

1977, Barcelona

*Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 8: 7-45

Andrés MALDONADO

*Instituto «Jaime Almera»*

*C.S.I.C.*

*Universidad de Barcelona*

# Introducción geológica al delta del Ebro

## GEOLOGICAL INTRODUCTION TO THE EBRO DELTA

### ABSTRACT

The Ebro River, draining approximately one-sixth of the Iberian Peninsula, is the fourth largest delta (350 km<sup>2</sup>) in the Mediterranean. A detailed investigation based on aerial photographs and an early map (16th century) as well as coring and physical oceanographic and hydrographic surveys, shows that this delta has undergone remarkable modification during historic times.

The factors affecting recent delta evolution and morphology include fresh water discharge and short-term hydrologic fluctuations, and coastal processes. The latter involve the interaction of seiches plus tides (low range), wind generated waves, and occasional storm wave fronts. However, the most significant factor in recent years has been the notable decrease (by about 15%) of river discharge, as a result of damming and increase in irrigation.

The sediments of four major environments form the delta plain: fluvial, paludal, fluvio-marine, and holomarine. The bay and shelf deposits are intimately related to the fluvio-marine and holomarine. These six facies build up the delta complex and can be grouped as types of sequences: (1) transgressive, (2) coarsening-upward, and (3) fining-upward. The type and number of sequences change in each borehole depending on situation and distance to the inland limit of the delta plain. A sharp increase in the effective rate of sedimentation towards the top of these sequences, correlative to a slowing in the rate of sea level rise, has been detected.

The Ebro deltaic plain consists of three pronounced delta lobes extending 26 km seaward. The development of two of these lobes has notably increased the delta plain surface area during the past four centuries. A major flood in 1937 resulted in a fourth lobe when a new channel broke through one of the existing lobes. This channel diversion resulted in the abandonment of the older lobe in less than 20 years. By 1971, four generations of emerged and submerged mouth bars had formed.

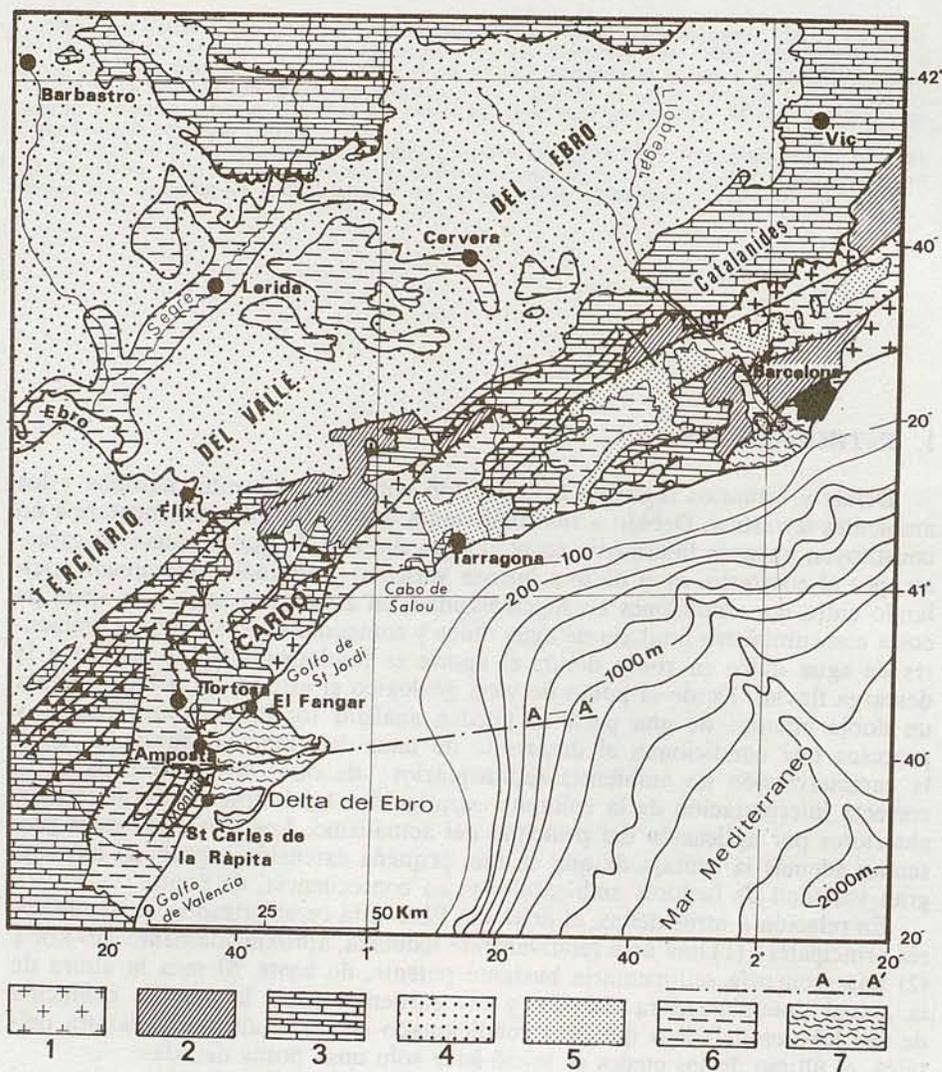
The erosion of abandoned lobate deltas provides sediment for the development of beaches and nearshore spits, whose changes in dimension and form are extremely rapid; nearshore erosion also accounts for modification of the submerged prodelta zone.

## 1. INTRODUCCIÓN

Deltas y estuarios registran la transición entre los ambientes marinos y los ambientes terrestres. Debido a sus condiciones estos ambientes sedimentarios no constituyen un paso intermedio entre el agua dulce y el agua marina; su carácter, por el contrario, es el de una intensa variedad y alteración estacional, oscilando entre las condiciones de hipersalinidad, en zonas próximas a la línea de costa con suministro limitado de agua dulce y sometidas a desecación, a ambientes de agua dulce en zonas donde el aporte es fundamentalmente debido a la descarga fluvial. Desde el punto de vista geológico el estudio de deltas presenta un doble interés: de una parte se pueden analizar los factores ambientales y procesos que condicionan el desarrollo de unas determinadas facies, es decir la caracterización de ambientes sedimentarios; de otra, se puede llegar a la correcta interpretación de la columna estratigráfica basándose en los resultados anteriores por aplicación del principio del actualismo. Los deltas recientes presentan además la ventaja de que en una pequeña extensión superficial hay una gran variedad de factores ambientales y, en consecuencia, de facies.

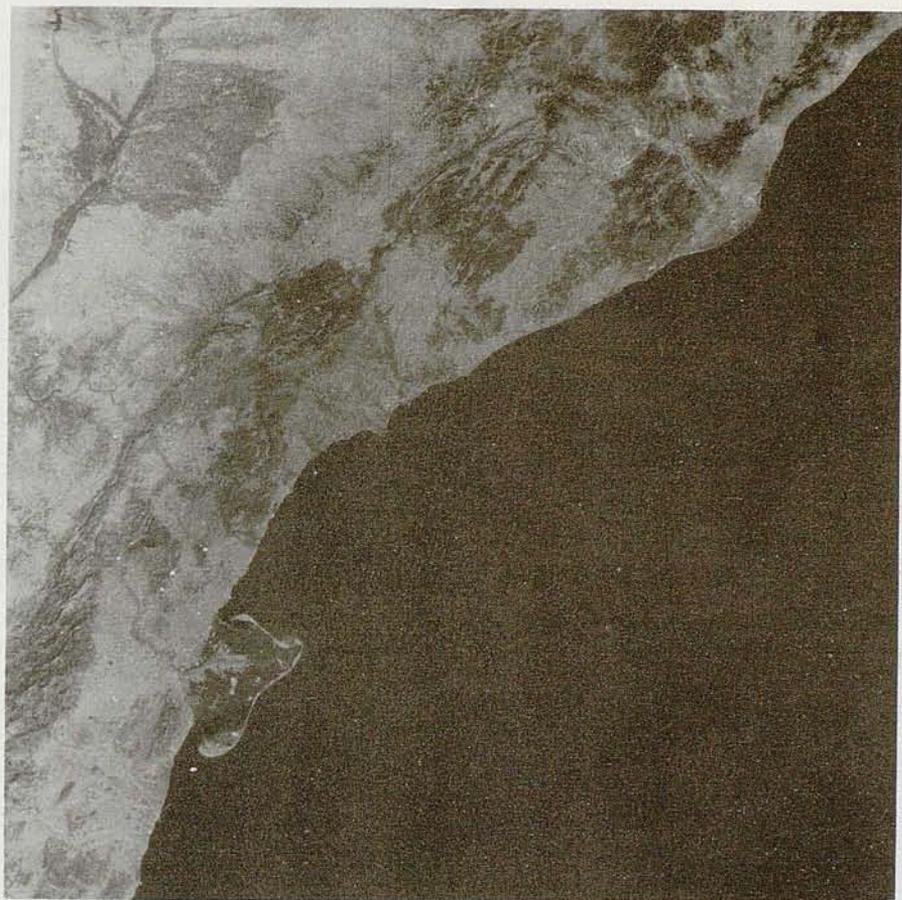
En relación a otros deltas, el delta del Ebro está caracterizado por tres factores principales: (1) una área relativamente reducida, aproximadamente 350 km<sup>2</sup>; (2) una secuencia sedimentaria bastante potente, de hasta 70 m a la altura de la actual desembocadura del río, y (3) particularmente la notable evolución de sus lóbulos deltaicos que han condicionado el desarrollo de la llanura deltaica, el último de los cuales se inició hace sólo unas pocas décadas.

