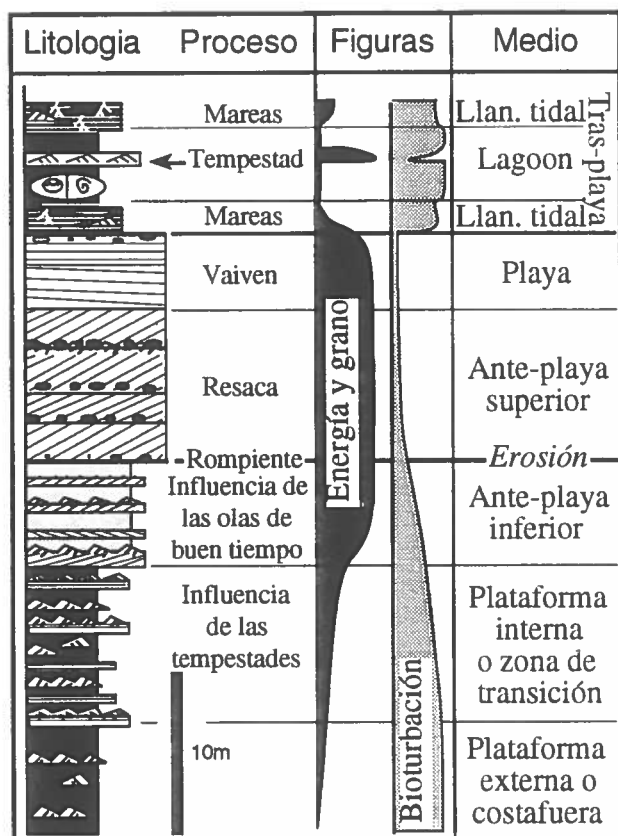


Fig. 11 : Secuencia ideal compuesta de playa clástica - lagoon - llanura tidal.

en los depósitos de plataforma, representando deltas tidales de reflujo ; cuerpos de grano grueso con organización grano-decreciente representando el relleno por migración de canales tidales ; y depósitos de lagoon sobreyacentes.

Si el sistema prograda, la secuencia de lagoon consiste en (fig. 11) : lutitas y areniscas finas laminadas de llanura tidal, con carbón, bioturbaciones y canales de marea ; lutitas negras bioturbadas de lagoon subtidal con lumaquelas oligoespecíficas (ostras, gasterópodos, ostrácodos, etc...) e intercalaciones arenosas representando sea depósitos de tempestades, sea deltas tidales de flujo ; depósitos de llanura tidal del borde interno del lagoon ; y depósitos supratidales (fig. 11).

Si la costa está dominada por las mareas, los términos de plataforma, ante-playa y playa son reducidos y de grano fino, mientras que el de llanura tidal, y localmente el de lagoon, son potentes. La secuencia característica correspondiente (playa-llanura tidal) es típicamente grano- y estratodecreciente (fig. 11).

CAPITULO II

LOS DELTAS : MORFOLOGIA Y DINAMICA SEDIMENTARIA

(según Coleman 1982, Elliott 1986, Allen 1989, y Chamley 1989)

I. MORFOLOGIA DE LOS DELTAS

Los deltas se forman en la desembocadura de las cuencas vertientes fluviales. Dichas cuencas abastecen el delta en agua, sedimentos y elementos químicos, que llegan a la zona costera de un mar o de un lago. Una cuenca vertiente está generalmente limitada por relieves empinados, caracterizados por depósitos conglomeráticos de conos aluviales o de ríos en trenza. En las partes más distales de la cuenca vertiente, el relieve es menos pronunciado, y se desarrollan llanuras aluviales que pueden ser la sede de importantes acumulaciones fluviales por agradación vertical en períodos de subsidencia (fig. 12). En dicha zona se encuentran los depósitos fluviales clásicos, sea bajo la forma de canales arenosos meandriformes en llanuras arcillosas, sea bajo la forma de canales en trenza, si el gradiente topográfico es importante y/o dominan los aportes arenosos. Cuando los ríos desembocan en el mar, las corrientes fluviales desaceleran bruscamente, debido a su dispersión. Eso provoca el depósito de la mayor parte de los sedimentos cargados por el río, edificando el delta (fig. 12). A medida que se acumulan sedimentos, el delta prograda hacia el mar, adquiriendo así una organización morfológica característica con tres medios principales, que son de arriba hacia abajo : la llanura deltaica, el frente deltaico y el prodelta.

La llanura deltaica es una llanura aluvial baja, que constituye el tope emergido del edificio deltaico (fig. 12). La llanura deltaica está cortada por una red de brazos fluviales más o menos bifurcados, llamados canales distributarios, que irradian desde el río principal (fig. 12). Transportan el agua y los sedimentos fluviales hacia las desembocaduras del delta, y están caracterizados por depósitos arenosos cuyo espesor alcanza la profundidad del canal (5 a 20 m). Dichos canales erosionan más o menos profundamente los depósitos fluviales subyacentes y se superponen a los sedimentos más antiguos y marinos del frente deltaico.

En zonas con clima húmedo, la llanura deltaica está cubierta por una vegetación densa. Entre los canales se depositan sedimentos arcillosos, a menudo ricos en materia orgánica vegetal, hasta generar vetas de lignito y carbón en sectores protegidos de

los aportes fluviales. En zonas con clima árido, la vegetación es más escasa o aún ausente y la llanura deltaica intercanal está compuesta de arcilla y evaporitas.

El frente deltaico es una plataforma marina somera que bordea la llanura deltaica, donde se acumula una gran parte de los sedimentos llevados por los ríos distributarios (fig. 12). En las zonas de desembocadura, los sedimentos son generalmente arenosos y forman barras de desembocadura que progradan sobre las arcillas más externas del prodelta. Las facies y la geometría de dichas barras varía con el tipo y la intensidad de los procesos sedimentológicos costeros dominantes (fig. 5 a 7). Hacia el mar y entre las desembocaduras, los sedimentos se vuelven más finos y arcillosos.

El prodelta constituye la parte más externa y profunda del delta (fig. 12). La sedimentación está caracterizada por depósitos finos (limolitas y arcillas) con carácter marino. El prodelta forma la base del edificio deltaico y descansa sobre la plataforma continental. Cuando un delta prograda mucho, el prodelta descansa sobre el talud continental (Mississippi actual).

Es importante notar que, mientras el desnivel del talud continental puede alcanzar unos miles de metros, el del frente deltaico no pasa de unas decenas de metros (fig. 13). Por lo tanto, a la escala

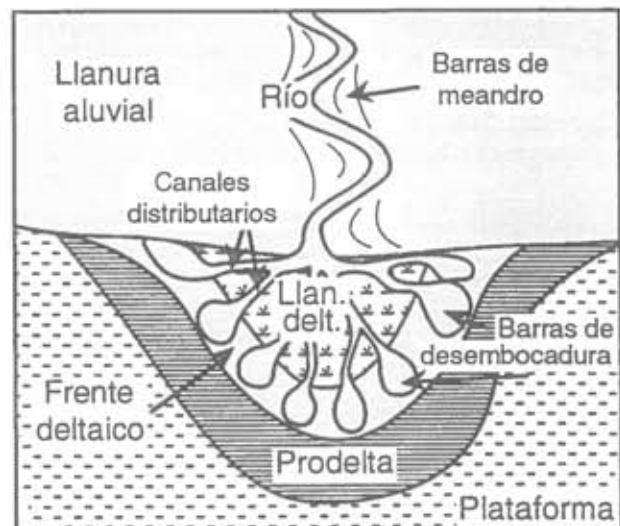


Fig. 12 : Principales componentes morfológicas y sedimentarias comunes a todos los deltas.

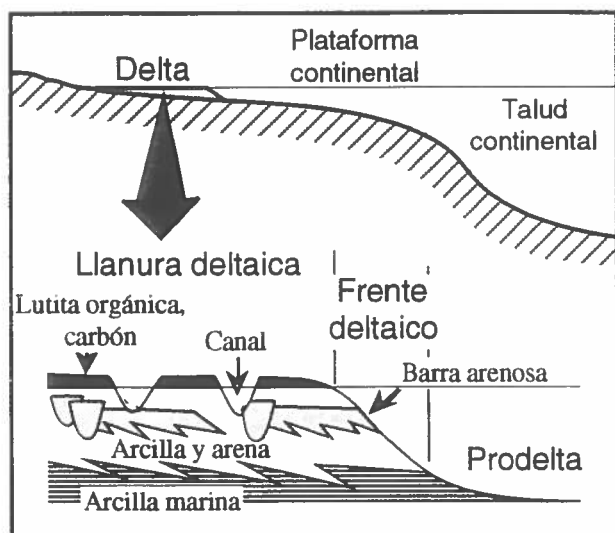


Fig. 13 : Escala relativa de los deltas respecto a la plataforma continental, y organización interna.

de la plataforma continental, una secuencia deltaica solo forma una delgada capa horizontal, de unos 20 a 80 m de espesor (fig. 13).

II. LOS CICLOS DELTAICOS

1) Progradación y abandono del delta

Los deltas están caracterizados por una vida relativamente breve, durante la cual progradan muy rápidamente. Durante la transgresión del Holoceno, la subida del nivel marino era tan rápida que los ríos no pudieron edificar deltas. Hace 6-7000 años, la velocidad de alza eustática se volvió inferior a la tasa de sedimentación, y los deltas actuales se formaron y empezaron a progradar. Desde entonces, el Mississippi edificó 7 lóbulos deltaicos, y el más joven solo tiene 800 años (fig. 14). Por lo tanto, la época de actividad de un delta puede ser muy breve, casi instantánea, y una secuencia regresiva deltaica puede acumularse en pocos miles de años.

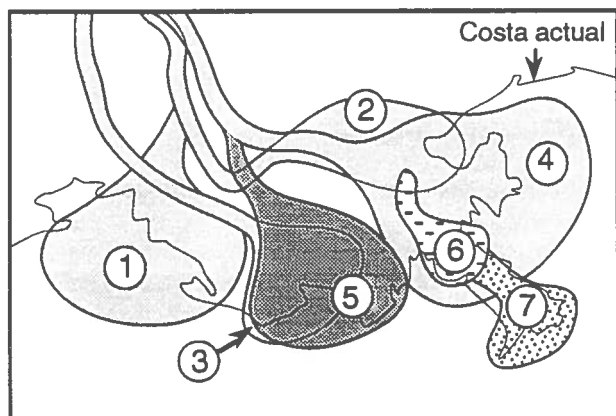


Fig. 14 : Posición de los lóbulos del Mississippi depositados desde 7000 años. El último (7) tiene 800 años. Los lóbulos abandonados están en curso de transgresión, debido a la alza eustática y a la subsidencia isostática del sobrepeso sedimentario.

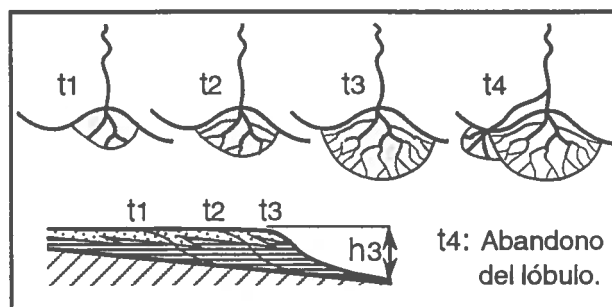


Fig. 15 : Progradación y abandono de un lóbulo deltaico. El aumento del número de los distributarios, de la superficie del lóbulo y de la profundidad del agua en la cual progresa, provoca el abandono del lóbulo.

Cuando progresa un delta, la longitud de los canales distributarios aumenta (fig. 15), lo que induce una disminución de la pendiente promedio (gradiente hidráulico) y una pérdida de su capacidad de transporte (capacidad). Si sobreviene una crecida, el río puede aprovecharse de una crevasse (brecha en los diques) para seguir un nuevo cauce más parado. Además, a medida que progresa el delta, aumentan su superficie y el número de distributarios (fig. 15). Por lo tanto, la cantidad de sedimento transportada por cada uno disminuye, y tiene que ser repartida sobre una mayor superficie, lo que provoca la disminución de la tasa de progradación. La conyunción de estos fenómenos, más rápidos en los deltas con predominancia fluvial o tidal, provoca la migración lateral de los canales distributarios principales del río, la creación de un nuevo lóbulo deltaico, y finalmente el abandono del delta (fig. 15).

Cuando la subsidencia es rápida, el lóbulo deltaico abandonado es invadido por el mar, que deposita sedimentos marinos (arcillas, carbonatos), y re TRABAJA una parte de los sedimentos deltaicos bajo la forma de barras arenosas transgresivas, tidales o de playa según el proceso dominante (fig. 16). Al mismo tiempo, espesas capas de carbón pueden ser depositadas en la llanura deltaica (fig. 16). Estos depósitos transgresivos constituyen buenos niveles guía locales (fig. 17), y forman una secuencia transgresiva que sobreyace a la secuencia regresiva. Después, el río migra nuevamente y una nueva secuencia de progradación deltaica sobreyace a los sedimentos marinos. Dicha sedimentación cíclica es una de las características de los depósitos deltaicos. Las secuencias unitarias pueden ser organizadas en megasecuencias globalmente regresivas si los aportes sobrepasan la subsidencia, separadas por discontinuidades regionales de origen tectónico o eustático (fig. 17).

La fase de abandono de un lóbulo generalmente demora más que la fase de progradación. Sin embargo, los depósitos correspondientes son mucho más delgados, ya que la tasa de sedimentación disminuye drásticamente por falta de aportes fluviales.

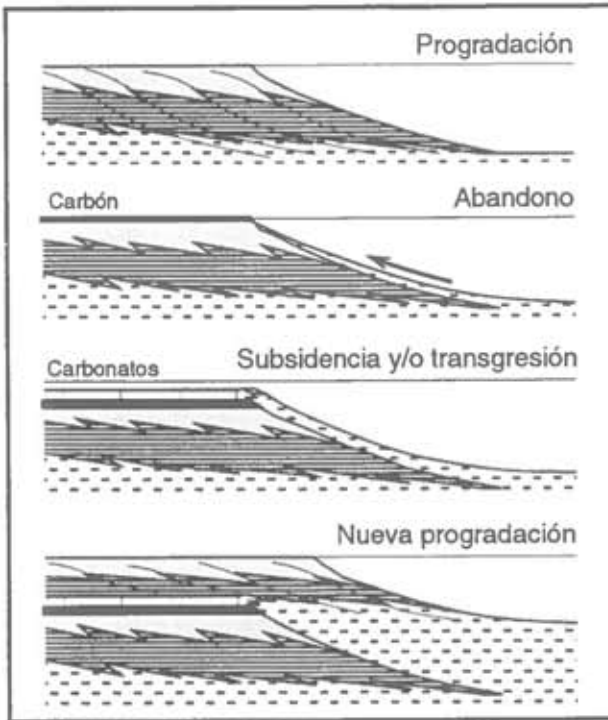


Fig. 16 : Superposición de secuencias deltaicas por progradación (regresión) y abandono (transgresión) de un delta sobre una plataforma subsidente.