El delta del Ebro está geológicamente situado en la terminación suroriental de los *Catalánides* y forma la prolongación en el mar del relleno Neógeno-Cuaternario del *Bajo Ebro* (figs. 1, 2 y 3). Los *Catalánides* son cadenas montañosas constituidas por materiales del Paleozoico y Mesozoico fuertemente plegados; estas cadenas se desarrollan esencialmente paralelas a la línea de costa, alineadas en una dirección NNE-SSW (LLOPIS, 1947). En el área del Bajo Ebro afloran dos grandes unidades cartográficas del Mesozoico separadas por el río. La unidad meridional está representada por las estribaciones montañosas del Montsià, las cuales se prolongan hacia el Norte de una manera discontinua hasta el actual eje fluvial. La unidad septentrional tiene mucha mayor importancia cartográfica y en gran parte corresponde al denominado bloque del Cardó. Asimismo



**Figura 1.** Esquema geológico y situación del delta del Ebro en el marco regional. 1, granito; 2, Paleozoico; 3, Mesozoico y Paleógeno (marino); 4, Paleógeno (continental); 5, Neógeno (marino); 6, Pleistoceno; 7, Holoceno (deltas); A-A', situación del perfil representado en la figura 17.

**Figura 2.** Fotos aéreas de la costa catalana, tomadas por el satélite «NASA Earth Resources Technology Satellite (ERTS-1)», bandas 4 y 5, con el delta del Ebro y sus inmediaciones (18 de agosto de 1972).



mo esta unidad se prolonga hacia el Sur de una manera discontinua, hasta el Mont Rodó en las inmediaciones del Ebro.

El Terciario está representado en el curso bajo del Ebro. El Paleógeno está relacionado con la evolución del Mesozoico. Por el contrario, el Neógeno es francamente discordante y corresponde al relleno de un estuario en gran parte estructuralmente controlado y desarrollado por el gran bloque infrayacente y basculado mesozoico. Este bloque está delimitado en su margen occidental por una falla normal y ha sido basculado hacia el mar en su parte oriental, por la que fue invadido durante la transgresión del Plioceno.

Dicho estuario antiguo está actualmente representado por una estrecha cuenca orientada NNW-SSE, cuyo eje está relleno por depósitos fluviales recientes del río Ebro. Potentes depósitos pliocenos y cuaternarios afloran sobre cada lado de la cuenca.

El esquema geomorfológico básico de esta zona es el resultado de estructuras profundas que controlan el substrato (STOECKINGER, 1971). Estas estructuras son dos grandes anticlinorios orientados esencialmente NE-SW y sensiblemente paralelas a la costa. El anticlinorio oriental se localiza en la plataforma continental, mientras que el occidental está en tierra (montañas del Cardó y Montsià). Estos anticlinorios están cortados perpendicularmente por grandes fallas NW-SE, las cuales delimitan una serie de bloques estructurales del Mesozoico.

En este artículo se realiza una descripción de los ambientes sedimentarios del delta del Ebro, factores que han controlado el desarrollo, y su evolución. Como base de esta descripción se han seguido los trabajos sedimentológicos y estratigráficos previamente realizados por el autor, a los que se remite al lector interesado para una documentación más extensa (MALDONADO, 1972, 1975a, 1975b; MALDONADO y col., 1977).

## 2. FACTORES QUE INFLUENCIAN EL DESARROLLO DELTAICO

Hay cinco grupos principales de factores que influyen el desarrollo deltaico: (1) régimen fluvial; (2) procesos costeros; (3) comportamiento estructural del área y cambios del nivel de base; (4) morfología del precontinente, y (5) clima. La interacción entre estos factores condiciona las características específicas y evolución de cada delta en particular; en función de su importancia se pueden clasificar diferentes tipos de deltas. Cuando el proceso dominante es el régimen fluvial, se tiene el tipo de «deltas regidos por el río», cuyo ejemplo clásico es el delta del Mississippi. Estos deltas están caracterizados por prolongarse extensamente mar afuera sobre la plataforma continental, poseer una línea de costa altamente festoneada e irregular, y una gran extensión de la llanura deltaica es atribuible al ambiente palustre. Por el contrario, cuando los procesos costeros son los dominantes ocurre el otro extremo de la gama, es decir los «del-

**Figura 3.** Fotos del satélite «NASA Earth Resources Technology Satellite (ERTS-1)», bandas 6 y 7 del delta del Ebro y sus inmediaciones (18 y 19 de agosto de 1972).



tas regidos por las olas», «deltas regidos por las mareas» o «deltas regidos por las corrientes». Estos deltas están caracterizados por una línea de costa mucho más regular y una penetración mucho más reducida mar adentro en la plataforma continental. Su llanura deltaica se desarrolla en gran parte próxima a la antigua línea de costa como el relleno del cauce bajo del río. Un ejemplo clásico del delta regido por las olas es el del Senegal (WRIGHT and COLEMAN, 1973).

El delta del Ebro es un caso intermedio donde la influencia fluvial está claramente marcada por la notable proyección mar adentro de la llanura deltaica (unos 26 km), y los procesos costeros están reflejados en la gran regularidad de la línea de costa, presencia de grandes flechas litorales y extensas llanuras de arena flanqueando el delta.

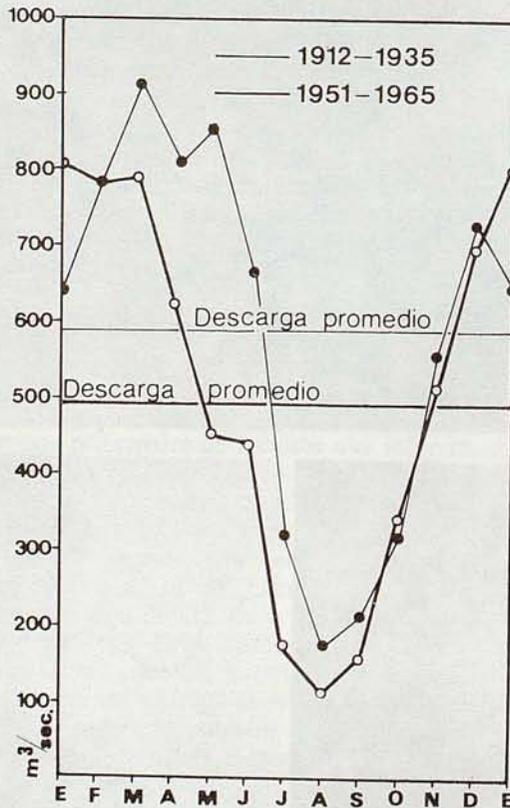


Figura 4. Descarga del río Ebro en Tortosa representada para dos periodos de tiempo diferentes.

## 2.1 El río Ebro

El río Ebro tiene una cuenca de escorrentía de 88.835 km<sup>2</sup> lo cual equivale a un sexto de la superficie total de España. Además del río Ebro hay una serie de pequeños torrentes que durante las épocas de lluvias aportan sedimentos al delta. Estos torrentes nacen en las inmediatas estribaciones montañosas al delta y forman pequeños abanicos de deyección en el contacto entre el Pleistoceno y la llanura deltaica. Su importancia relativa para el desarrollo del delta es muy reducida.

La profundidad del río en la llanura deltaica es muy variable, teniendo una media de 3 a 5 m en condiciones normales, aunque existen bancos de arena muy someros y depresiones con más de 8 m. La profundidad del río decrece fuertemente en la desembocadura, donde la boca llega a estar rodeada por un cinturón de barras de arena sumergidas a muy poca profundidad o que incluso pueden emerger. La anchura del río oscila entre 160 y 380 m.

La descarga fluvial ha sido representado para dos períodos diferentes de tiempo en la figura 4: del año 1912 al 1935 (MASACHS, 1948) y del 1951 al 1965. Entre estos dos períodos se observa una pérdida de descarga del 14,8 %. Puesto que durante los mismos períodos de tiempo los datos disponibles no registran, al menos en la zona del delta, un descenso notable de lluvia, la disminución en descarga fluvial es atribuida a la construcción de presas (especialmente Mequinsena y Ribarroja) y al aumento de los cultivos (MALDONADO, 1975 b).

El máximo de descarga fluvial ocurre en primavera, principalmente en marzo, debido al deshielo y a una precipitación relativamente elevada. El verano es la época de descarga fluvial más baja. La figura 4 representa el caudal fluvial en Tortosa y no incluye los 30 m<sup>3</sup>/seg de descarga promedio en los dos canales de irrigación de las márgenes del río.

El río Ebro está caracterizado además por grandes fluctuaciones de caudal entre las crecidas y épocas de estiaje. Las crecidas son causadas por tres factores: deshielo y grandes lluvias de verano y otoño. Las crecidas de otoño son las más peligrosas e incrementan el caudal en unas pocas horas (fig. 5). Durante las épocas de estiaje el caudal del río llega a reducirse hasta sólo 30 m<sup>3</sup>/seg.

El transporte de sedimentos por el río Ebro no ha sido calculado sistemáticamente. Algunos estudios en este sentido han dado cifras en el orden mínimo de 2,2 a 2,8 millones de toneladas de sedimentos finos (BAYERRI, 1934, 1935; CATALÁN, 1969). Los sedimentos groseros transportados no han sido determinados, pero ellos deben aumentar notablemente las cifras anteriores.

## 2.2 Procesos costeros

Desde el punto de vista de la dinámica marina, en la costa catalana los procesos más importantes son aquellos que ocurren de una manera no periódica tal como los temporales de levante y las secas («seixes»).

Las *mareas* tienen una oscilación máxima del orden de 20 cm y un mínimo prácticamente despreciable. Su influencia real para el desarrollo del delta es baja, pero tienen un efecto apreciable cuando se superponen a las secas.

Las *secas* son olas de gran longitud de onda que afectan al mar sumando su

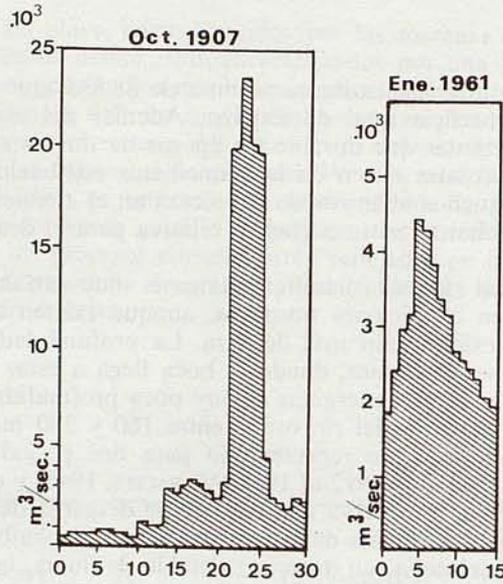


Figura 5. Dos ejemplos de descarga del río Ebro en Tortosa durante épocas de crecida.

efecto al de las mareas y olas normales. Estas ondas largas son generadas bajo condiciones atmosféricas bien definidas, coincidiendo ya sea con fuertes cambios barométricos de presión o como resultado de fricción a gran escala entre fuertes vientos de larga duración y el mar. La altura promedio de las secas es del orden de 50 cm y tienen un período de 12 a 13 minutos, aunque se producen secas excepcionales de hasta 3 m de altura. El efecto combinado de las secas y mareas produce frecuentes oscilaciones no periódicas del mar, del orden de 70 cm (fig. 6).

Los *levantes* son los más importantes temporales marinos que afectan a las costas catalanas, con componente del NE. Éstos son producidos por vientos originados en los Alpes septentrionales de Italia, que alcanzan las costas desde el E-NE y son frecuentemente muy fuertes y persistentes. Producen temporales con una frecuencia de 8 a 10 veces al año, generalmente durante la primavera y el otoño. Los levantes crean frentes de olas que, con excepción de las costas norte orientadas paralelamente a ellos, alcanzan al delta oblicuamente jugando un papel muy importante en el transporte litoral de sedimentos y morfología de las playas (MALDONADO, 1972, 1975b).

Los *vientos* más efectivos e importantes para el desarrollo del delta son los provenientes del N-NW (tramuntana, mestrall o cierzo de la región aragonesa), que tienen el doble efecto de generar olas y transportar arena en la llanura deltaica. Las playas norte están orientadas paralelamente a estos vientos, de esta manera las olas generadas las alcanzan oblicuamente y producen una notable deriva de sedimentos. Al mismo tiempo estos vientos transportan una gran can-

tividad de arena hacia el interior de la llanura deltaica y dentro de ésta, especialmente en las flechas litorales donde se forman importantes cordones de dunas. Los cordones de dunas alcanzan su mayor desarrollo durante el verano, mientras que el resto del año son frecuentemente erosionados y parcialmente destruidos por los temporales marinos. Los vientos de N-NW tienen por el contrario un papel muy limitado en el desarrollo de las playas meridionales del delta protegidas de él por la propia llanura deltaica.

Las *corrientes* en el Mediterráneo occidental han sido relativamente bien investigadas. En el área del delta del Ebro hay una corriente superficial general hacia el SW, que es el resultado acumulativo final de diversas corrientes, incluso de direcciones opuestas, actuando a lo largo del año (DUBOUL-RAZAVET, 1956, 1958; SUAU y VIVES, 1958; MARGALEF y HERRERA, 1964; LACOMBE et TCHERNIA, 1972; MALDONADO, 1972). En la primavera y el verano es característica una inversión de corrientes hacia el NE en el área del golfo de Sant Jordi (MALDONADO, 1972, 1975b).

La *temperatura* del agua del mar en superficie varía entre una media de 13°C en febrero a 25°C en agosto. Las aguas del fondo en la plataforma continental oscilan entre 13 y 16°C (MARGALEF y HERRERA, 1964).

### 2.3 La descarga fluvial

La salinidad media del agua marina en el Mediterráneo occidental es de 38 ‰, mientras que el agua de descarga fluvial es detectada en los perfiles

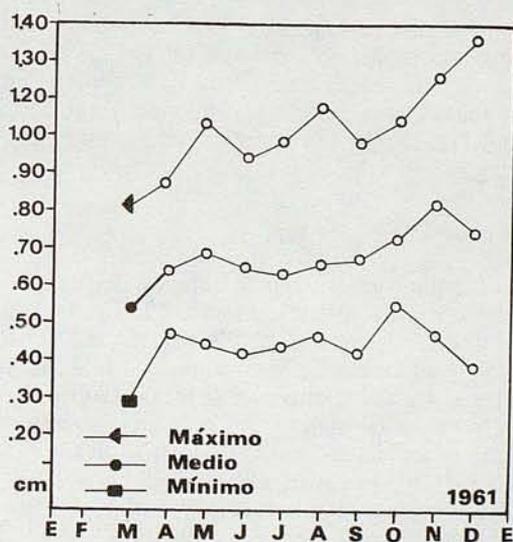


Figura 6. Variaciones del nivel del mar en el puerto de Barcelona sobre una señal fija. Año 1961.

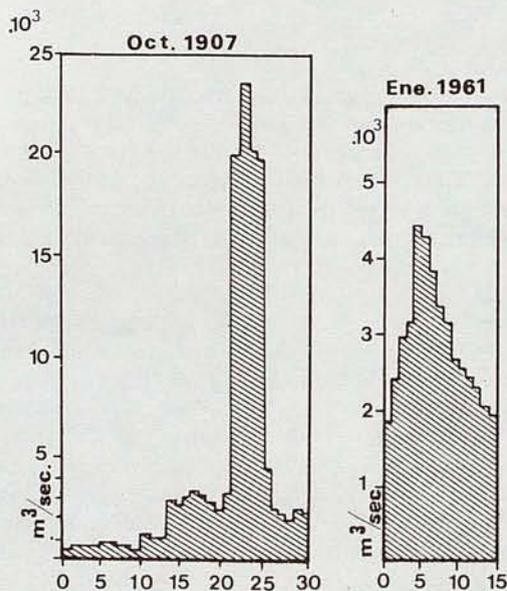


Figura 5. Dos ejemplos de descarga del río Ebro en Tortosa durante épocas de crecida.

efecto al de las mareas y olas normales. Estas ondas largas son generadas bajo condiciones atmosféricas bien definidas, coincidiendo ya sea con fuertes cambios barométricos de presión o como resultado de fricción a gran escala entre fuertes vientos de larga duración y el mar. La altura promedio de las secas es del orden de 50 cm y tienen un período de 12 a 13 minutos, aunque se producen secas excepcionales de hasta 3 m de altura. El efecto combinado de las secas y mareas produce frecuentes oscilaciones no periódicas del mar, del orden de 70 cm (fig. 6).

Los levantes son los más importantes temporales marinos que afectan a las costas catalanas, con componente del NE. Éstos son producidos por vientos originados en los Alpes septentrionales de Italia, que alcanzan las costas desde el E-NE y son frecuentemente muy fuertes y persistentes. Producen temporales con una frecuencia de 8 a 10 veces al año, generalmente durante la primavera y el otoño. Los levantes crean frentes de olas que, con excepción de las costas norte orientadas paralelamente a ellos, alcanzan al delta oblicuamente jugando un papel muy importante en el transporte litoral de sedimentos y morfología de las playas (MALDONADO, 1972, 1975b).

Los vientos más efectivos e importantes para el desarrollo del delta son los provenientes del N-NW (tramuntana, mestral o cierzo de la región aragonesa), que tienen el doble efecto de generar olas y transportar arena en la llanura deltaica. Las playas norte están orientadas paralelamente a estos vientos, de esta manera las olas generadas las alcanzan oblicuamente y producen una notable deriva de sedimentos. Al mismo tiempo estos vientos transportan una gran can-

tividad de arena hacia el interior de la llanura deltaica y dentro de ésta, especialmente en las flechas litorales donde se forman importantes cordones de dunas. Los cordones de dunas alcanzan su mayor desarrollo durante el verano, mientras que el resto del año son frecuentemente erosionados y parcialmente destruidos por los temporales marinos. Los vientos de N-NW tienen por el contrario un papel muy limitado en el desarrollo de las playas meridionales del delta protegidas de él por la propia llanura deltaica.