2) La secuencia deltaica.

A medida que progresa el delta, los depósitos de los tres medios sedimentarios principales se van a sobreponer verticalmente, dando lugar a secuencias regresivas de progradación. Dicha secuencia se caracteriza por su granocrecencia (fig. 18). Presenta en la base sedimentos marinos finos del prodelta, sobreyacidos por las arcillas arenosas del frente deltaico (marino somero), y luego por los sedimentos de la llanura deltaica con las arenas de canales, y las arcillas y el carbón de las zonas intercanales. El tope de la secuencia está frecuentemente caracterizado por extensos depósitos continentales de carbón, a veces potentes (fig. 18).

El espesor de una secuencia deltaica, formada por la progradación de un solo delta es equivalente al espesor del mismo delta. En deltas muy grandes, como el del Mississippi, una secuencia deltaica no

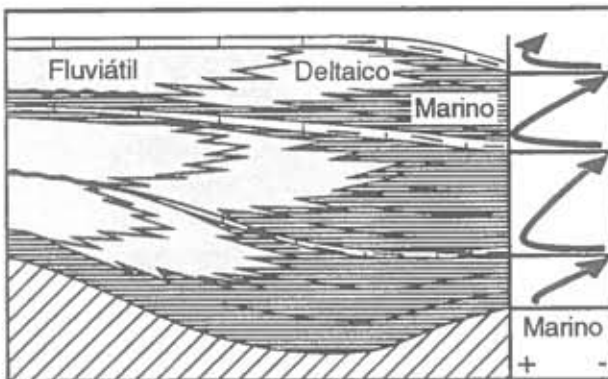


Fig. 17 : Cuenca sedimentaria rellenada por secuencias deltaicas controladas por el eustatismo.

LITOLOGIA	MEDIO
Lutita marina	Prodelta
Carbón	Pantano
Arcilla con raíces	
Arena arcillosa bioturbada	Levée
Arena mediana con ondulitas	Canal distributivo
Arena mediana-gruesa con estratificaciones oblicuas	
Arcilla arenosa bioturbada	Bahía
Arena con ondulitas y estratificaciones oblicuas	Barra progradante de frente deltaico
Arena arcillosa	
Arcilla y arena con bioturbaciones	Prodelta
Arcilla marina bioturbada	
Carbón	Pantano

Fig. 18 : Secuencia litológica formada por un ciclo deltaico. Antes de la compactación, el espesor de la secuencia equivalía a la profundidad del agua en la cual progradaba el delta.

pasa los 100 m. Después de la compactación, la potencia de las secuencias deltaicas antiguas generalmente varía entre 10 y 100 m (fig. 18). Sin embargo, los depósitos deltaicos antiguos alcanzan a menudo miles de metros, implicando que se formaron por la superposición de numerosas secuencias.

Los principales reservorios de hidrocarburos en los deltas son las arenas de los canales distributivos y de las barras de desembocaduras (fig. 18), siendo las últimas generalmente más arcillosas y de menor calidad.

III. CONSECUENCIAS DE LA ACUMULACION SEDIMENTARIA EN LAS CUENCAS DELTAICAS.

1) La subsidencia.

Las centenas o miles de metros frecuentemente observados en las cuencas deltaicas, solo pueden ser explicados por una subsidencia activa, ya que las secuencias unitarias deltaicas generalmente tienen solo unas decenas de metros de espesor. La subsidencia puede estar ligada a la tectónica. En las cuencas deltaicas, la subsidencia puede resultar de la sedimentación deltaica misma.

a. La subsidencia por compensación isostática.

El peso de los sedimentos acumulados puede generar una subsidencia por compensación

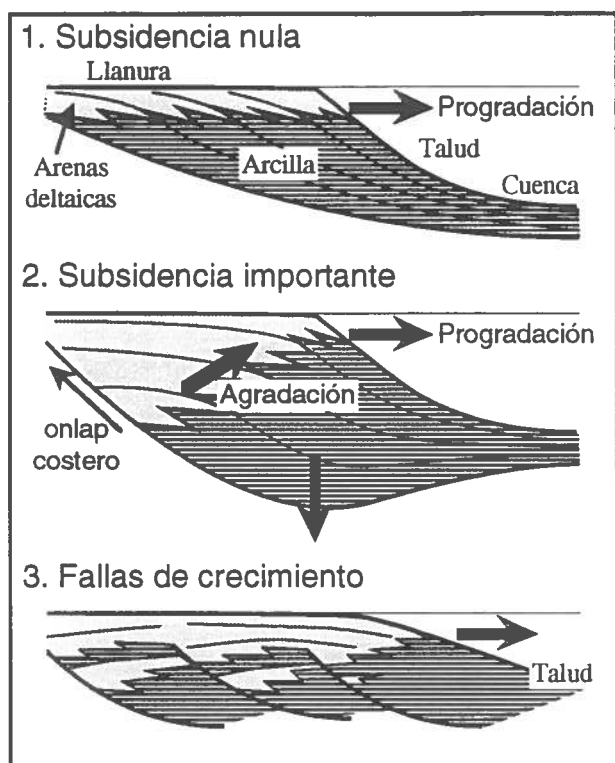


Fig. 19 : Efectos del peso de los sedimentos deltaicos. 1 : Si no hay subsistencia, solo ocurre la progradación, el espesor del prisma sedimentario equivale a la profundidad de la plataforma continental. 2 : Si hay subsistencia, el espesor de los sedimentos sobrepasa la profundidad de la plataforma. 3 : Las fallas de crecimiento crean zonas de engrosamiento sedimentario separadas por domos o diapiros arcillosos.

isostática, a veces asociada con la flexura elástica de la corteza. La importancia de dicha subsistencia depende del espesor acumulado, y por lo tanto, del espacio disponible para la sedimentación. Por ejemplo, sobre una plataforma continental, una acumulación de 200 m de sedimentos provoca una subsistencia de 60 m. Para una acumulación de 4000 m sobre el talud continental, la subsistencia es de más de 1000 m.

Esta subsistencia incrementa el espacio disponible y permite la superposición de numerosas secuencias (agradación, fig. 19), provocando un engrosamiento notable de los sedimentos, al mismo tiempo que progresa el delta.

b. La subsistencia diferencial por fallas de crecimiento (growth faults). Si el delta progresa rápido, las arenas descansan sobre las arcillas blandas y sub-compactadas del talud o del prodelta, amplificando los movimientos gravitatorios. La compactación diferencial de las arcillas (a menudo asociada con diapiros de lodo) genera fallas sinsedimentarias, cuyo juego aumenta a medida de la acumulación. Dichas fallas de crecimiento son fallas normales con geometría lístrica, que provocan la rotación del paquete colapsado. Ya que este último juega el papel de sobrepeso sobre los sedimentos infrayacentes, las fallas progresan hacia costafuera y forman depocentros localizados, con

espesores mayores cerca de la falla (fig. 19). Las fallas de crecimiento son frecuentes en los deltas con alta tasa de progradación (Missisipi, Niger), donde juegan un papel importante en la sedimentación.

2) Las deformaciones syndimentarias.

a. La arcillokinesis. Una acumulación importante de arcillas de prodelta sobre el talud continental, por la acción combinada del sobrepeso y de la pendiente, puede generar fenómenos de flujo en las arcillas, que llevan a la formación de domos y diapiros arcillosos (*diapirs, mudlumps*), separados por depocentros locales pero a veces muy subsidentes (fig. 20). La subida de dichos diapiros puede ser muy rápida (hasta 100 m en 20 años), y está a menudo asociada con fallas inversas, y el colapso de las areniscas sobreyacentes. Dichos fenómenos son acentuados cuando la depositación es muy rápida. En este caso, la arcilla no pierde el agua intersticial, se vuelve sub-compactada y conserva así las características de un líquido viscoso.

b. Los deslizamientos rotacionales (rotational slumps). Ocurren en el frente deltaico (fig. 20), a lo largo de fallas superficiales (planos de cizalla) con rumbo paralelo a la costa, muy poco inclinados ($\approx 5^\circ$), que se paralelizan con la pendiente. Los cuerpos deslizados tienen poca deformación interna, experimentan una rotación (hasta 30°) y pueden medir varias decenas de metros de ancho, varios km de largo, y su movimiento puede ser importante.

c. Los flujos de lodo. En el prodelta, la pendiente, el sobrepeso y la naturaleza arcillosa de los sedimentos favorecen los deslizamientos de masa (*mudflow*). Presentan generalmente una depresión circular por encima, un canal intermedio y lóbulos de acumulación por debajo, que pueden generar ondas de presión ubicadas al frente (fig. 20). Los flujos de lodo presentan importantes deformaciones internas y pueden tener varios kilómetros de largo, varias centenas de metros de

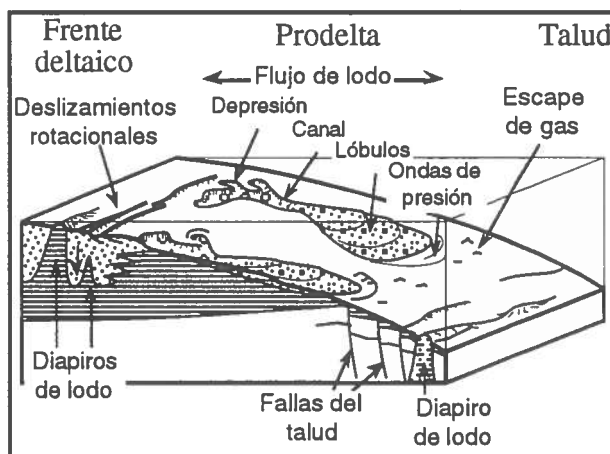


Fig. 20 : Principales deformaciones syndimentarias debidas a la pendiente, el sobrepeso y la subcompactación de las arcillas en un delta.

ancho y hasta 30 m de espesor. Los lóbulos inferiores pueden contener bloques grandes de sedimentos.

Los deslizamientos rotacionales y los flujos de lodo son mecanismos importantes en la progradación de los deltas, y pueden ser observados frecuentemente en depósitos antiguos.

d. La degradación bioquímica rápida de la materia orgánica produce grandes volúmenes de gas (metano, CO_2), que contribuyen al aumento de la presión intersticial en las arcillas, y pueden escaparse hacia la superficie, formando volcanes de gas y lodo (fig. 20).

CAPITULO III

TIPOS Y EJEMPLOS DE DELTA

I. CLASIFICACION DE LOS DELTAS

En los años 1960-70, el estudio de los medios sedimentarios recientes reveló las relaciones entre los mecanismos de transporte, las facies y la geometría de los depósitos, y demostró que la morfología de las costas, y particularmente de los deltas varía en función de la importancia relativa de tres factores : (1) la importancia de los aportes y de los procesos fluviales, (2) la energía del oleaje, y (3) la de las mareas. Cada tipo de delta está caracterizado por una morfología distinta, y por geometrías y propiedades diferentes de los cuerpos arenosos. En realidad, en la mayoría de los deltas, las facies revelan influencias combinadas de los tres factores (fig. 21).

II. DELTAS CON PREDOMINANCIA FLUVIATIL

Estos deltas fueron los primeros estudiados, gracias a los numerosos trabajos iniciados en los años 1950 sobre el delta del Mississippi (Fisk et al.

1955). Durante mucho tiempo, dicho delta fue considerado como el ejemplo típico de delta, y todos los demás le fueron comparados.

1. La morfología

Los deltas con predominancia fluvial son generalmente lobulados (más común) cuando se acumulan en zonas costaneras someras, o alargados (forma de pata de pájaro, *bird-foot*) cuando se edifican en aguas más profundas, por ejemplo en el borde de la plataforma continental. La mayoría de los deltas antiguos parecen ser más bien de tipo lobulado. A pesar de sus diferencias morfológicas, dichos deltas presentan características sedimentológicas comunes (fig. 22).

2. Los canales distributarios

Forman una red ramificada a partir del río principal, son estrechos y de sinuosidad débil, lo que contrasta con el río principal, frecuentemente más meandriforme. Cuando el río cambia de cauce y abandona un canal distributivo (*abandonment*), este último es rellenado por arenas fluviales, que forman un cuerpo estrecho y alargado con espesores que alcanzan 15-20 m y un ancho máximo de 1 a 2 km (fig. 23). Una secuencia

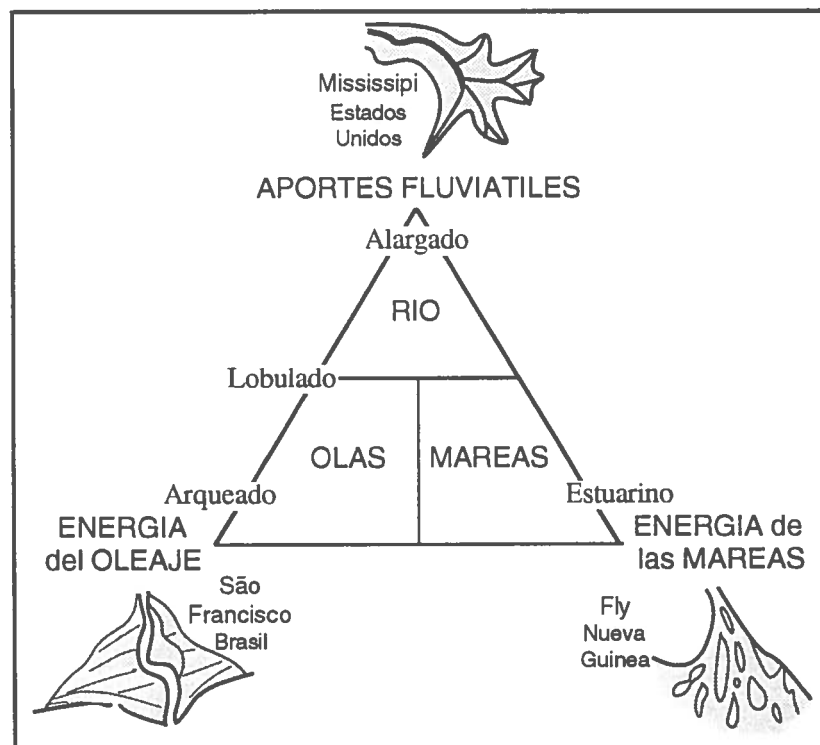


Fig. 21 : Clasificación genética de los deltas en función del proceso sedimentario dominante (según Galloway, in Broussard 1975).

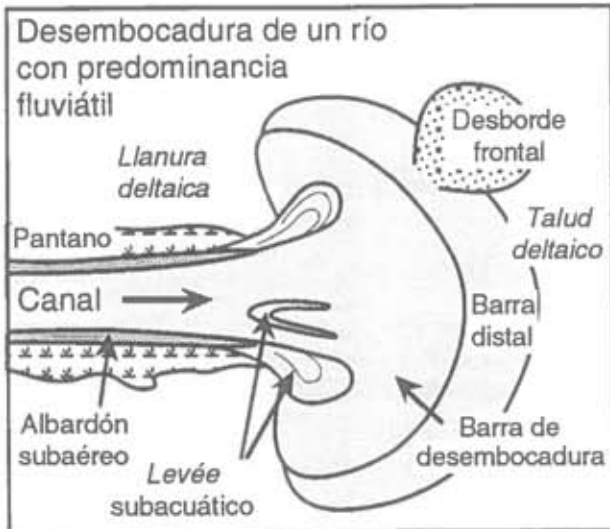


Fig. 22 : Organización de las desembocaduras deltaicas dominadas por procesos sedimentarios fluviales.

característica de canal presenta una base erosiva, un relleno de arenas limpias con estratificación oblicua y termina por depósitos más finos, tal como arcillas y arenas finas con ondulitas de corriente y huellas de raíces.