Las *corrientes* en el Mediterráneo occidental han sido relativamente bien investigadas. En el área del delta del Ebro hay una corriente superficial general hacia el SW, que es el resultado acumulativo final de diversas corrientes, incluso de direcciones opuestas, actuando a lo largo del año (DUBOUL-RAZAVET, 1956, 1958; SUAU y VIVES, 1958; MARGALEF y HERRERA, 1964; LACOMBE et TCHERNIA, 1972; MALDONADO, 1972). En la primavera y el verano es característica una inversión de corrientes hacia el NE en el área del golfo de Sant Jordi (MALDONADO, 1972, 1975b).

La *temperatura* del agua del mar en superficie varía entre una media de 13°C en febrero a 25°C en agosto. Las aguas del fondo en la plataforma continental oscilan entre 13 y 16°C (MARGALEF y HERRERA, 1964).

### 2.3 La descarga fluvial

La salinidad media del agua marina en el Mediterráneo occidental es de 38 ‰, mientras que el agua de descarga fluvial es detectada en los perfiles

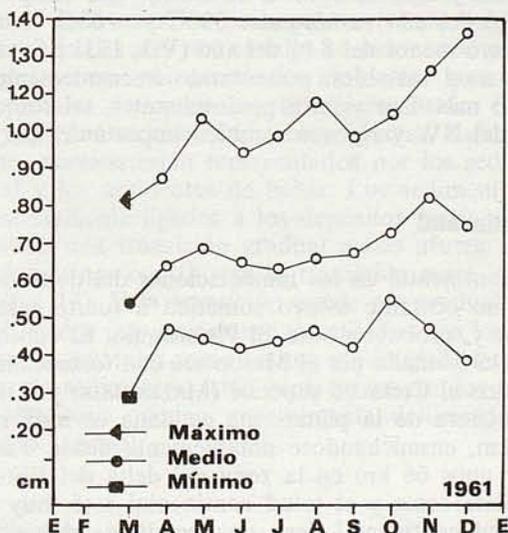


Figura 6. Variaciones del nivel del mar en el puerto de Barcelona sobre una señal fija. Año 1961.

de salinidad por presentar salinidades inferiores al 30 ‰. Esta descarga fluvial se distribuye en una capa superficial de agua menos salina, y por consiguiente menos densa, que progresa mar afuera hasta diluirse con el agua marina de salinidad normal. La capa de agua fluvial presenta una profundidad media del orden de 3 m, rodeada de una zona de mezcla que llega hasta unos 5 m. Dependiendo del régimen de vientos, estado del mar y volumen de descarga fluvial, la distribución de la masa de agua fluvial y su orientación mar afuera es muy variable (fig. 10). Durante períodos de crecida, sin fuertes vientos u olas, la descarga fluvial ocurre hacia el Norte, habiendo un contacto muy marcado entre el agua fluvial y el agua marina apreciable tanto en fotos aéreas como en perfiles de salinidad (fig. 10D). Con vientos fuertes del Norte la descarga fluvial queda muy reducida incluso hasta el punto de que una cuña de agua marina progresa agua arriba por el río y lleva a la salinización de los ambientes palustres. En condiciones de estiaje la descarga fluvial se concentra en un lóbulo poco definido frente a la boca del río que se diluye progresivamente mar afuera (fig. 10E, F). En casos de fuerte descarga fluvial y fuertes vientos del Norte, el flujo de agua fluvial es desviado mar afuera hacia el Sur a una corta distancia de la desembocadura del río (fig. 10C).

#### 2.4 Factores climáticos

El clima del delta del Ebro es del tipo Mediterráneo litoral, con una precipitación media de 53 cm por año y una variación de 30 a 80 cm por año. La precipitación de nieve es muy rara. La temperatura media varía entre 26°C en los meses de julio y agosto, a 10°C en enero. Las temperaturas máximas y mínimas a lo largo del año varían entre 39°C y -6°C, estando la temperatura por debajo de cero menos del 8 % del año (VÍA, 1931; SOLÉ-SABARÍS, 1958).

Los vientos son muy variables, presentando frecuentemente velocidades de 50 a 100 km/hora, o más. Los vientos predominantes, tal como se ha señalado anteriormente, son del NW y N; son también importantes los vientos del NE.

#### 2.5 El margen continental

La plataforma continental en las inmediaciones del delta del Ebro es en la actualidad estable, no obstante estuvo sometida a fuerte subsidencia durante el Terciario superior y, probablemente, el Pleistoceno. El substrato de la plataforma continental está formado por el Mesozoico con formaciones que varían en edad desde el Triásico al Cretáceo superior (MALDONADO y RIBA, 1973). Al sur de Barcelona, la anchura de la plataforma catalana es muy reducida, aproximadamente 15-18 km, ensanchándose notablemente desde Tarragona hacia el Sur, hasta alcanzar unos 66 km en la zona del delta del Ebro. En esta zona, el límite entre la plataforma y el talud continental está muy bien marcado a  $160 \pm 20$  m. El talud continental tiene una pendiente promedio de 2° y está cortado por pequeños cañones submarinos de corto recorrido (*gullies*) en su parte superior. Algunos de estos cañones tienen un perfil asimétrico representado por un margen derecho con bancos bastante elevados respecto al fondo del

cañón, y un margen izquierdo relativamente suave y poco pronunciado. MENARD, 1955, y HAMILTON, 1967, describen análoga disimetría en otros cañones submarinos del hemisferio septentrional atribuyéndola a la deposición diferencial de sedimentos debido al desplazamiento lateral de las corrientes de turbidez por la fuerza de Coriolis.

Sobre el substrato de la plataforma continental se encuentran potentes series del Cenozoico formando el relleno discordante de una estructura en bloques desarrollada por el Mesozoico. Los datos sísmicos ponen de manifiesto una potente serie de unos 4.000 m de Cenozoico aguas afuera de Tarragona y Valencia (STOECKINGER, 1971). En el área del delta, el Cenozoico tiene una potencia de unos 1.500 a 2.000 m. El Cuaternario en la plataforma está representado fundamentalmente por el Pleistoceno y varía considerablemente en espesor y facies. El Holoceno lo constituye fundamentalmente el mismo delta y se adelgaza notablemente fuera del área de influencia deltaica.

### 3. AMBIENTES DELTAICOS RECIENTES

En el delta del Ebro se pueden distinguir tres unidades fisiográficas fundamentales: (a) la llanura deltaica; (b) los ambientes marinos, y (c) los ambientes fluviomarinos y holomarinos. Los ambientes fluviomarinos están constituidos por sedimentos depositados a partir de un aporte fluvial directo, y se diferencian de los ambientes holomarinos porque los sedimentos de estos últimos son formados a partir de deriva litoral a lo largo de las costas (OOMKENS, 1970).

La llanura deltaica (fig. 7) ha sido construida por sedimentos pertenecientes a cuatro ambientes sedimentarios principales: (1) *fluvial*, que comprende los «levees» naturales, canales del río, canales abandonados y distributarios abandonados; (2) *palustre*, que comprende los ambientes lagunar, marismas, llanuras de arena y canales de corriente; (3) *fluviomarino*, fundamentalmente el frente deltaico, y (4) *holomarino*, que incluye playas, barras y flechas.

Los ambientes marinos están representados por los sedimentos de la plataforma continental y los ambientes de bahía. Los sedimentos fluviomarinos del prodelta están íntimamente ligados a los depósitos marinos de plataforma, con los cuales presentan una transición gradual aguas afuera. Los sedimentos fluviomarinos y holomarinos constituyen la transición entre los depósitos marinos y continentales (fig. 13). Esta transición puede ser gradual, con los límites deposicionales establecidos por variaciones cuantitativas en los parámetros que definen las diferentes facies, tales como textura y contenido faunístico. Otras veces, los diversos tipos de sedimentos están bien caracterizados como unidades individuales, y en este caso quedan generalmente delimitados por un contacto erosional o no deposicional.

#### 3.1 Ambientes fluviales

Los «levees» naturales están formados por los bancos que flanquean el cauce funcional del río. Estos bancos se desarrollan de una manera natural por la

sucesiva superposición de capas de sedimentos depositados por el río durante las crecidas y desbordamientos de su cauce. Los «levees» naturales tienen en la parte occidental del delta una altura media de 2,5 a 3,5 m sobre el nivel medio del río, decreciendo progresivamente hasta 0,5 m de altura media hacia el extremo oriental y zonas de intercanales, o en dirección perpendicular al cauce. Próximo a la desembocadura del río, los «levees» sólo alcanzan una altura de unos pocos decímetros.

La textura de los sedimentos es muy variable, mostrando éstos una gran dispersión en los diversos tipos de diagramas texturales  $\alpha\phi/Md\phi$ ,  $\sigma\phi/Md\phi$  y C/M (FRIEDMAN, 1961; PASSEGA, 1957; MALDONADO, 1972; MALDONADO y col., 1973). Así se encuentran arenas medias y limos, ausentes de estructura interna o mostrando localmente laminación cruzada de bajo ángulo y «ripples». El tamaño de grano y la proporción de niveles de arena intercalados muestra un descenso general hacia la desembocadura del río. Texturalmente los sedimentos están caracterizados en los diagramas C/M por estar formados por segmentos QR y RS (PASSEGA and BYRAMJEE, 1969), los cuales corresponden a sedimentos transportados en suspensión gradada y uniforme. El valor máximo de C para estos depósitos en el delta del Ebro es aproximadamente 400  $\mu\text{m}$ .

El contenido biológico está caracterizado por raíces y fragmentos de plantas. El contenido orgánico total es muy bajo, generalmente por debajo del 1 %, no obstante localmente el contenido en materia orgánica puede ser más elevado e incluso pueden llegar a aparecer delgados lechos turbosos, tal como en la isla de Gràcia (DOBBY, 1936). Frecuentemente los sedimentos han sido oxidados a un color rojizo como resultado de exposición subárea, mientras que los niveles sometidos a inundación presentan un color oscuro y son más ricos en materia orgánica.

Los canales fluviales abandonados se desarrollan cuando el río abandona un cauce funcional a favor de un nuevo cauce de recorrido más corto hacia el mar. Este fenómeno es denominado difluencia y resulta en la rápida colmatación del antiguo cauce. Los canales abandonados, aunque ocupan una pequeña extensión superficial, son de una gran importancia, pues han regido el desarrollo deltaico (fig. 7).

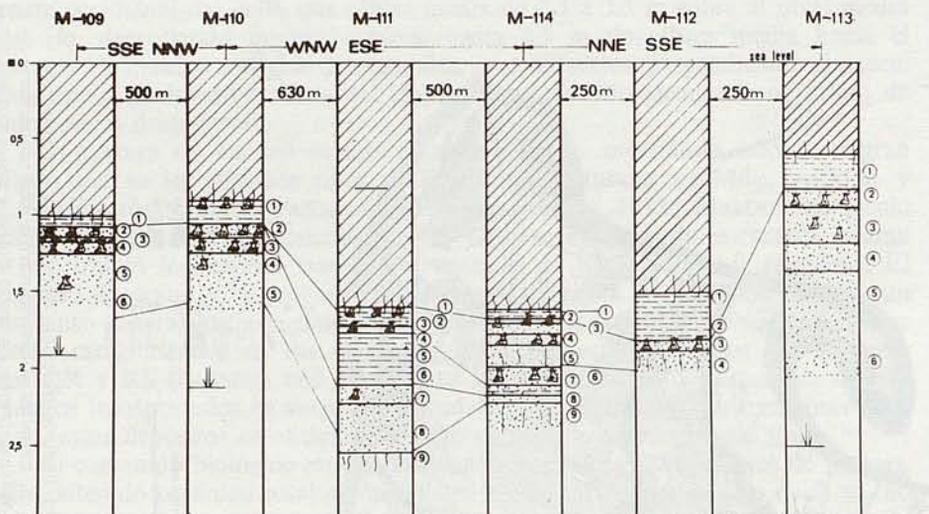
Los procesos de evolución de un cauce abandonado, tal como han podido ser observados en el delta del Ebro, son esencialmente análogos a los descritos en otros grandes deltas (por ejemplo, el delta del Mississippi, cf. KOLB and VAN LOPIK, 1966). Una cuña de arena se forma en la cabeza del canal abandonado, la cual tiende a colmatar el canal aguas abajo del punto de difluencia. En el otro extremo otra cuña de arena se forma en la boca del canal por aporte de sedimentos por las corrientes marinas. Durante los temporales marinos y las crecidas del río, los sedimentos finos, principalmente lutitas, penetran en el cauce abandonado por ambos extremos del canal. Los sedimentos eólicos y las dunas contribuyen asimismo a la colmatación del cauce. Finalmente una vegetación densa invade el canal desde sus márgenes, el cual se convierte en una marisma que tiende a ser rápidamente colmatada.

La textura de los sedimentos es muy variable. Hay una gradación general de arena a limo y arcilla hacia el centro del canal y hacia arriba en las secuencias sedimentarias. En la parte alta de la secuencia aparecen niveles alternantes de arcilla y materiales turbosos.



**Figura 7.** Distribución de los ambientes sedimentarios de la llanura deltaica del Ebro y características geológicas de las áreas adyacentes. A, «levees» naturales; B, canales y distributarios abandonados; C, ambientes lacustres actuales; D, ambientes lacustres colmatados (marismas de agua dulce y agua dulce-marinos); E, llanuras de arena permanentemente inundadas (lucios); F, ambientes fluviomarinos y holomarinós; G, marismas de agua salobre y enclaves de vegetación en las llanuras de arena; H, barras de arena; I, dunas; J, límite de la plataforma somera en la parte interna de la bahía; K, abanicos aluviales; Cuaternario indiferenciado; M, Pleistoceno: fanglomerados calcáreos; N, Pleistoceno: gravas fluviales poligénicas; O, Plioceno; P, Mesozoico; Q, Fallas.

EST DE LA TANCADA



ESTANY DE L'ENCANYISSADA

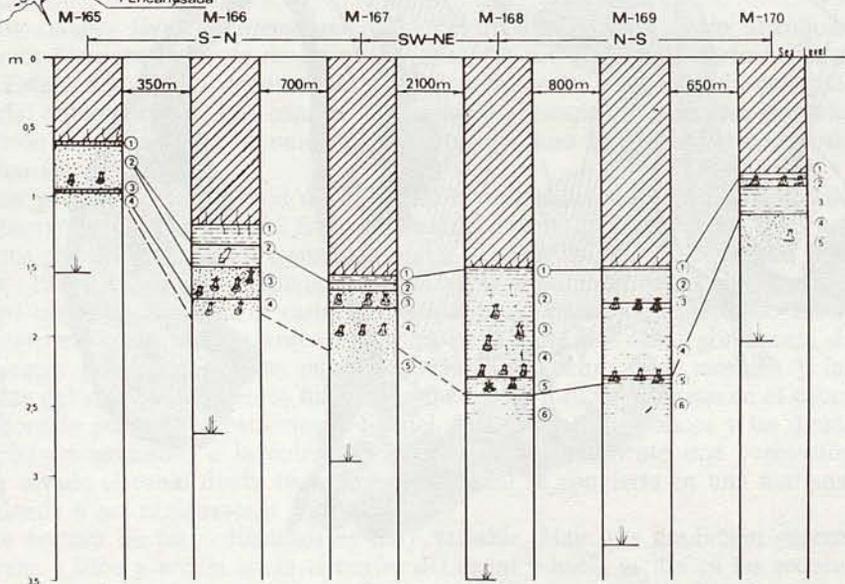


Figura 8. Testigos representativos del ambiente lagunar. El diagrama muestra la relación y tipos de facies presentes en el Estany de la Tancada y Estany de L'Encanyissada.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las truncaciones basales, laminaciones cruzadas no planares y bolas de arcilla. Estas estructuras gradan hacia arriba a laminaciones de «ripples» y laminaciones paralelas, y finalmente arcillas limosas homogeneizadas por actividad orgánica y raíces vegetales.

### 3.2 Ambientes palustres

El ambiente lagunar está caracterizado por sedimentos con alto contenido en materia orgánica. Este ambiente ocupa extensas áreas de la llanura deltaica (fig. 7). La profundidad media de las lagunas es de 1 m o menos; ninguna laguna excede de los 2 m.

Las diferentes lagunas de la llanura deltaica del Ebro están caracterizadas por fuertes cambios de salinidad periódicos y no periódicos. Asimismo hay diferencias de salinidad entre una y otra, pero éstas no están bien definidas en los tipos de sedimentos. La laguna de l'Encanyissada tiene la salinidad más baja, frecuentemente por debajo de 3 ‰. No obstante, cuando el nivel del mar se eleva en la bahía (MALDONADO, 1975b), el agua marina penetra en la laguna a través de un canal de corriente estrecho con lo que la salinidad aumenta notablemente. La salinidad en las otras lagunas generalmente oscila entre el 8 y el 30 ‰, pero durante el verano llega a ser superior.

Hay una gran variedad de sedimentos en el ambiente lagunar, estando definidos dos tipos fundamentales (fig. 8): (1) arenas con  $\alpha\phi \simeq 0$ ,  $\sigma\phi < 1$ , y agrupadas en el diagrama C/M en el área de suspensión gradada, y (2) lutitas con  $\alpha\phi \gg 0$ ,  $\sigma\phi \gg 1$ , y agrupadas en el diagrama C/M en el área de suspensión uniforme (MALDONADO, 1972, 1975b). El tipo primero se encuentra representado en la base de los testigos, mientras que el tipo segundo representa el nivel superior de los testigos y constituye el recubrimiento superficial de la mayor parte del fondo de la laguna (fig. 8).

Estratificación paralela y laminación son las estructuras más abundantes, las cuales están generalmente oscurecidas por una intensa bioturbación. Laminación cruzada se observa eventualmente en la base de las secuencias.