3. Las zonas intercanales

Los canales distributarios están bordeados por albardones (*levées*), contruidos por el depósito de sedimentos limosos y arenosos en suspensión, durante los desbordes por crecida (fig. 23). Las zonas intercanales son topográficamente más bajas y forman pantanos o bahías. Durante las crecidas, reciben sedimentos arcillosos que alternan con lechos arenosos. Estos proceden del esparcimiento de material grueso llevado por el agua que sale del cauce del río durante las crecidas, a través de brechas (*crevasse*, fig. 23). Dichos depósitos de desembalse (*crevasse splay*) pueden formar abanicos arenosos de varias decenas, o aún centenas de km² de superficie.

4. Las desembocaduras

En las desembocaduras de los canales distributarios, se depositan las barras de desembocadura (fig. 21 y 23). Son cuerpos arenosos en forma de abanico que progradan sobre las arcillas del prodelta. La secuencia que resulta es granocreciente y gradual. Las arenas de dichas barras son generalmente más sucias y finas que las de los canales, pero tienen una extensión geográfica más amplia (varios km) con una potencia de 2 hasta 10-15 m.

En resumen, la identificación de los deltas con predominancia fluvial reside en la abundancia de facies características de los ríos: depósitos de crecida (albardones, abanicos de desembalse), asociados con evidencias de buena energía y de decantación rápida (ondulitas de corriente, láminas paralelas, capas granoclasificadas, figuras de escape de agua, etc...).



Fig. 23 : Organización de la desembocadura de un río en una costa dominada por la acción de las mareas.

III. DELTAS CON PREDOMINANCIA DE LAS MAREAS

Varios deltas y desembocaduras actuales dominados por las mareas fueron estudiados y descritos en el mundo: el Colorado (México, fig. 24), el Ord (Australia, Coleman 1982), el Klang (Malasia) o el Mekong (Viet-Nam). Este tipo de delta dominado por las mareas es muy comparable a un estuario.

1. La morfología

Está caracterizada por canales distributarios de tipo estuarino : desembocadura ensanchada (las desembocaduras fluviales son estrechas), bordeadas por llanuras tidales arcillosas (*tidal flat, mud flat*) y canales meandríformes aguas arriba (fig. 23).

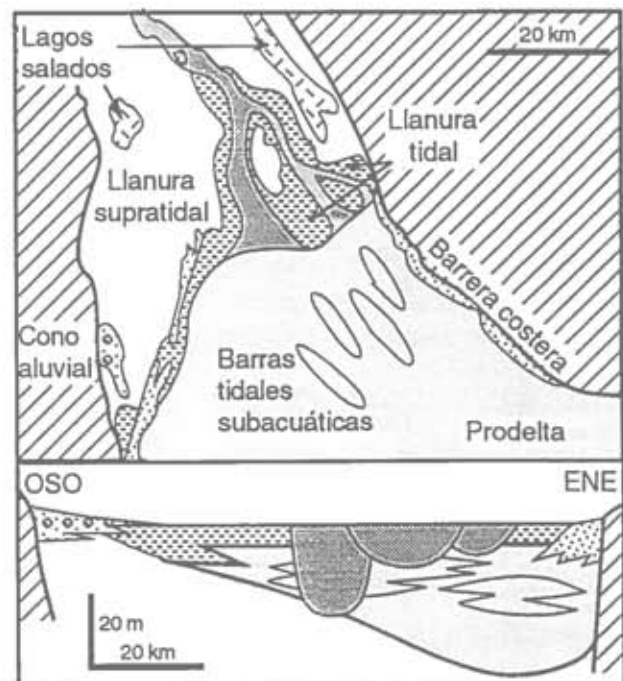


Fig. 24 : Organización geográfica y vertical de un delta dominado por las mareas (estuario) : ejemplo del río Colorado (fondo del Golfo de California, México).

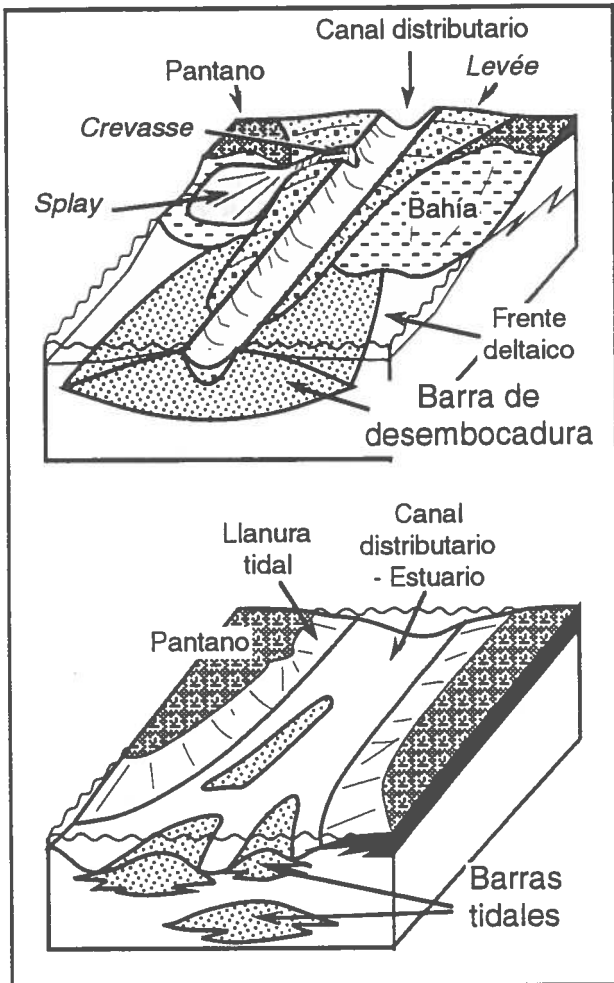


Fig. 25 : Comparación de la morfología y de los cuerpos sedimentarios en las desembocaduras con predominancia fluvial (arriba) y maréica (Abajo).

2. Los canales distributarios

Generalmente carecen de albardones (*levées*). En el canal se acumulan arenas, a menudo bajo la forma de barras de meandros. Dichos depósitos son más extensos que los de los deltas fluviales. La progradación induce la disminución de la influencia de las mareas y el depósito de sedimentos más reductores. Los canales estuarinos de la llanura deltaica distal presentan una sucesión monótona de secuencias arenosas bien clasificadas granodecipientes, con ondulitas de corrientes, *flaser-bedding*, cantos de lodo, etc..., debidas a la migración de los canales y los ciclos de mareas.

3. Las zonas intercanales

Las zonas intercanales de la llanura deltaica están constituidas por llanuras limosas tidales donde se depositan lodos laminados, pantanos rellenos por sedimentos orgánicos (manglares) o playas caracterizadas por arenas bien seleccionadas con estratificación oblicua a llana.. En las zonas con clima semi-árido, se encuentran evaporitas (salinas) de pantanos o lagunas costeras.

4. El frente deltaico

En las desembocaduras, las corrientes de marea

retrabajan y depositan la arena bajo la forma de barras tidales, más marcadas si el aporte fluvial es más débil, la amplitud de las mareas más importante, y la pendiente regular. Su forma depende de la acción de las corrientes de flujo y reflujo : a veces están alargadas, otras veces lobuladas (fig. 16 y 17). Contienen figuras de corriente con sentidos opuestos traduciendo las direcciones opuestas del flujo y reflujo.

Las barras tidales progradan sobre las arcillas y arenas marinas bioturbadas del prodelta, formando secuencias granocrecientes con base gradacional, con abundantes figuras de corriente y lentes de arcilla.

En resumen, la acción continua de las corrientes de marea alternativas y cíclicas contrasta con los eventos de carácter más brusco y catastrófico de las crecidas fluviales, y se traduce por la presencia de capas repetidas de ciclos de marea (*tidal bundles*), de laminaciones arcillosas en las arenas, y por estratificaciones sigmoidales.

Los ejemplos de depósitos antiguos de estuario son escasos, ya que son frecuentemente delgados y de poca extensión, y son fácilmente erosionados por depósitos fluviales en caso de regresión o de progradación. Los criterios diagnósticos son la fauna que indica un gradiente de salinidad desde el mar franco hasta el agua dulce, y la coexistencia de testigos de corrientes de marea y de crecidas fluviales.

IV. DELTAS CON PREDOMINANCIA DEL OLEAJE

Entre los numerosos deltas sometidos al oleaje, algunos experimentan solo este efecto, como el del Senegal (África, Coleman 1982), otros están sometidos a efectos mixtos del oleaje y del río como el Ródano (Francia, Oomkens 1967) o el Pó (Italia), o a los efectos mixtos del oleaje y de las mareas : el Irrawaddy (Birmania) o el Ogeechee (EEUU, Georgia).

El oleaje se hace sentir más que todo en la parte externa de la llanura deltaica y en el frente deltaico. En estas zonas, la turbulencia de la rompiente y del vaiven de las olas impide el depósito de los sedimentos finos, que son dispersados hacia el mar, y provoca el retrabajamiento continuo de las arenas fluviales y su transporte lateral, si existe una deriva litoral (fig. 18).

1. La morfología

Las deltas sometidas al oleaje tienen una forma arqueada (*cusate*). La deriva litoral transporta la mayor parte de la arena fluvial fuera de las desembocaduras, formando cordones litorales y playas (fig. 26). Si la acción del oleaje es más débil, los cordones de playa no son adheridos a la costa, y

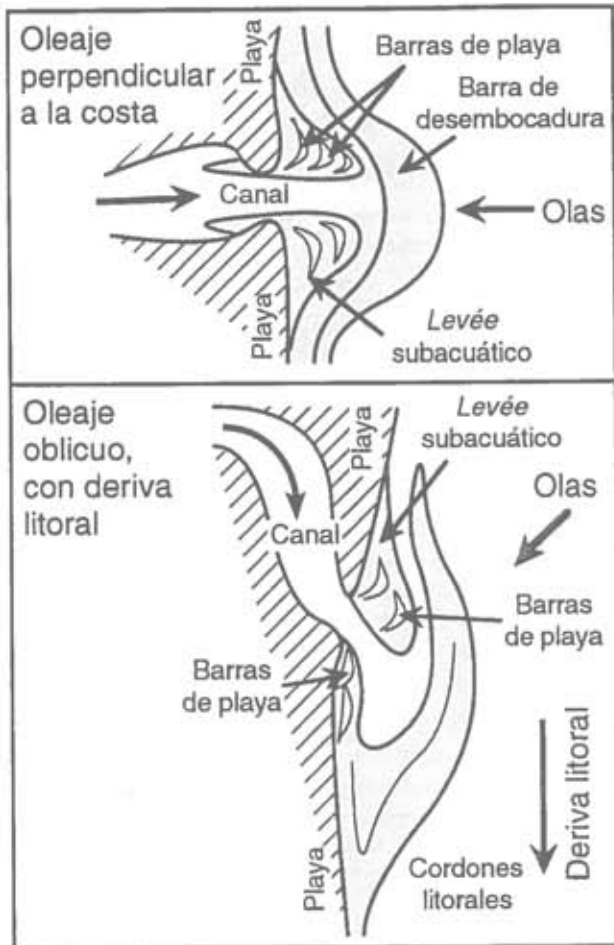


Fig. 26 : Organización de la desembocadura de un río en una costa dominada por el oleaje. Las olas pueden llegar perpendicularmente a la costa (arriba), u oblicuamente (abajo), induciendo una deriva litoral. forman cordones litorales que limitan lagunas.

2. Los canales distributarios

Si la acción de las olas es muy fuerte, el delta solo tendrá pocos distributarios principales, ya que los cordones litorales tapan los canales secundarios.

3. Las zonas intercanales

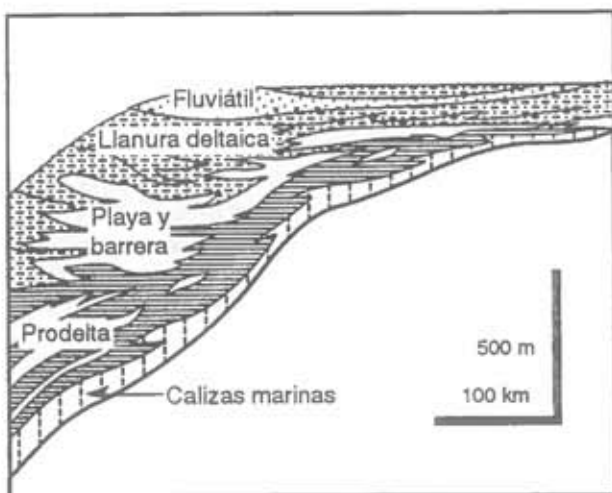


Fig. 27 : Ejemplo de sucesión de facies por progradación de un delta sometido al acción de las olas. Nótese las arenas de playa que separan las facies marinas de las facies deltaicas con influencias continentales.

Las zonas intercanales y la llanura deltaica están casi enteramente constituidas por arenas de playa, cortadas por los canales distributarios. Si la acción de las olas es menor, la llanura deltaica está constituida por lutitas de laguna o de pantano depositadas detrás de los cordones arenosos.

4. El frente deltaico

Las barras de desembocadura son poco desarrolladas, ya que la arena es retrabajada y transportada (fig. 26).

Las características mayores de los deltas dominados por el oleaje son la presencia de arenas de playa y de ante-playa, organizados en cordones progradantes. Dichos depósitos pueden ser muy extensos y son paralelos a la costa, mientras que en los otros deltas, los cuerpos arenosos tienen ejes mayores perpendiculares a la costa (barras de marea, canales fluviales). Los canales de desembocadura son más escasos, pero pueden cortar las secuencias de playa. Figuras sedimentarias atestiguan la acción del oleaje y de las tempestades: laminaciones oblicuas en mamelones (HCS), capas granoclasificadas, ondulitas simétricas de olas, etc....

V. VARIABILIDAD DE LOS TIPOS DE DELTA

La mayoría de los deltas observados actualmente como en los tiempos geológicos representan tipos intermedios entre estos tres tipos. El papel del sedimentólogo es reconocer el papel respectivo de cada factor predominante (río, oleaje, marea) utilizando la clasificación de Galloway (*in* Broussard 1975, fig. 21).

Por otro lado, varios tipos de deltas pueden coexistir en una misma zona, según la morfología de la costa o la dirección del movimiento de las olas. Por fin, el papel respectivo de esos tres factores, y, por tanto el tipo de delta, pueden variar con el tiempo.