El contenido faunístico está caracterizado por numerosos pelecípodos a menudo representados por sólo unas pocas especies (por ejemplo *Cardium (Acanthocardia) tuberculatum*) y gasterópodos. Las lutitas contienen foraminíferos bentónicos y ostrácodos. En l'Encanyissada hay una asociación monoespecífica de *Protelphidium anglicum* Murray, excepto en el canal de corriente que realiza la comunicación con el Port dels Alfacs, donde *Ammonia beccarii* (Linné) llega a ser más abundante debido a las mayores salinidades (MURRAY, 1973; SCRUTTON, 1969). Análogamente, los lagos salobres están dominados por formas vivientes de *A. beccarii*, acompañadas de *P. anglicum* y *Elphidium oceanensis* (d'Orbigny). Los fragmentos de plantas aumentan muy notablemente hacia la parte superior de los testigos, paralelamente con un aumento del contenido en materia orgánica.

El fondo de los lagos está cubierto por sedimentos orgánicos negros del tipo sapropel. Han sido frecuentemente observados fenómenos de cementación por carbonatos de las arenas y las conchas de moluscos, o lo que es lo mismo, formación incipiente de rocas de playa («beach rock»).

La historia evolutiva de las lagunas se puede establecer en tres estadios sucesivos: (1) aislamiento de una bahía o albufera por barras litorales o flechas de arena; (2) cierre de este ambiente restringido y deposición de los sedimentos transportados por las corrientes dentro de la laguna, sedimentándose las fracciones más finas en las zonas más profundas y protegidas, mientras que las arenas se sedimentan en las partes más someras donde son retrabajadas por la acción del suave oleaje, y (3) desarrollo de una intensa vegetación sobre el fondo de la laguna, la cual se transforma en un ambiente reductor.

Las *marismas* constituyen un estadio más avanzado en la evolución de los ambientes palustres. En general hay una transición gradual entre los ambientes lacustres y las marismas. En función de su origen se pueden distinguir tres clases de marismas: (1) estadio final de la evolución de una laguna, donde los sedimentos orgánicos se desarrollan extensamente y llegan a colmar la antigua laguna; (2) estadio final de relleno de un canal abandonado, y (3) las marismas desarrolladas próximas a la línea de costa sobre los depósitos fluvio-marinos y holomarinos, tal como ocurre en parte de la isla de Buda.

Independientemente de su origen, las marismas pueden ser clasificadas en cuatro tipos diferentes atendiendo a la vegetación, perfil del suelo y salinidad del agua (KOLB and VAN LOPIK, 1966). Generalmente hay una gradación en el perfil vertical de una misma marisma cuya base corresponde a una marisma salobre y a una marisma de agua dulce en el techo de la secuencia. No obstante, para las marismas desarrolladas cerca de la línea de costa el perfil puede ser invertido con evolución a salinidad creciente hacia el techo de las secuencias.

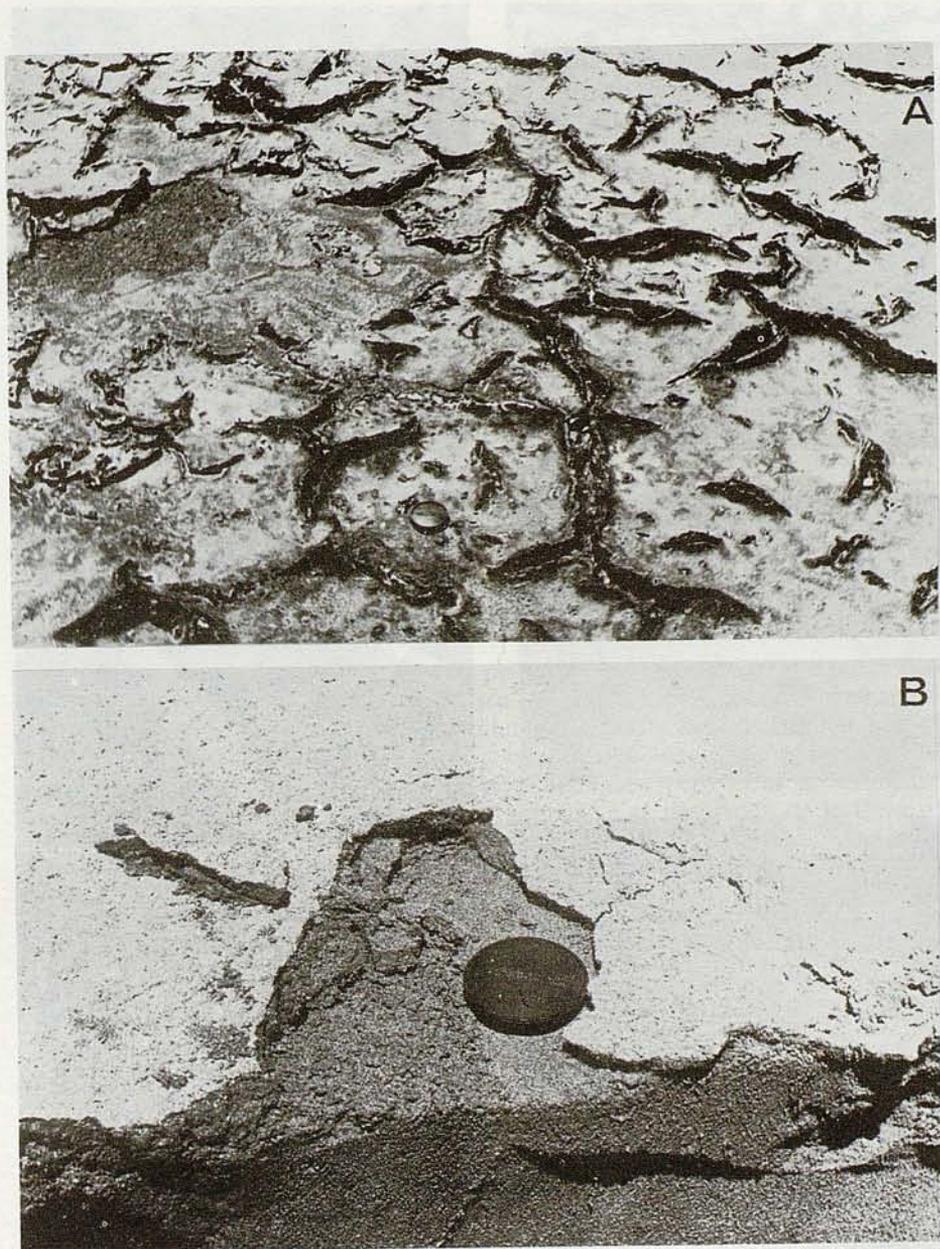
Las marismas del tipo de agua dulce a salobre son las más extendidas en el delta del Ebro. Éstas están formadas por un perfil de suelo consistente de un entramado vegetal desarrollado sobre turba. En algunos puntos el estadio final de la evolución de las marismas está marcado por la formación de un suelo de costras calcáreas cementando arenas (MALDONADO, 1975 b).

Los tipos de sedimentos son análogos a los de los ambientes lacustres. El contenido biológico consiste fundamentalmente en restos de plantas y gasterópodos continentales, ostrácodos y unos pocos foraminíferos con caparzones aglutinantes, especialmente *Jadammina macrescens* (Brady) y *Miliammina fusca* (Brady). Las estructuras predominantes son *burrows* y tubos de raíces. Eventualmente aparece laminación paralela, siendo muy rara la laminación cruzada. El contenido en materia orgánica es elevado, a menudo por encima del 10 %.

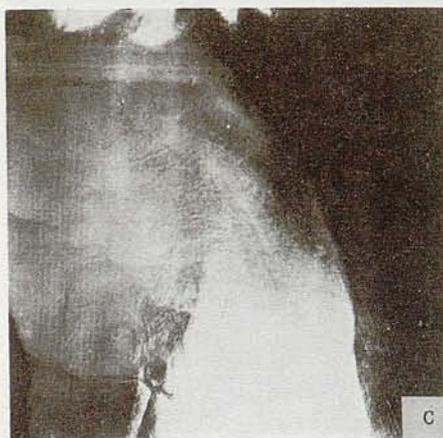
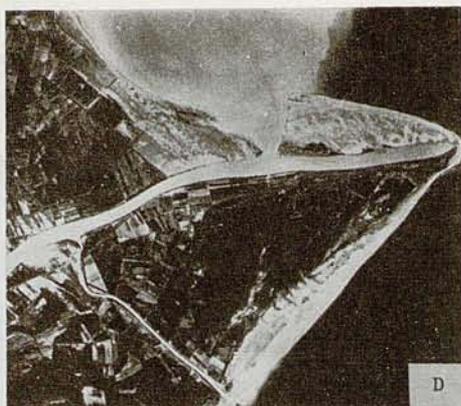
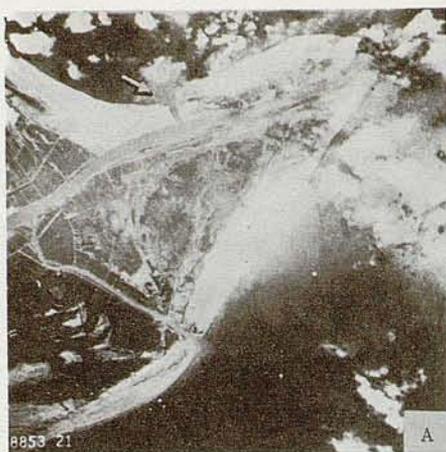
Las *llanuras de arena* ocupan la gran generalidad de las dos grandes flechas litorales que flanquean el delta. Este ambiente está asimismo bien representado en el actual frente deltaico al norte de la isla de Buda. Se trata de áreas llanas, ligeramente por encima del nivel medio del mar, que son inundadas parcialmente por una delgada lámina de agua.