VI. DELTA SOMETIDO A LAS INFLUENCIAS DE UN RIO Y DE LAS MAREAS : LA MAHAKAM (según Allen 1989).

1. Marco geológico y geográfico.

La cuenca de Mahakam está ubicada en la costa Este de Borneo (Indonesia, fig. 28), y comprende dos ciclos sedimentarios terciarios. La evolución empezó en el Eoceno por una transgresión marina que depositó areniscas y lutitas fluvio-marinas y luego marinas, sobreyacidas por calizas arrecifales oligocenas. Una fase tectónica oligocena (emersión) fué seguida por un nuevo ciclo que permitió la depositación de 5000 metros de sedimentos flu-

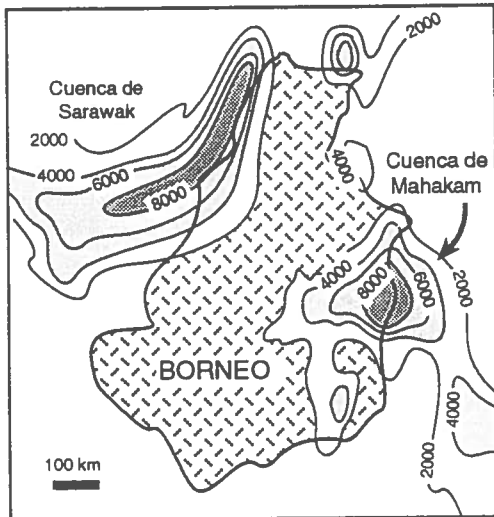


Fig. 28 : Ubicación e isópacos de la cuenca deltaica terciaria de Mahakam (Indonesia).

viátiles y deltaicos.

El delta Mio-Plioceno de Mahakam está sometido a las influencias de la marea y del río Mahakam. Éste sale de una cuenca vertiente de 75 000 km². El delta actual tiene una edad de 7000 años y una superficie de 5 000 km². El aporte sedimentario, estimado según la tasa de sedimentación es de por lo menos 8×10^6 m³/año. Consiste en 2/3 de lutitas y limos, y 1/3 de arenas.

El clima actual es ecuatorial con una temperatura de 26 a 31°, una pluviosidad de 2,3 m/año, vientos débiles y tempestades muy escasas. Por lo tanto, las olas son débiles y tienen una amplitud de 0,5 a 0,6 m (son de 2 m en la costa atlántica de Francia

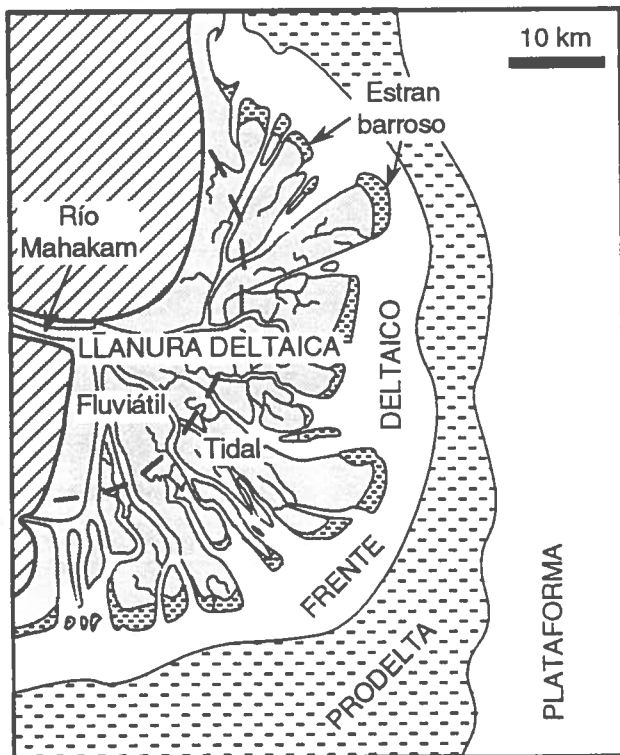


Fig. 29 : Medios sedimentarios del delta actual de Mahakam.

por ejemplo). Las 2 mareas diarias tienen una amplitud máxima de 3 m y generan importantes corrientes en las desembocaduras.

2. Morfología actual

El delta es de forma lobulada, con un radio de 50 a 80 km (fig. 29). El canal principal se divide en 3 distributarios que se subdividen a su vez a lo largo de 10 km, hasta tener 9 desembocaduras. La llanura deltaica es invadida por las mareas altas, y su parte externa está cortada por numerosos canales de marea. El frente deltaico tiene unos 10 km de ancho y una profundidad de 0 (zona intertidal) a 10 m (borde del prodelta). El prodelta tiene una pendiente más abrupta, que liga el frente deltaico somero con la plataforma continental a una profundidad de ≈ 70 m (fig. 29).

3. La llanura deltaica

a. La llanura deltaica. La zona proximal, solo alcanzada por mareas muy altas, es una llanura aluvial arcillosa, dominada por los aportes fluviales, cubierta de una selva tropical y cortada solo por canales distributarios. La zona distal, invadida por casi todas las mareas, es una llanura tidal cubierta por manglares y cortada por distributarios rectilíneos y canales de marea muy sinuosos.

La llanura deltaica está cubierta por arcillas bioturbadas (artrópodos y raíces) ricas en materia orgánica y restos vegetales, sin estratificación aparente. La casi ausencia de arenas de albardones o de abanicos de desembalse se interpreta como debida al clima y al hecho de que la energía de la corriente de crecida se diluye en el agua marina que sube en los distributarios durante las mareas. Dicha ausencia sería un buen criterio de identificación de deltas dominadas por las mareas.

b. Los canales distributarios. Son generalmente rectilíneos, estrechos y con desembocaduras poco ensanchadas. Su profundidad alcanza 10 m, y pue-

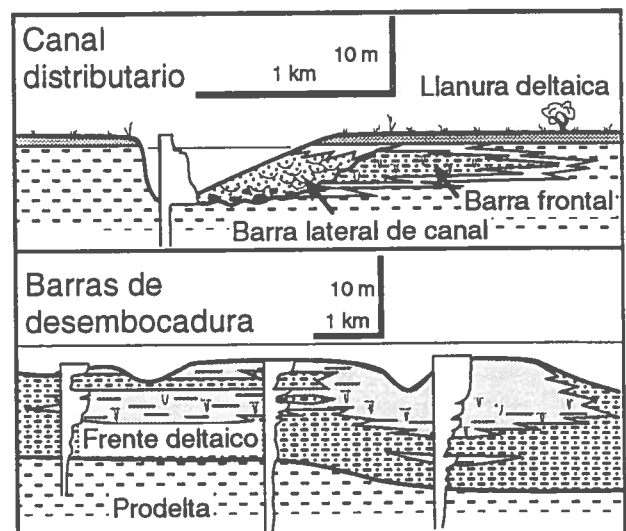


Fig. 30 : Geometría e los cuerpos arenosos en los canales distributarios y las barras de desembocadura. Nótese la diferencia de escala.

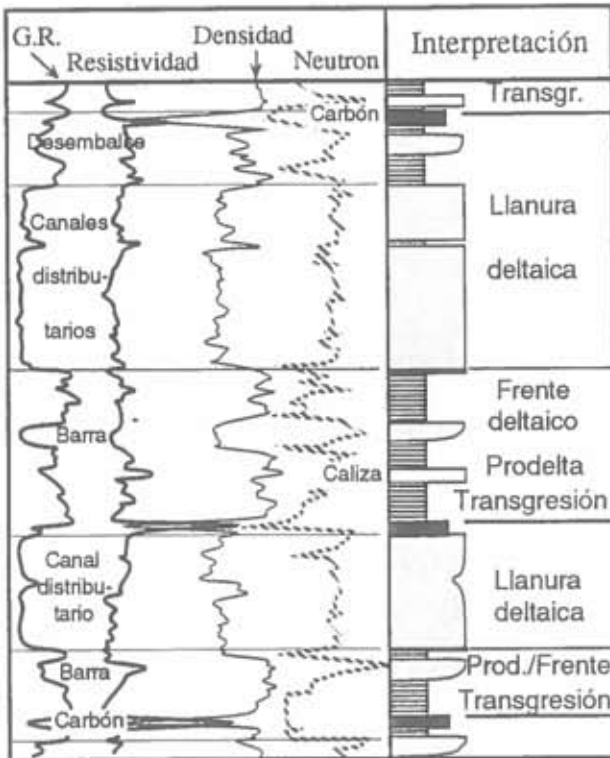


Fig. 31 : Ejemplos de ciclos deltaicos en los depósitos miocénicos del delta de Mahakam.

den erosionar los depósitos del frente deltaico (fig. 30 y 31).

En la parte proximal de los distributarios, donde domina la dinámica fluvial, el relleno consiste en arenas limpias y bien seleccionadas, depositadas en las orillas convexas de las curvas, bajo la forma de barras laterales con estratificación oblicua curva, fragmentos vegetales y cantos blandos (fig. 30, arriba). Cerca de la desembocadura donde influyen las mareas, el relleno arenoso de los distributarios es más fino, menos seleccionado, con lentes de arcilla y limo, y con figuras de menor energía (ondulitas, fig. 30, abajo).

c. Los canales de marea (esteros) son sinuosos, generalmente sin conexión con los distributarios, y con desembocaduras muy ensanchadas de tipo estuarino, bordeadas por llanuras tidales. El relleno es arcilloso y limoso, rico en restos vegetales.

4. El frente deltaico

a. Las barras de desembocadura. Están localizadas en las desembocaduras de los distributarios (influencia fluvial importante). Los cuerpos arenosos son de forma alargada si la influencia fluvial es débil (tipo tidal bars), triangular en la desembocadura de distributarios de tamaño medio (middle ground bars), o son barras de desembocadura típicas si el distributario tiene un caudal importante. Cada barra tiene un núcleo arenoso, rodeado de depósitos limosos (fig. 30).

b. Las barras tidales. Se las encuentra entre las desembocaduras fluviales. Consisten en barras alargadas, perpendiculares a la costa, constituidas

mayormente de arcillas y limos ricos en detritos vegetales y bioclastos. La ausencia de arena se debe a la muy débil energía de las olas, y la falta de influencias fluviales.

Esos dos tipos de barra se diferencian de las arenas de canal por tener un grano más fino, ser grano-crecientes (debido a la progradación, fig. 30), contener numerosas madrigueras, y carecer de estratificación oblicua curva de alta energía. Además, descansan sobre los limos bioturbados del frente deltaico y están sobreyacidas por areniscas limpias y por limos intertidales. Notemos la ausencia de los depósitos de crecida (capas granoclasificadas con ondulitas de corrientes (*climbing ripples*) que caracterizan los deltas con fuerte predominio fluvial.

c. Las llanuras tidales. Están localizadas entre las desembocaduras de los canales distributarios o tidales. Son amplias zonas arcillosas y limosas ricas en materia orgánica vegetal sobre las cuales prograda la llanura deltaica. Localmente, se acumulan cordones de fragmentos vegetales bajo la influencia de las pocas olas.

5. El prodelta

Está caracterizado por una energía (olas, corrientes) muy débil, y solo se depositan las arcillas llevadas por suspensión desde los distributarios. El depósito es arcilloso, con nódulos de siderita.

6. Modelo sedimentario

En un ciclo ideal de progradación, se encontrarán sucesivamente (fig. 31 y 32) :

- lutitas marinas bioturbadas de la plataforma con escasas calizas interestratificadas, sobreyacidas por las arcillas y limos masivos y bioturbados, subtidales del prodelta ;
- barras anchas de arena fina y sucia, dentro de las arcillas y arenas finas bioturbadas del frente deltaico, donde alternan lateralmente barras tidales y barras de desembocadura ;
- las areniscas de los distributarios y los limos arenosos relleno de los canales de marea, que erosionan los depósitos del frente deltaico, asociados con limos orgánicos tidales de la llanura deltaica distal ;

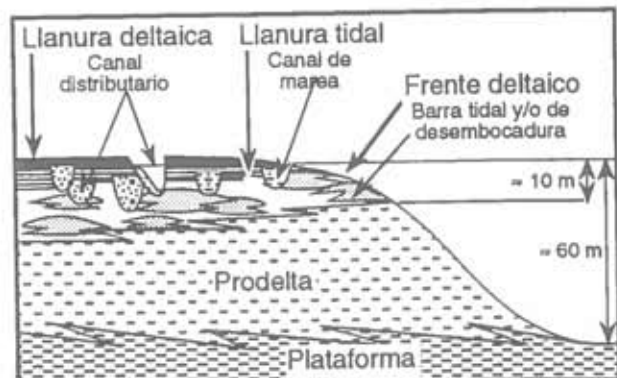


Fig. 32 : Secuencia progradante ideal de un delta de tipo Mahakam (según Allen 1989).

- finalmente, las arcillas orgánicas con raíces y restos vegetales de la llanura deltaica proximal, localmente cortados por las arenas gruesas de los distributarios proximales.

En este modelo, se debe notar : (1) la influencia fluvial, que explica la morfología lobulada y la forma rectilínea y estrecha de los canales distributarios; (2) la influencia de las mareas, expresada por la ausencia de depósitos de crecida (albardones, abanicos de desembalse) y la presencia de barras tidales perpendiculares a la costa en el frente deltaico; y (3) la ausencia de oleaje, que se traduce por la ausencia de playas arenosas y de tempestitas.

VII. DELTA SOMETIDO A LAS INFLUENCIAS DEL OLAJE Y DE LAS MAREAS : EL NIGER (según Oomkens 1974, Elliott in Reading 1986).

1. Marco geográfico

El Niger, uno de los más potentes ríos del mundo, tiene 4100 km de largo y un caudal de 170 a 300 x 10⁹ m³ por año. El promedio anual de 19 106 m³ de sedimentos se divide entre 5% de arena llevada por tracción, 11% de arena y 84% de limos y arcillas transportadas en suspensión.

La amplitud de las dos mareas cotidianas varía entre 1 m al NO y casi 3 m al Este, generando corrientes tidales de hasta 3 m/s en los pasos de marea que cortan la barrera arenosa. Los vientos dominantes procedentes del SO generan olas potentes y derivas litorales hacia el NNO al Oeste del delta y hacia el Este al Este (fig. 33).

2. Morfología

a. La llanura deltaica superior, así como el valle aluvial están dominados por la actividad de los canales anastomosados o en meandros.

b. La llanura deltaica inferior tidal consiste en pantanos y manglares que cubren 5000 km² y 700 km de costa (fig. 33). Las mareas ingresan por cerca de 20 entradas (pasos), y los canales de marea tienen una profundidad promedio de 10 m. La mayor parte de la arena se deposita en dichos canales, mientras que limos y arcillas se depositan entre los canales.

c. El abanico deltaico está bordeado por islas-barrera arenosas de ≈ 5 km de ancho y 5 a 36 km de largo, separadas por pasos de mareas. La arena proviene del retrabajamiento de las barras de desembocadura y de los deltas tidales, por las olas y las corrientes litorales. Las islas barreras son modificadas de manera continua por los canales y pasos de mareas.

d. Un "cinturón costero y fluvio-marino" submarino arenoso, reemplaza al frente deltaico hasta ≈ 15 m de profundidad (fig. 33). Está dominado por

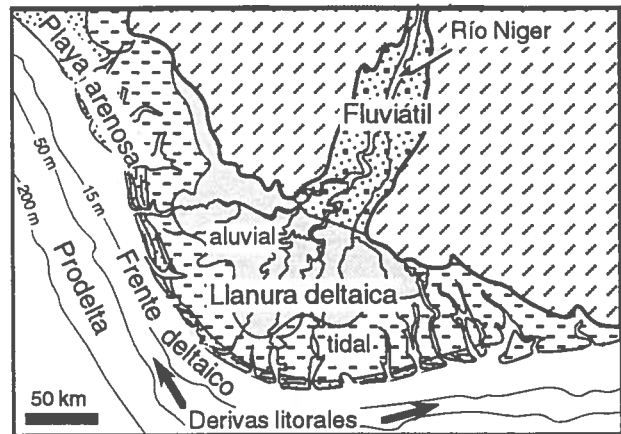


Fig. 33 : Mapa del delta actual del Níger.

la acción de las corrientes tidales y litorales. Pasa gradualmente al prodelta marino, donde la influencia deltaica es casi ausente.

3. Las secuencias de depósito

Tres tipos principales de secuencias están presentes (fig. 34).

a. Las secuencias de canal fluvial son caracterizadas por una base erosiva, una evolución grano-decreciente, un grano grueso, una buena energía de depósito y la ausencia de fauna marina.

b. Las secuencias de canales de marea son diferentes según su localización respecto a los cordones de playa.

En la llanura deltaica inferior protegida de la acción de las olas, están caracterizadas por la presencia de arcilla, por depósitos intertidales finos al tope y por la abundancia de la bioturbación, que destruye las laminaciones (fig. 34).

En el lado marino expuesto a la acción de las olas y de las corrientes, las secuencias de canales tidales se diferencian de las precedentes por la ausencia de arcilla, por la escasez de bioturbación y por la presencia de estratificación oblicua de bajo ángulo, típica de las playas (fig. 34). Además, no se observa granodecrecencia.

c. Las secuencias de playa o de barrera costera (fig. 34), se parecen a las secuencias típicas de playa : son de arenas limpias y bien seleccionadas, con estratificación paralela u oblicua y con evolución grano- y estratocreciente.

4. Modelo sedimentario

En el delta del Níger, la transgresión del Cuaternario superior provocó la depositación sobre el substrato de un prisma retrogradante (*onlap*), sobreyacido por una secuencia regresiva de progradación, con la siguiente sucesión (fig. 35) :

- depósitos finos de lagoon y pantanos con fauna salobre y flora de manglares ;
- arenas con estratificación oblicua y base erosiva de los canales tidales, bioturbadas al tope ;

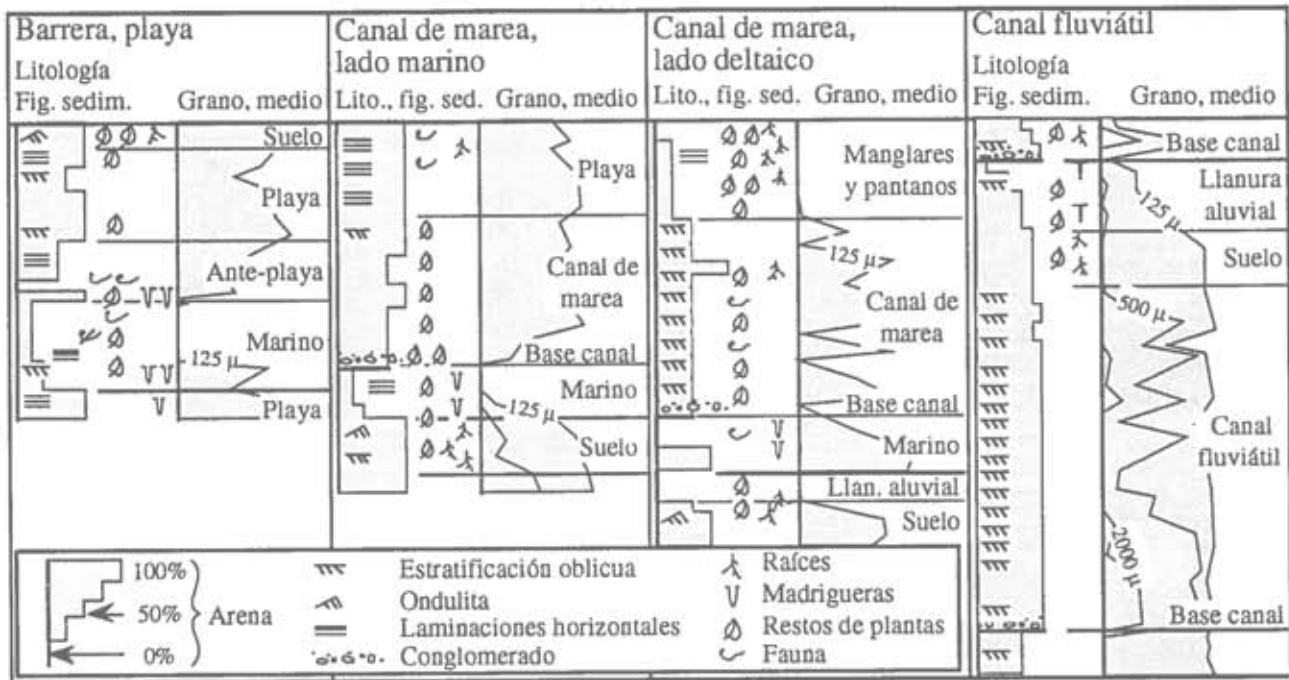


Fig. 34 : Secuencias de depósito observadas en el delta actual del Níger, desde la llanura deltaica superior (derecha) hasta la playa (izquierda).

- una serie granocreciente de lutitas y limos marinos bioturbados, localmente con siderita (máximo de transgresión) ;
- arenas arcillosas de los canales de marea con base erosiva ;
- lutitas y limos orgánicos de la llanura deltaica inferior tidal ;
- facies aluviales de la llanura deltaica superior.

En el borde de la llanura deltaica expuesta a las olas y las corrientes se desarrollan facies arenosas de playa (fig. 34). Según Oomkens (1974), dichas arenas no son preservadas en depósitos más antiguos, debido a la acción erosiva de las olas y corrientes, y de los pasos de marea. Sin embargo, en varios casos, las arenas de barrera y playa se encuentran entre las lutitas marinas y los depósitos de la llanura deltaica o tidal (fig. 35). Además, un ni-

vel más o menos discontinuo de arenas bien seleccionadas puede descansar con contacto erosivo sobre los primeros términos transgresivos o directamente sobre el substrato. Representaría los depósitos de playa, barrera o cordones costeros, que resultan del retrabajamiento de los depósitos transgresivos por las olas y corrientes en la línea de costa.

En este modelo, la secuencia está caracterizada por (1) la ausencia de las facies típicas del frente deltaico (barras de desembocadura progradantes, barras tidales, etc...), debido a su retrabajamiento por las olas, (2) la intercalación de arenas de barrera y playa entre las facies marinas y de llanura deltaica, que pueden faltar en ciertos casos, y (3) la presencia de potentes depósitos tidales (canales de marea, pantanos, manglares, etc...), desarrollados detrás de la barrera costera que les protege de la acción erosiva de las olas.

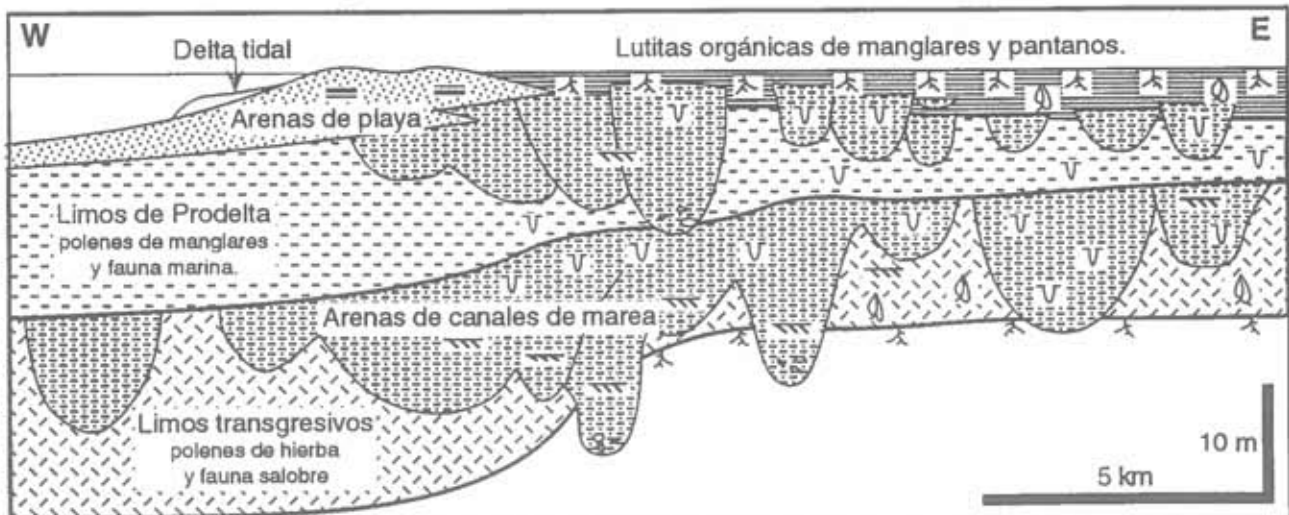


Fig. 35 : Depósitos transgresivos y regresivos cuaternarios del delta del Níger. (según Oomkens 1974).

III. DELTA SOMETIDO A LAS INFLUENCIAS FLUVIATILES Y DEL OLEAJE : EL RÓDANO (según Oomkens 1970, Elliott in Reading 1986, Chamley 1989).

1. Marco geográfico

El delta del Ródano, ubicado en el Sur de Francia entre Marsella y Montpellier, ocupa un triángulo de $\approx 1250 \text{ km}^2$. El clima es templado caliente, poco húmedo (550 mm/año) y con fuertes variaciones térmicas estacionales (5 a 25°). El Ródano es un río caudaloso de 800 km de largo, que recibe muchos ríos secundarios procedentes de zonas elevadas y húmedas (Alpes, Macizo central), y transporta una gran cantidad de sedimentos. Sus aguas son más ligeras que las del mar Mediterráneo. La amplitud de las mareas en Marsella es casi despreciable (35 cm). En cambio, las olas procedentes del SE generan una importante deriva litoral, responsable de la formación más al Oeste (Montpellier) de cordones litorales limitando amplias lagunas salobres.

2. Morfología

El delta del Ródano tiene una forma arqueada debida al retrabajamiento de sus depósitos por las olas y las corrientes, con lóbulos activos en forma de pata de pájaro (*birdfoot*) debidos a los importantes aportes fluviales (fig. 36).

En la llanura deltaica superior, el Ródano bifurcado deposita cuerpos arenosos y conglomeráticos de canal, así como limos y arenas de albardones, de dirección NE-SO a NO-SE, mientras que en las depresiones intercanales ocupadas por pantanos se depositan limos lacustres, a veces salobres, con niveles de turba.

La llanura deltaica inferior comprende cordones litorales o de playa, constituídos de arena bien clasificada, de rumbo paralelo a la costa (E-O a ESE-ONO). Los cordones limitan lagunas salobres donde se depositan limos y lutitas. Dunas eólicas aisla-

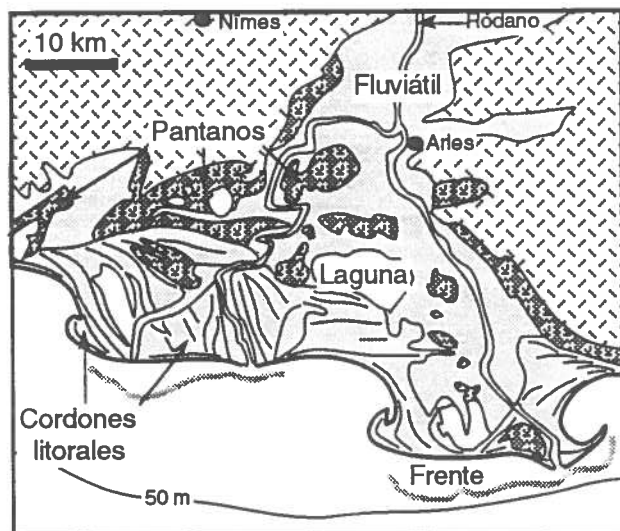


Fig. 36 : Morfología del delta actual del Ródano.

das se observan a lo largo de la costa, y hasta 20 km tierras adentro.

El frente deltaico comprende cuerpos arqueados de arena bien seleccionada, de forma alargada (fig. 41). Tiene una pendiente fuerte (hasta 2°) que lo une al talud, al pie del cual un abanico turbidítico es alimentado principalmente por el delta.

3. Sedimentación y secuencias

La progradación del delta del Ródano ocurre por acreción de los cordones de playa, producto del retrabajamiento de las barras de desembocadura por las olas. Las secuencias de progradación (10 a 70 m) son típicamente granocrecientes y comprenden (fig. 37) :

- lutitas marinas intensamente bioturbadas del prodelta ;
- lutitas y limos bioturbados con bancos delgados de arena, con ondulitas de corriente, de la parte distal del frente deltaico ;
- arenas granocrecientes con estratificación oblicua y ondulitas de olas de los cordones litorales, sobreyacidas por arenas bien clasificadas con laminación llana y detritos de concha de las playas, asociadas con limos con fauna salobre de los pantanos costeros (fig. 37, izquierda). Este último término puede ser erosionado, o aún reemplazado por arenas localmente conglomeráticas con estratificación oblicua de relleno granodecreciente de canal (fig. 37, derecha).

En la llanura deltaica, secuencias granocrecientes de 4 a 10 m de potencia, empiezan por lutitas y limos laminados o bioturbados, y terminan por arenas con estratificación oblicua, sobreyacidas por

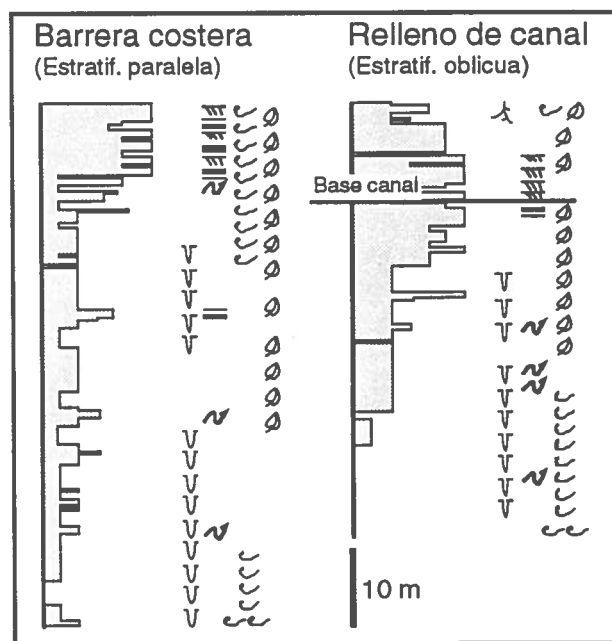


Fig. 37 : Secuencias granocrecientes de progradación en el delta del Ródano. Nótese las areniscas con estratificación paralela de playa (izquierda), y con estratificación oblicua de relleno de canal (derecha).