La textura de los sedimentos de las llanuras de arena es muy característica y análoga a la de las arenas holomarinas. No obstante, se distinguen de éstas por la adición de una pequeña cantidad de lutita en el techo de las secuencias, la cual resulta del desarrollo de delgadas láminas zonales de algas («algal mat») y eventualmente de marismas o pequeños enclaves con vegetación que fomentan la captura de sedimentos finos (fig. 9A).

El contenido faunístico es variable, generalmente bajo. Está compuesto de pecicépidos y gasterópodos (*Cardium*, *Cyclope nariteus*, etc.), unos pocos fora-



**Figura 9.** Estructuras sedimentarias características de las llanuras de arena y flechas litorales. A, detalle de las estructuras de algas zonales («algal mat») en los lucios dels Alfacs; B, costra superficial de arena endurecida por sales de exudación en las flechas litorales, zona dels Alfacs.



**Figura 10.** El frente deltaico. Las fotografías aéreas verticales muestran los procesos de difluencia y evolución así como las características de la descarga fluvial en diversas condiciones y períodos de tiempo. A, febrero de 1946; B, 25 de febrero de 1946, nótese la descarga de agua dulce bien marcada y orientada hacia el Sur; C, 20 de julio de 1957, detalle de la descarga de agua dulce en el mar, nótese los contactos bien definidos entre las diferentes masas de agua; D, 1 de julio de 1957, en este caso la descarga fluvial se realiza hacia el Norte; compárese esta foto con la C; E, 25 de julio de 1967; F, noviembre de 1971 (ver explicación complementaria en el texto).

miníferos en los sedimentos más finos, y generalmente una gran cantidad de ostrácodos, los cuales sobrepasan en número a los foraminíferos.

La capa superficial de las llanuras de arena tiene a menudo una estructura en «esponja», con un espesor de 5 a 30 cm. Ésta es causada por la fluctuación del nivel freático y el escape de burbujas de aire. En el verano se forma, además, una lámina superficial de arena endurecida por sales de exudación (fig. 9B).

Los *canales de corriente* son pequeños canales que ponen en comunicación y drenan los diferentes ambientes palustres entre sí y con los ambientes marinos de aguas someras. El intercambio de agua está regido por cambios en densidad del agua (temperatura y salinidad), descarga fluvial y cambios del nivel del mar. Debido a las fluctuaciones notables de estas variables, de vez en cuando grandes volúmenes de agua son forzados a discurrir por estos canales, con fuerte aumento en velocidad. Esto da lugar a sobreexcavaciones de los fondos de los canales, los cuales pueden llegar a ser notablemente más profundos que los ambientes que conecta. Los sedimentos de este ambiente son muy diversos, presentando características análogas a los ambientes donde se desarrollan, es decir desde los ambientes holomarininos a las de los ambientes lacustres (fig. 12B).

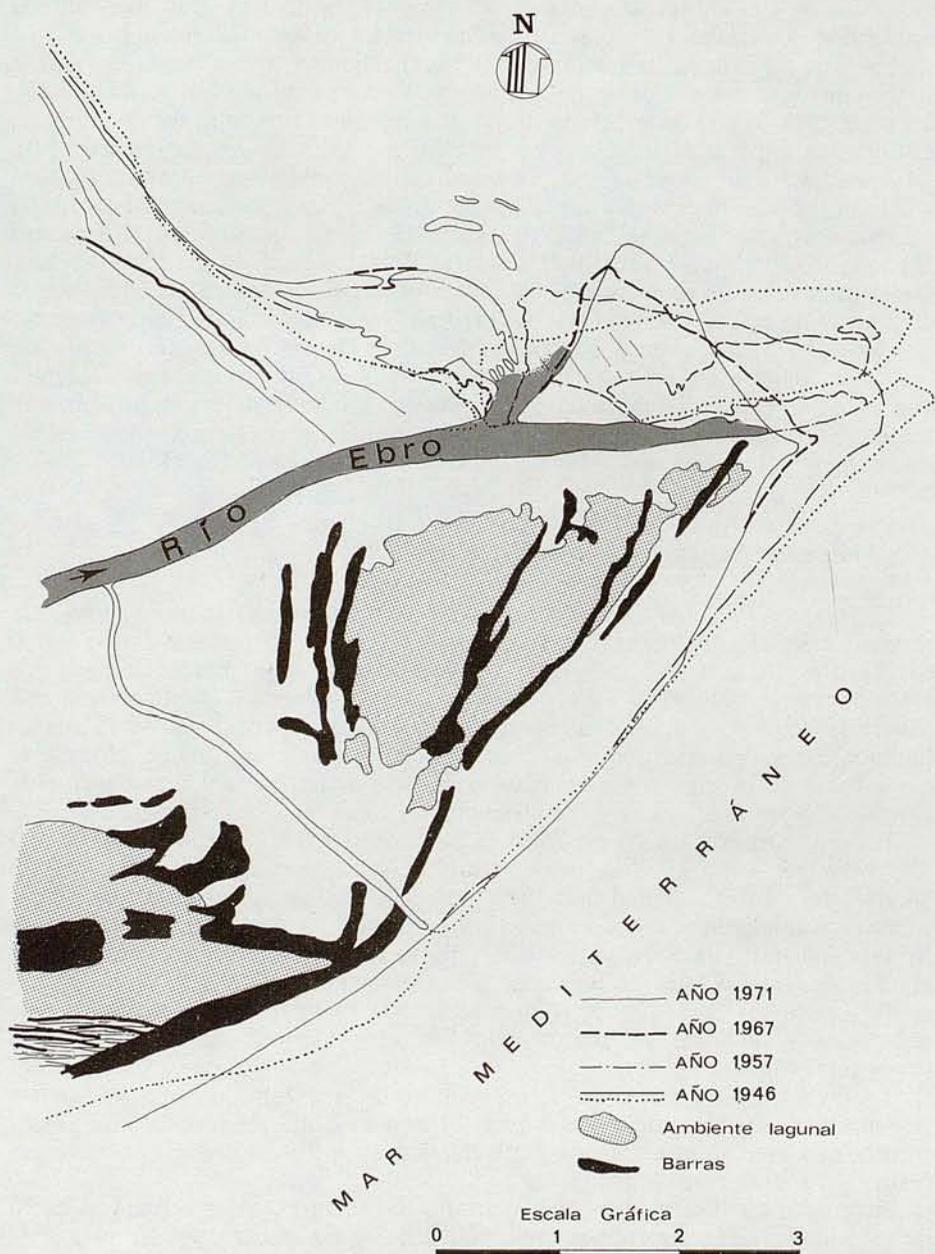
### 3.3 Ambientes fluviomarininos y holomarininos

El *frente deltaico* está caracterizado por la asociación de barras ligadas a la progradación deltaica (COLEMAN and GAGLIANO, 1965). El frente deltaico actual del Ebro presenta unas características intermedias entre las barras digitadas de arena (FISK y col., 1954; FISK, 1961) y las facies deltaicas de aguas someras (FISK, 1955). Es decir, existen barras bien definidas, pero éstas se extienden lateralmente y conectan con una capa de arena que se desarrolla de la línea de costa hacia fuera (figs. 10 y 11). Las barras de arena individualizan pequeñas albuferas o lagunas que progresivamente se anexionan a la llanura deltaica.