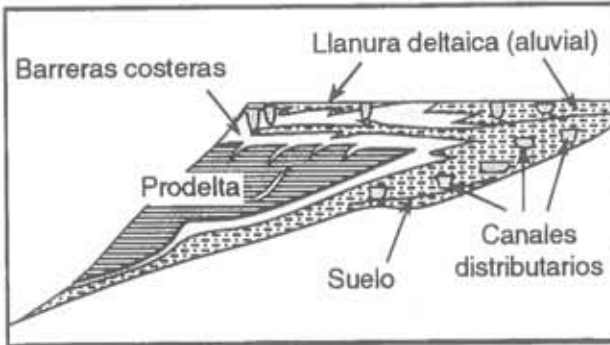


Fig. 38 : Sucesión de las facies en el delta cuaternario superior del Ródano (según Oomkens 1970).

suelos o niveles de turba. Resultarían del relleno de un lago o un pantano por arenas fluviales. El tope puede estar también erosionado por rellenos de canales fluviales.

4. Modelo sedimentario

La transgresión del Cuaternario superior (Holoceno), debida a la fusión de los casquetes de hielo, provocó la retrogradación de las facies aluviales de la llanura deltaica superior ("transgresión salobre"), y de las arenas de barrera costera (fig. 38). Luego, ya que bajó la velocidad del alza glacio-eustática, reempezó la progradación del delta del Ródano con el depósito sucesivo de lutitas de prodelta ("transgresión marina"), arenas costeras y facies aluviales. Esos últimos términos pueden ser hondamente erosionados por canales distributarios (fig. 38).

CAPITULO IV

LOS ESTUARIOS : MODELO SEDIMENTARIO

(Según Roy et al. 1980, Allen 1991, Dalrymple et al. 1992)

I. DEFINICION Y GENERALIDADES.

El estudio reciente de los cuerpos sedimentarios marinos costeros en relación con el eustatismo, llevó a los autores a precisar y redefinir la sedimentación en los estuarios.

En la clasificación de los deltas (Galloway 1975), los estuarios representan un caso particular de delta con predominancia de las mareas. Ciertos autores definieron los estuarios en base a criterios de salinidad (0,1 -> 32 ‰), lo que no influye sobre los procesos sedimentarios; otros en base a la

influencia de las mareas, lo que implicaría que los canales distributarios deltaicos o los lagoons tras-playa serían estuarios.

El estudio de los rellenos de valle (*valley fill*) ligados a las transgresiones eustáticas llamó la atención sobre la semejanza de dichos depósitos con los de los estuarios. Eso llevó a Dalrymple et al. (1992) a definir un estuario como "la parte ubicada hacia el mar de un valle inundado, que recibe sedimentos de origen tanto fluvial como marino y sometida a la acción de las olas, las mareas y el río. Se extiende desde el límite superior de influencia de las mareas hasta el límite de las facies marinas costeras".

Dicha definición implica que un estuario no es un tipo de delta, sino un sistema independiente, cuyo desarrollo depende de la morfología de la costa (valle) y de un contexto eustático transgresivo (fig. 39). Por lo tanto, son sistemas efímeros a la escala geológica, ya que si aumentan los aportes sedimentarios o si baja la velocidad del alza eustática, el estuario se rellena y se vuelve delta. Más aún, según esta definición, la instalación de

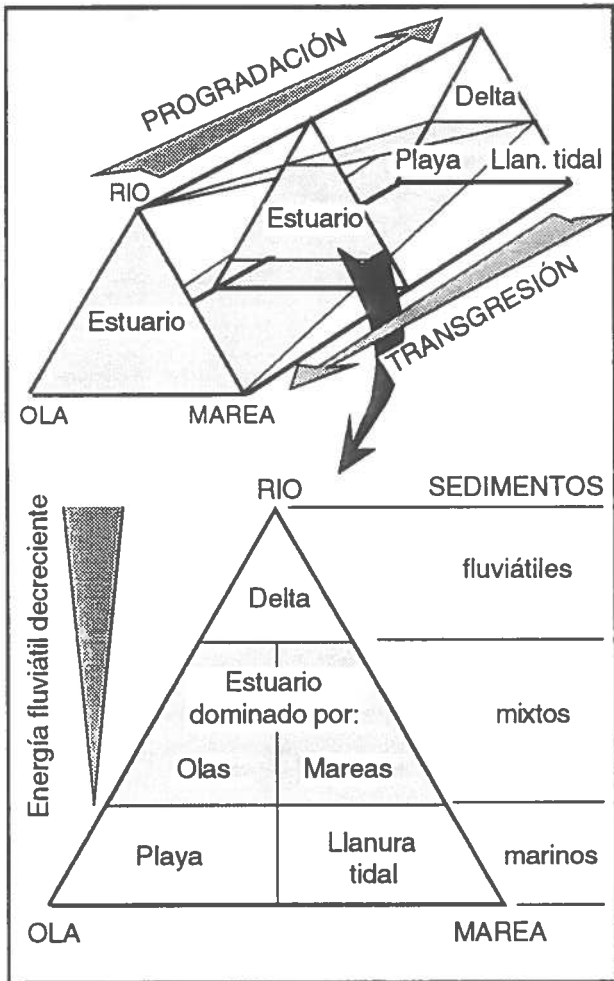


Fig. 39 : Clasificación evolutiva de los principales medios sedimentarios costeros (según Dalrymple et al. 1992). Los estuarios se desarrollan durante una transgresión y desaparecen cuando empieza una regresión y/o una progradación.

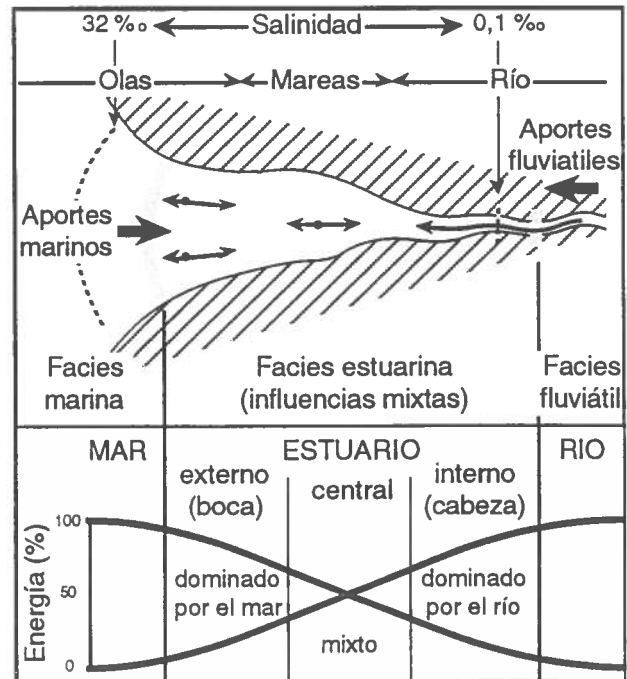


Fig. 40 : Morfología general de un estuario y repartición de los principales factores sedimentarios : salinidad, procesos sedimentarios, facies y energía.

una sedimentación estuarina traduciría una transgresión eustática (intervalo transgresivo), mientras que la progradación de un delta representaría el prisma de alto nivel, es decir que se suceden en el tiempo (fig. 39). Por lo tanto, depósitos estuarinos se encuentran intercalados dentro de las cuencas deltaicas, formando sistemas llamados a veces parálisis, es decir fluvial distal con intercalaciones marinas o salobres.

Por su ubicación, el estuario está caracterizado por salinidades variables que influyen sobre la fauna y la densidad del agua, y por la interacción de procesos fluviales y marinos. Por lo tanto, en todos los estuarios, se distingue (fig. 40) (1) una parte externa (distal, boca) dominada por las corrientes de las olas o de las mareas, que inducen una sedimentación gruesa (arenas) y un transporte aguas arriba de los sedimentos, (2) una parte central con energía mínima, porque se equilibran más o menos las influencias, donde se depositan sedimentos más finos, y (3) una parte interna (proximal, cabeza) dominada por la energía del río, que induce una sedimentación gruesa transportada aguas abajo.

II. LOS TIPOS DE ESTUARIOS

Por definición, un estuario está ubicado en la desembocadura de un río, que constituye un factor constante en el sistema. Ya que los estuarios se desarrollan durante transgresiones que provocan la inundación y la desaparición de los deltas, solo existen dos tipos de estuarios: los dominados por la energía de las olas, y los dominados por las mareas.

1. Estuarios dominados por las olas

a. Distribución de la energía. En la boca de tales estuarios, las olas edifican barreras o cordones litorales emergidos o subacuáticos que impiden a las olas y a las corrientes tidales entrar en el estuario (tipo hiposincrónico, cf. p. 4 y 5). Por lo tanto, la energía detrás de dicha barrera es muy débil y, si la desembocadura está totalmente tapada, se forma un lagoon. Si existe una influencia tidal, pueden formarse brechas en la barrera y edificarse deltas de flujo y reflujo.

Por disminución de la pendiente y aumento de la sección por la cual transita el agua (disminución del gradiente hidráulico), la energía del río decrece hacia el mar. Por lo tanto, los estuarios dominados por las olas están caracterizados por una alta energía en la boca, un mínimo muy pronunciado en la parte central, y nuevamente una buena energía fluvial en el fondo (fig. 41).

b. Morfología y repartición de las facies. La distribución de la energía induce una repartición grueso-fino-grueso de las facies desde la boca hacia la desembocadura (fig. 41).

En la boca, el cuerpo arenoso marino tiene las

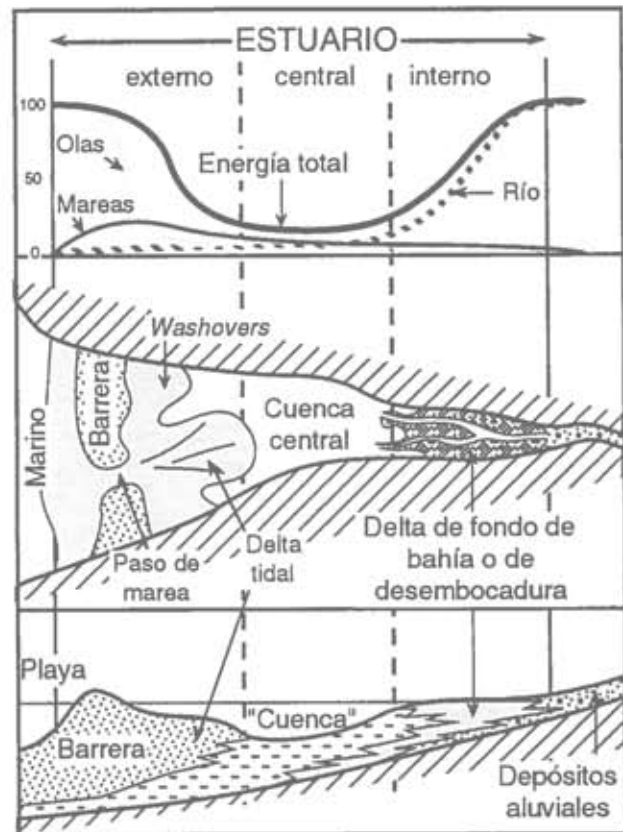


Fig. 41 : Energía (arriba), morfología en planta (medio) y facies en sección longitudinal (abajo) en un estuario dominado por las olas. La sección representa el relleno después de una transgresión.

características de las arenas de playa o de barrera. En la parte tras-playa se observan abancos de desborde (*washover*). Si existen mareas, la barrera puede ser cortada por pasos de marea asociados con deltas tidales de flujo en su lado interno (fig. 41).

En la parte central de muy baja energía se depositan lodos orgánicos finos y bioturbados de tipo prodelta o lagon. Si actúan las mareas, se presentan canales. En las orillas, se desarrollan llanuras costeras.

En el fondo, las arenas y/o conglomerados fluviales forman un delta que prograda dentro del estuario (*bay-head delta*, fig. 41). Ya que no entran las olas y las mareas, tendrá las características de un delta dominado por el río.

2. Estuarios dominados por las mareas

a. Distribución de la energía. La mayoría de los ejemplos actuales de estuarios dominados por las mareas están ubicados en zonas macrotidales y tienen una forma de embudo. Sin embargo, algunos se encuentran en zonas mesotidales con débil energía de las olas.

En esos deltas, la energía de las corrientes de marea domina en la boca, y edifica barras tidales alargadas, que rompen la energía de las olas si existen. Por otro lado, la forma ensanchada (embudo) provoca la aceleración de las corrientes de marea aguas arriba (estuario hipersincrónico), hasta el

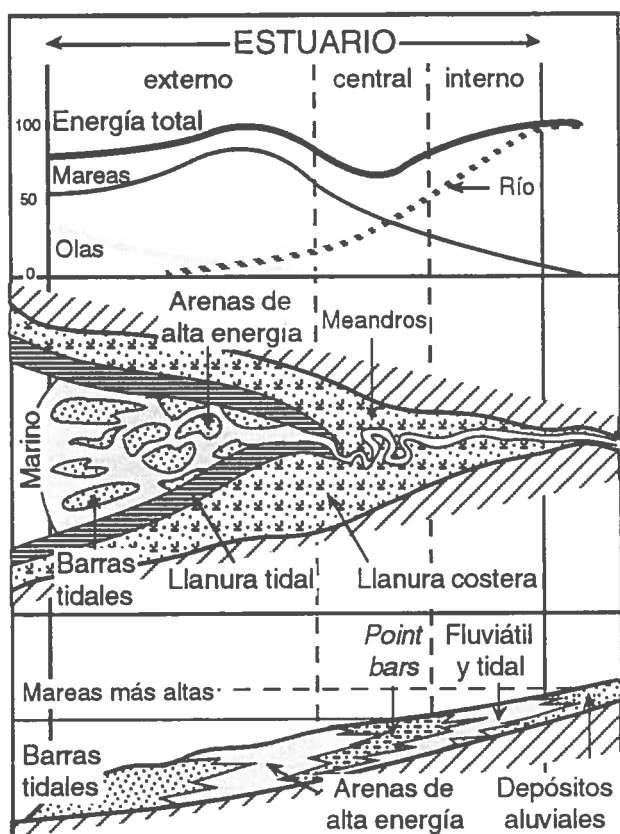


Fig. 42 : Energía (arriba), morfología en planta (medio) y facies en sección longitudinal (abajo) en un estuario dominado por las mareas.

punto donde la fricción contra el fondo y los bordes compense dicha energía (límite de influencia de las mareas).

La energía fluvial decrece aguas abajo, pero, ya que la ausencia de barrera permite una mejor penetración de las corrientes de marea, el mínimo de energía es menos nítido que en los estuarios dominados por las olas (fig. 42).

b. Morfología y repartición de las facies. Por esta última razón, la división grueso-fino-grueso de los sedimentos es menos nítida que en los estuarios expuestos a las olas.

En la boca se encuentran barras tidales alargadas paralelas a la dirección de las corrientes, constituidas por arenas medianas a gruesas con estratificaciones oblicuas. Aguas arriba, en la zona de energía máxima de las corrientes tidales, cuerpos de arena fina con laminaciones horizontales, caracterizan un flujo de alta energía. Si el estuario es ancho, dicha zona comprende canales anastomosados (fig. 42).

En la parte central de menor energía, el canal tidal-fluvial presenta una evolución morfológica en tres zonas: recta-en meandros-recta hacia la cabeza (fig. 42). En el tramo recto inferior dominado por las corrientes de marea, los sedimentos son transportados hacia arriba y pasan aguas abajo a las arenas de alta energía. En el tramo recto superior dominado por el río, los aportes son llevados hacia abajo. La zona mediana en meandros, sometida a

las influencias mixtas de las mareas y del río, presenta la energía mínima del sistema y está caracterizada por el depósito de point-bars con grano fino. Dicha zona en meandros parece ser un rasgo característico de los estuarios dominados por las mareas. El canal recto superior pasa directamente al sistema fluvial, y no hay delta de desembocadura (fig. 42).

3. Variabilidad de los estuarios

Los dos tipos de estuarios presentados son dos extremos entre los cuales pueden ocurrir muchas variaciones en función de factores sedimentarios o morfológicos.

a. Influencia mixta de olas y mareas. En un estuario dominado por las olas, si crece la energía de las mareas, pasos de marea cortaran la barrera y la arena redistribuida edificará progresivamente barras tidales alargadas.

En la parte central, el ingreso de las corrientes tidales hará crecer la energía. Se formarán canales de marea, y se depositarán arenas de origen marino. Las orillas del lagoón estarán cubiertas por depósitos de llanura tidal. En el fondo, el delta dominado por el río se transformará en delta dominado por las mareas.

b. Influencia de los aportes sedimentarios. Si los aportes sedimentarios fluviales son importantes, el delta de desembocadura progradará y rellena rápidamente el estuario. De la misma manera el tamaño del cuerpo marino depende del aporte de sedimentos procedentes del mar.

c. Morfología y tamaño del estuario. Si el valle inundado es sinuoso, la fricción frena las corrientes de marea y disminuye su energía, favoreciendo la edificación por las olas de una barrera. El gradiente costero (pendiente) y la amplitud de las mareas controlan la longitud del sistema estuarino. También el caudal respectivo de las mareas y del río controlan el tamaño de las zonas dominadas por dichos procesos.

d. Relleno del estuario. En un estuario dominado por las olas, la progradación del delta del fondo de la bahía y del delta tidal puede rellenar la parte central. Luego, si se unen el canal tidal y el canal fluvial, permitirán el ingreso más fácil de las corrientes de mareas.

En un estuario dominado por corrientes tidales, éstas retrabajan las arenas tanto fluviales como marinas, que rellenan rápidamente las partes profundas y anchas, hasta formar la morfología en embudo. Luego, el sistema progradará sin cambio importante de forma.

En ambos casos, si sigue la progradación, el estuario relleno es sobreyacido por un delta. La principal diferencia entre estuario y delta es la dirección de transporte del material: bimodal en el primer caso, hacia el mar en el segundo.

III. MODELO SEDIMENTARIO

Una secuencia estuarina ideal comprende desde la base : (1) la superficie de erosión del paleovalle, (2) depósitos fluviales del río retrocediendo, (3) la superficie de inundación máxima, (4) depósitos estuarinos progradantes, (5) depósitos deltaicos y fluviales, que pasan lateralmente hacia el mar a facies de playa o de llanura tidal. Los depósitos transgresivos (2) y (4) pueden ser erosionados por los canales tidales o las olas de playa. Los términos (1) a (4) constituyen el relleno estuarino del paleovalle.

1. Estuario dominado por las olas

Durante una transgresión, el retroceso de la barrera provoca su propia erosión por las olas de la playa retrogradante. Solo se encontrarán los términos inferiores de la barrera : pasos de marea, delta tidal, washover, interestratificados con lodos de la parte central.

En esta última zona, los depósitos transgresivos del río y del delta de desembocadura están sobreyacidos por lodos orgánicos finos, seguidos por sedimentos más gruesos depositados por la progradación del delta de desembocadura o del delta tidal. La secuencia resultante es simétrica (granodecreciente-granocreciente, fig. 43).

Las facies del delta del fondo de bahía (o de desembocadura) se diferencian de las fluviales por presentar figuras tidales y una fauna salobre. Retrogradan durante la transgresión y progradan después, dando lugar a un ciclo granodecreciente-granocreciente asimétrico (fig. 43). En la parte superior, canales distributarios erosionan los lodos infrayacentes de la parte central.

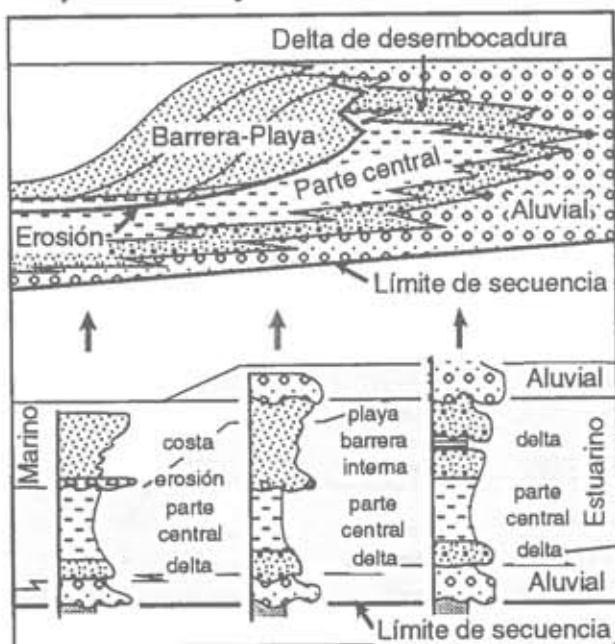


Fig. 43 : Ciclo sedimentario (transgresión-regresión) en un estuario dominado por las olas (sección longitudinal) (según Dalrymple et al. 1992).

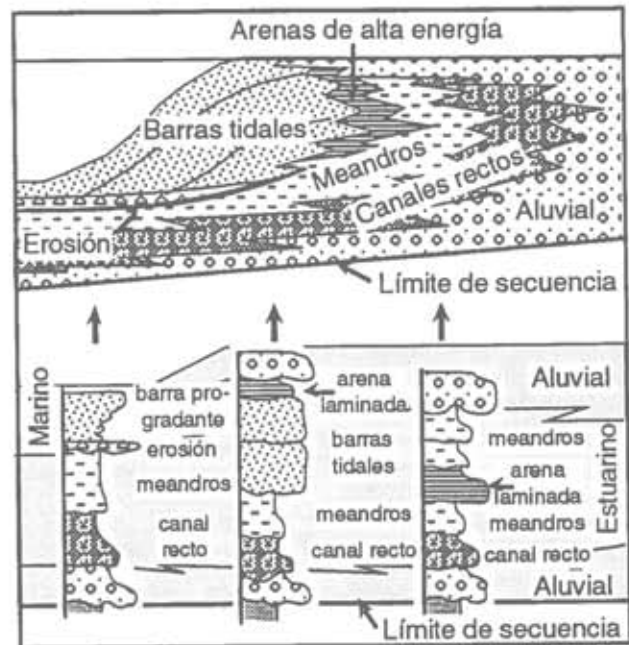


Fig. 44 : Ciclo sedimentario (transgresión-regresión) en un estuario dominado por las mareas (sección longitudinal) (según Dalrymple et al. 1992).

2. Estuario dominado por las mareas

Durante la transgresión, las barras tidales son frecuentemente erosionadas por la retrogradación de los canales tidales. Dicha erosión puede hacer descansar las barras tidales o las arenas laminadas de alta energía directamente sobre la llanura tidal o costera del borde. Si la erosión es débil, las barras tidales descansan sobre las arenas laminadas.

La parte central en meandros (influencia tidal-fluviátil) está caracterizada por depósitos salobres laminados de llanura tidal o costera, asociados con canales tidales en meandros de grano fino (fig. 44). Cuando progradan, sobreyacen las arenas laminadas y están sobreyacidos, a veces con erosión, por las facies fluviales del canal recto y del valle aluvial (fig. 44).

IV. ESTUARIO SOMETIDO A LAS MAREAS : EL LAGO DE LAWRENCETOWN (según Boyd y Honig 1992).

1. Marco geográfico

El lago de Lawrencetown es un valle glacial inundado, ubicado en la costa Este de América del Norte, por 45°N, en clima templado frío. Las mareas semi-diurnas tienen una amplitud de 2,1 m en la costa y de solo 0,9 m dentro del estuario. El río alimentador es muy pequeño.

2. Morfología

El estuario tiene 5 km de largo, 1,5 km de ancho al máximo, y una profundidad de 1-2 m, que alcanza 3 m en los canales tidales. Está aislado del mar por un cordón litoral arenoso formando playa (barrier-beach), apoyado sobre antiguas morrenas (fig.

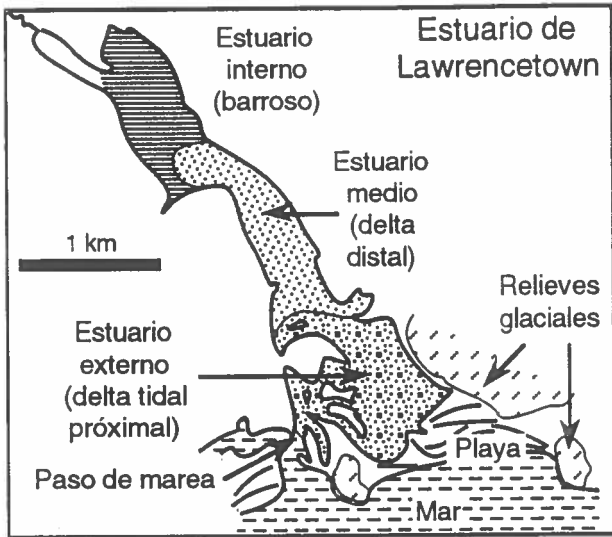


Fig. 45 : Morfología del estuario del lago de Lawrence-town (según Boyd y Honig 1992).

45). La mayor parte de los sedimentos proviene de la erosión por el mar de antiguas formaciones glaciales.

En los pasos de marea, la velocidad alcanza 2 m/s. El sedimento marino es transportado dentro del estuario y depositado bajo la forma de un delta tidal de flujo en la parte externa del estuario. La parte proximal es más profunda. La ausencia de delta de fondo de bahía (o de desembocadura) se debe al tamaño del río alimentador.

3. Modelo sedimentario

La sedimentación actual del estuario ha sido estudiada mediante 20 sondeos (Boyd y Honig 1992, fig. 46). Por debajo se encuentran limolitas laminadas oscuras de baja energía con fauna salobre y evolución granocreciente, que representan el relleno inicial del estuario.

En la parte interna se encuentran lodos oscuros algo bioturbados, con restos de plantas y fauna mixta (marina-estuarina).

En la parte media, arenas finas arcillosas con lechos de conchas, abundantes bioturbaciones, laminas de lodo orgánico y corrientes bimodales (facies del delta tidal distal), sobreyacen al lodo del estuario interno (fig. 46). Escasos canales están representados por arenas con cantos, bioclastos y fauna marina. En los bordes se depositan lodos orgánicos.

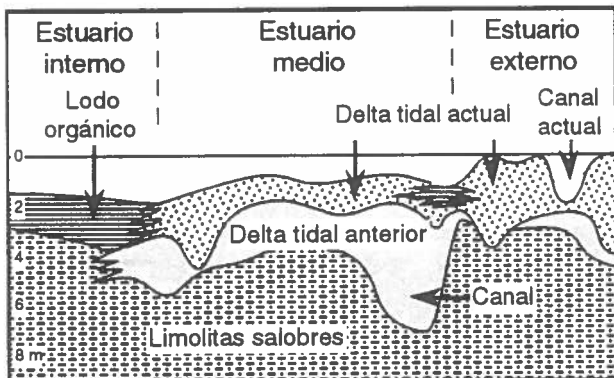


Fig. 46 : Sección longitudinal del estuario de Lawrence-town, en base a 20 sondeos (según Boyd y Honig 1992).

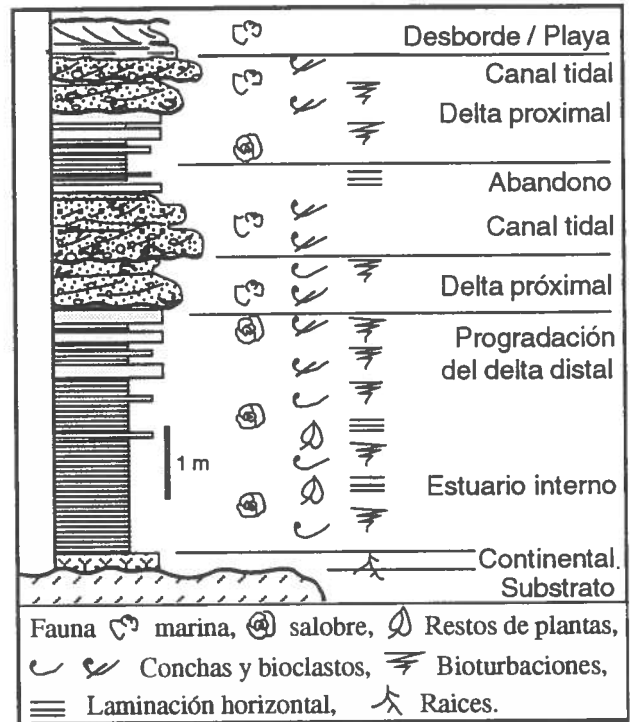


Fig. 47 : Secuencia de relleno del estuario de Lawrence-town, suponiendo que se termine con depósitos de playa al tope (según Boyd y Honig 1992).

En la parte externa dominan niveles arenoso estratocrecientes del delta tidal progradante y facies gruesas de canal con base erosiva y laminación oblicua buzando hacia la tierra.

La sucesión traduce el relleno progresivo del estuario por progradación hacia el fondo del delta de flujo alimentado por los sedimentos procedentes del mar. La secuencia resultante es típicamente granocreciente (excepto por los depósitos de abandono de canales), y comprendería desde abajo (fig. 47): lutitas oscuras del estuario interno, unidades granocrecientes del delta tidal progradante y, supuestamente, depósitos de la barrera de playa.

VI. DELTA COMPLEJO DOMINADO POR LAS MAREAS : EL GOLFO DE GUAYAQUIL (según Cruz 1974, Benitez 1975).

1. Marco geográfico

El río Guayas nace de la confluencia de ríos meandriformes (Daule y Babahoyo) procediendo de una cuenca vertiente de 31.000 km². El delta está ubicado a 2°30' S, bajo clima cálido (≈ 25° promedio anual), en la zona transicional entre el clima tropical húmedo de tipo colombiano y el clima árido peruano, controlado por la corriente fría de Humboldt. Por lo tanto, la pluviosidad anual aumenta rápidamente del SO (400 mm) al NE (3100

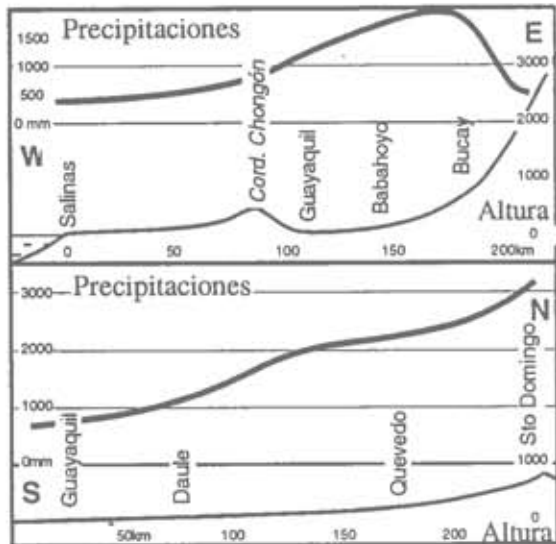


Fig. 48 : Repartición de las precipitaciones en la cuenca vertiente del río Guayas a lo largo de secciones E-W (arriba) y N-S (abajo) (datos de CEDEGE 1975).

mm) de la cuenca vertiente, y con la altura (fig. 48). La mayor parte de las lluvias ocurren entre Diciembre y Mayo.

La amplitud de las mareas semi-diurnas es de 1,8 m al entrar en el canal del Morro, y son amplificadas por la forma en embudo del Golfo, hasta alcanzar 3,3 m en Guayaquil. El agua salada entra tierra adentro hasta 200 km al Norte de la Isla Puna: cerca de Babahoyo, el agua del río contiene 2 ppm de derivados de cloro a marea baja, y 8 ppm a marea alta.

Los vientos dominantes provienen del OSO con una velocidad promedio de 9 km/h en las mañanas y 20 km/h en las tardes. En el Golfo, las olas son generalmente débiles. Entre Enero y Mayo, 30 % de éstas miden más de 1 metro, contra 60 % de Junio a Diciembre. En ambos casos, 2/3 de las olas llegan del Sur y 1/3 del SO. Los vientos y las olas generan derivas litorales notables, que convergen en dirección de la desembocadura : van hacia el E o el SE a lo largo de las costas S de la Península y de la Isla Puna, y hacia el N en las costas O del continente (Machala) y de la Isla Puna (fig. 49).

2. Morfología

En la cabeza del delta se observan depósitos fluviales rellenando cauces abandonados del río Guayas (fig. 49). En la llanura deltaica, se diferencian dos zonas. Al Oeste (Estero Salado), los manglares y pantanos están cortados por numerosos canales de marea sinuosos y bifurcados (esteros), están bordeados por llanuras de marea. Un delta tidal alargado está ubicado cerca del canal del Morro. Aquí solo desembocan ríos secundarios (Chongón, Daular,...). Dicha zona está claramente dominada por las oscilaciones tidales. Al Este (río Guayas, fig. 49), los canales son rectos, llanuras tidales estrechas solo existen en zonas protegidas, y se notan abundantes barras arenosas tidales alargadas, que

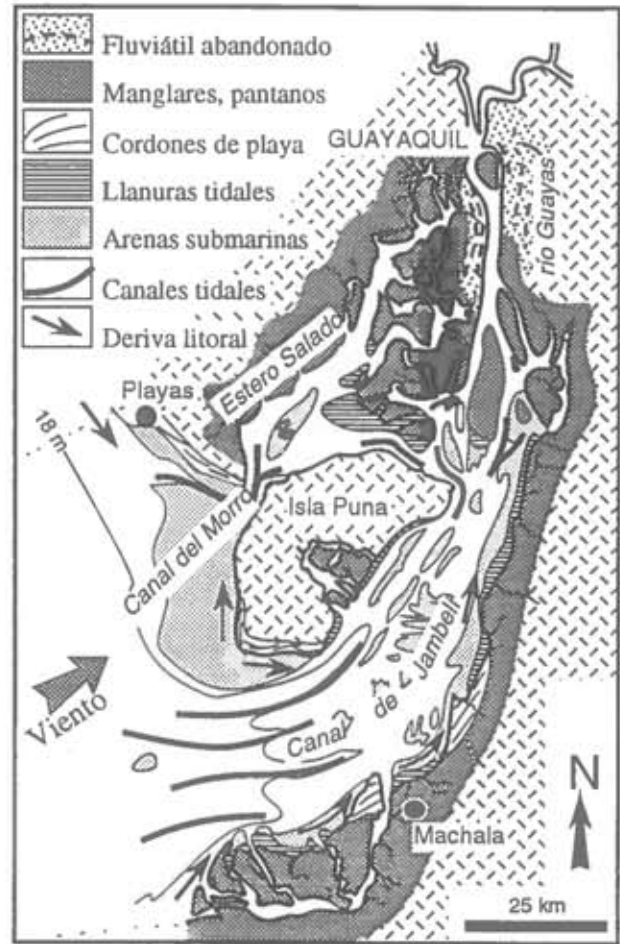


Fig. 49 : Mapa del delta del río Guayas (Golfo de Guayaquil) (según Cruz 1974, Benitez 1975).

atestiguan la importancia de las corrientes de marea, y los aportes fluviales.

En la parte distal del delta se hace sentir el oleaje. Existen también dos zonas (fig. 49). El canal de Jambelf (al SE), está caracterizado por abundantes barras tidales separadas por canales de marea. Manglares y llanuras tidales solo existen atrás de los cordones de playa edificados por la deriva litoral en el lado SE, o en bahías protegidas. En el Sur de la Isla Puna y más al NO (fig. 49), playas y cordones arenosos debidos a las olas y la deriva litoral delimitan llanuras saladas que existen a lo largo de toda la costa Sur de la Península, hasta Salinas. Las arenas submarinas ubicadas en la desembocadura del canal del Morro representan las levées del canal tidal y el delta tidal de reflujo del Estero Salado.

3. Dinámica de las mareas

Las medidas in situ de las corrientes de marea y de la granulometría de los depósitos (Cruz 1974, fig. 50) precisan esas observaciones. A marea baja, las corrientes son débiles, excepto en el río Guayas. Al subir (fig. 50), la marea induce corrientes fuertes en los canales de Jambelf (1 m/s) y del Morro (0,7 m/s), depositando un delta tidal de flujo en el Estero Salado. La corriente empieza a invertirse en el río Guayas. A marea alta, la circulación casi cesa



Fig. 50: Potencia y dirección de las corrientes tidales durante un ciclo de marea en el golfo de Guayaquil (según Cruz 1974). Véase el texto.

en el Golfo ($< 0,3$ m/s), pero la onda de flujo, amplificada y atrasada, se vuelve máxima (1 m/s) en el río Guayas (fig. 50), explicando el escalonamiento de las mareas alta entre Guayaquil y las Playas de la Península (estuario hipsincrónico). Cuando baja la marea (fig. 50), fuertes corrientes de reflujo barren el canal de Jambelí (1 m/s), mientras que, en el del Morro, corrientes de reflujo (0,5 m/s) edifican el delta tidal. En el río Guayas, la onda de reflujo empieza, y alcanzará su máximo a marea baja (fig. 50). Al Norte de la Isla Puna, la inversión de la circulación entre la marea baja y la marea alta indica que el Estero se rellena y se vacía más lentamente que el canal de Jambelí.

El papel de las corrientes tidales está ilustrado por el contraste entre los depósitos gruesos de la parte E (Jambelí, Guayas) y los finos de la O (Estero Salado, fig. 51). Notemos que el material grueso no parece depositarse en el Estero Salado, sino al Sur del canal del Morro.

4. Conclusiones

El delta del Guayas comprende dos sistemas se-

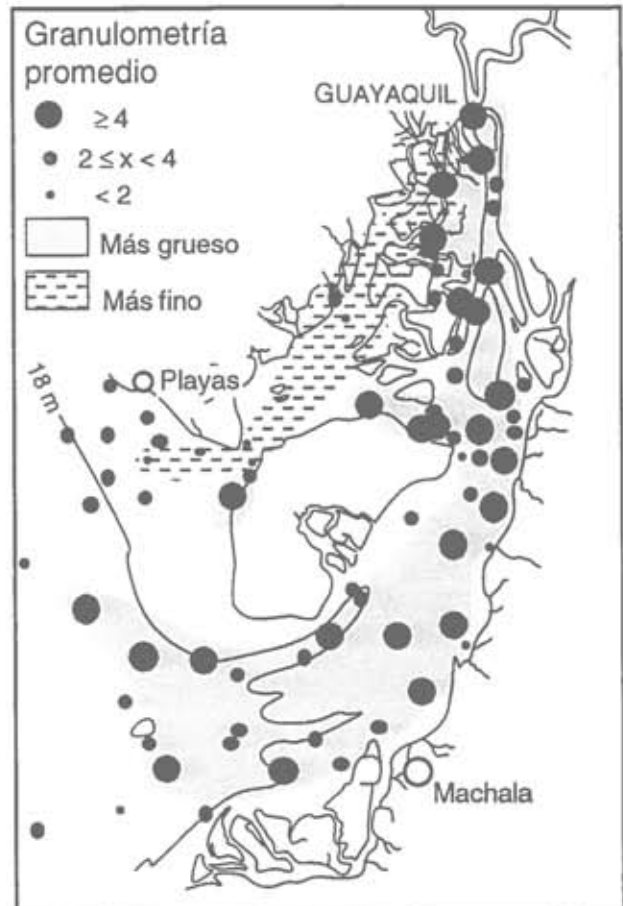


Fig. 51: Granulometría de los sedimentos actuales en el delta del Guayas (según Cruz 1974).

dimentarios distintos. Al Este, el río Guayas y el canal de Jambelí constituyen un delta dominado por las corrientes de marea, donde los aportes fluviales forman barras tidales de arena gruesa (fig. 49 y 51). Al Oeste, el Estero Salado es un estuario dominado por las mareas, con poca influencia fluvial, caracterizado por una sedimentación fina y la edificación de deltas tidales (fig. 49 y 51). Como todos los estuarios, será probablemente rellenado por los aportes sedimentarios. La individualización de esos sistemas, se debe al relieve morfológico de la Isla Puna al Sur, y al Norte, a los productos de la progradación deltaica que constuyen las tierras ubicadas al Sur de Guayaquil. Al Sur, se nota una nítida influencia de las olas y de las corrientes litorales.

Orientación bibliográfica

- ALLEN, G.P., 1989: Les deltas et les bassins deltaïques. in : *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*. 383-419, Technip edit., Paris.
- ALLEN, G.P., 1991: Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary : a recent model of microtidal estuarine systems. in: G.D. SMITH, G.E. REINSON, B.A. ZAITIN & R.A. RAHMANI, eds., *Clastic tidal sedimentology*. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 16, 29-40.
- BENITEZ, S., 1975: Morfología y sedimentos de la plataforma continental del Golfo de Guayaquil. Tesis Ing. Esc. Pol. Lit., 158 p.
- BOYD, R. & HONIG, C., 1992: Estuarine sedimentation on the Eastern shore of Nova Scotia. *J. sedim. Petrol.*, 62, 569-583.
- BROUSSARD, M.L., ed., 1975: Deltas, models for exploration. *Geol. Soc. Houston*, 555 p.
- CHAMLEY, H., 1989: Les milieux de sédimentation. BRGM edit., Orléans, 173 p.
- CLIFTON, H.E., 1982: Estuarine deposits. in: P.A. SCHOLLE & D. PEARING, eds., *Sandstone Depositional Environments*. *Mem. AAPG*, 31, 179-189.
- COLEMAN, J.M., 1982: Deltas. Processes of deposition and models for exploration. *Intern. Human Res. Develop. Corp.*, Boston, 2nd ed., 124 p.
- COLEMAN, J.M. & PRIOR, D.B., 1982: Deltas environments and facies. in: P.A. SCHOLLE & D. PEARING, eds., *Sandstone Depositional Environments*. *Mem. AAPG*, 31, 139-178.
- CRUZ, R., 1974: Morphodynamics and sedimentation of the río Guayas delta, Ecuador. Ph.D.Tesis, Univ. Luisiana, 103 p.
- DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. & BOYD, R., 1992: Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sedim. Petrol.*, 62, 1130-1146.
- DAVIS, R.A., 1978: Coastal sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, 420 p.
- ELLIOTT, T., 1986: Deltas. in: *Sedimentary Environments and Facies*, H.G. READING ed., Blackwell Sci. Publ., 113-154, Londres.
- FISK, H.N., McFARLAN, E.Jr., KOLB, C.R. & WILBERT, L.J.Jr, 1954: Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. *J. Sedim. Petrol.*, 24, 76-99.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K., 1983: Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag, Berlin, New-York, 423 p.
- LEEDER, M.R., 1982: Sedimentology, Process and product. Allen & Unwin, Boston, 344 p.
- MERMEY, P., BERTRAND, J.-P., BOT, P., CERMELLI, L., MOSDITCHIAN, G., PASSERON, J.-P., PIZON, J., SULPICE, L., BLANC, R., ALLEN, G. & STADNISKY, N., 1986: Corps sédimentaires: Exemples sismiques et diagraphiques. Technip edit., Paris, 349 p.
- MIALL, A.D., 1979: Deltas. in: R.G. WALKER, ed., *Facies Models*. *Geoscience Canada, Rep. Ser.*, 43-56.
- NUMMEDAL, D. & SWIFT, D.J., 1989: Transgressive stratigraphy at Sequence-Bounding unconformities : some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. in: D. NUMMEDAL, O.H. PILKEY & J.D. HOWARD, eds., *Sea-level fluctuations and Coastal evolution*. *SEPM Spec. Publ.*, 41, 242-260.
- OOMKENS, E., 1967: Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. Mijnbow*, 46, 265-278, Amsterdam.
- OOMKENS, E., 1974: Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger delta complex. *Sedimentology*, 21, 195-222, Amsterdam.
- ORTON, G.J. & READING, H.G., 1993: Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475-512, Amsterdam.
- POSTMA, G., 1990: Analysis of the variation in delta architecture. *Terra nova*, 2, 124-130.
- ROY, P.S., THOM, B.G. & WRIGHT, L.D., 1980: Holocene sequences on an embayed high energy coast : an evolutionary model. *Sedimentary Geology*, 26, 1-19.
- Van WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D., 1991: Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods Explor. Series*, 7, Tulsa, 55 p.
- WRIGHT, L.D., 1977: Sediment transport and deposition at river mouths : a synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 857-868.