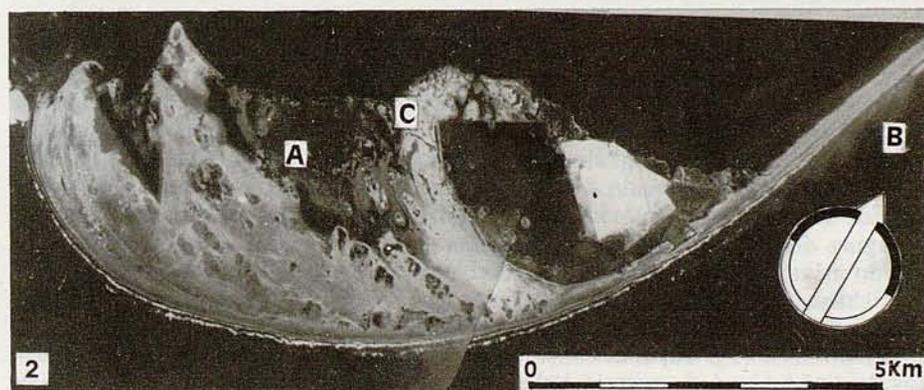
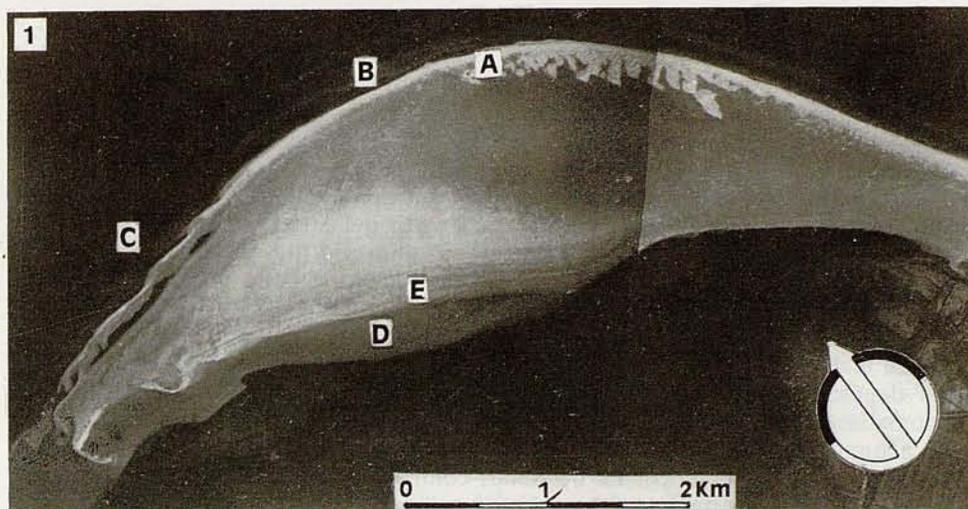
Durante una crecida del río Ebro en octubre de 1937, el antiguo canal inició una difluencia hacia el Norte por excavación de un pequeño canal de corriente en el «levee» natural septentrional (fig. 10A). La difluencia del canal tuvo lugar a corta distancia de la boca del río, y en menos de 20 años fue substituida una boca o gola por la actual, pasando la antigua a ser colmatada y a retrogradar el cabo de Tortosa. Así las barras de arena del nuevo frente deltaico se empiezan a desarrollar en 1957 (fig. 10D) y para 1971 ya se habían desarrollado tres generaciones sucesivas de barras, con las más externas aún completamente sumergidas (fig. 10F).

La textura de las arenas del frente deltaico es la misma que la de las arenas holomarininas. No obstante, en el frente deltaico hay una gran variedad de sedimentos que marcan la transición entre los depósitos fluviales, los ambientes palustres y los ambientes holomarininos.

El contenido biológico es muy variado en cuanto a diversidad y número de individuos. Generalmente es muy bajo o nulo, sin embargo en las barras de arena y flechas litorales se producen acumulaciones locales de fauna que constituyen hasta el 70 % del sedimento total. Estas acumulaciones de fauna están asimismo generalmente ligadas a concentraciones de minerales laminares (biotita fundamentalmente). Las formas más abundantes son *Ammonia*, *Hydrobia*, *Lentidium* y *Cyprideis*.



**Figura 11.** Evolución del frente deltaico reciente entre los años 1946 y 1971. Reconstitución realizada a partir de fotos aéreas verticales (ver figura 10).



**Figura 12.** Composición de fotos aéreas de las flechas del Ebro. 1, flecha del Fangar, año 1971: A, dunas; B, barras litorales paralelas a la línea de costa; C, zona de anexión de las barras litorales sumergidas a la línea de costa; D, plataforma de aguas someras sumergida en la parte interna de la barra; E, zona de inundación en la flecha litoral. 2, flecha dels Alfacs, año 1967: A, llanuras de arena inundadas (lucios); B, corriente litoral; C, canal de corriente del Canalote.

Las estructuras sedimentarias más comunes son diversos tipos de estratificaciones cruzadas. Son también muy características las concentraciones diferenciales de minerales pesados y minerales laminares. Los minerales pesados se concentran en las zonas del frente deltaico abandonado y en retrogradación como resultado de una erosión diferencial de las arenas por el mar, por un efecto de batea. Las concentraciones de minerales laminares marcan zonas pro-

teguidas por barras de las corrientes, donde las partículas laminares pueden decantarse (SAINZ-AMOR y FONT-ALTABA, 1965; MALDONADO, 1972).

Las *playas, barras litorales y flechas* están formadas por sedimentos originados a partir de dos fuentes diferentes: (1) fluviales transportados a partir de la boca del río por corrientes litorales, y (2) sedimentos derivados de la erosión de lóbulos deltaicos abandonados.

Las flechas litorales se desarrollan por la anexión continua de barras litorales sumergidas a la línea de costa y lo hacen a partir del extremo de éstas, que está orientado hacia el punto de procedencia del sedimento (fig. 12). Posteriormente el pequeño surco existente entre la precedente línea de costa y la nueva barra litoral anexionada, comienza a ser colmatado por las aguas y los sedimentos transportados por el oleaje saltando la barra (MALDONADO y col., 1975).

La textura de los sedimentos de estos ambientes es la mejor definida de todos los depósitos de la llanura deltaica. No obstante, se han detectado algunas anomalías que son el resultado de peculiaridades en la sedimentación. Se trata de acumulaciones de minerales pesados y minerales laminares, como las descritas en el frente deltaico. Es de notar, contrariamente a lo que podría esperarse, que las zonas de mayor energía con concentraciones de minerales pesados presentan una textura del sedimento con mediana más pequeña y peor clasificación que la mayor parte de las arenas holomarinadas. Las concentraciones de minerales laminares son en general las mejores clasificadas y presentan una media mayor que la mayoría de estos depósitos.

Las estructuras sedimentarias son análogas a las descritas en el frente deltaico. Además se debe mencionar la presencia de bolos de arcilla (eventualmente «armados» con una capa superficial de arena), estructura en esponja, y diversos tipos de laminaciones con concentraciones diferenciales de minerales. A menudo la zona de fluctuación del nivel freático está marcada por una concentración de carbonatos y de óxidos de hierro. Estos compuestos son disueltos por las aguas de lluvia o escorrentía y precipitan en el contacto con el agua marina debido a los cambios de pH y salinidad.

El contenido biológico total es generalmente bajo y presenta características análogas a las descritas para el frente deltaico.

El *prodelta* (fig. 13) está constituido típicamente por arcillas y lutitas marinas, laminadas, más o menos calcáreas, las cuales pasan gradualmente a arenas hacia el frente deltaico y a arcillas hacia la plataforma continental. La textura de los sedimentos es muy variable. Laminaciones paralelas, lenticulares y ondulantes son las estructuras sedimentarias predominantes; laminaciones de «ripples» se encuentran mejor representadas en el prodelta proximal.

El contenido biológico es muy variable. Como resultado de la elevada tasa de sedimentación que prevalece en esta zona, la mayor parte de los depósitos está caracterizada por un bajo porcentaje de individuos en las muestras recogidas. Restos de plantas y láminas oscuras teñidas por materia orgánica son muy comunes.

Los foraminíferos bentónicos vivientes más abundantes en las proximidades de la boca del río son *Ammonia beccarii* (Linné) y *Elphidium* sp. En el resto del prodelta, especialmente en los sedimentos lutíticos, las formas más abundantes son *Valvulineria complanata* (d'Orbigny), *Nonionella opima* Cushman, *Epistominella vitrea* Parker, *Bulimina aculeata* d'Orbigny, y *Brizalina pseudo-*

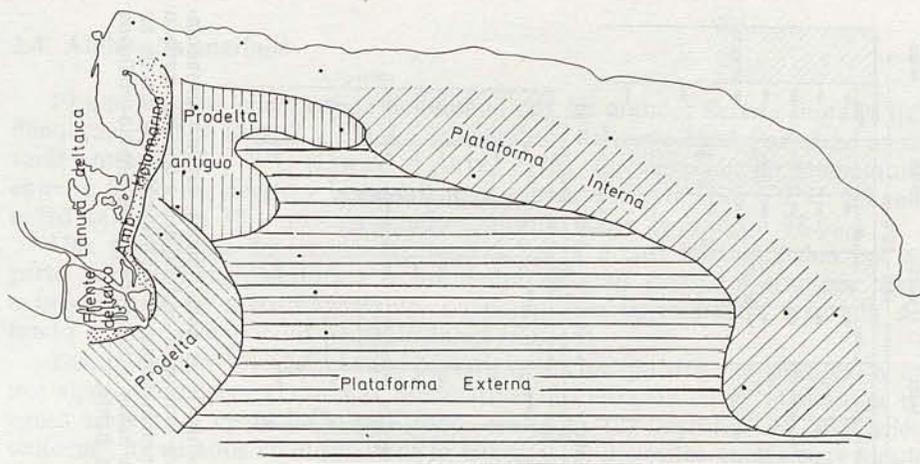


Figura 13. Distribución de los ambientes deltaicos marinos. Explicación en el texto.

*punctata* (Hoglund). El conjunto de las asociaciones faunísticas presentes es muy diverso.

El *prodelta antiguo* y *plataforma de prodelta* (fig. 13) son cuerpos sedimentarios que ocupan zonas de lóbulos deltaicos abandonados. Después del abandono de un lóbulo deltaico las tempestades y el oleaje atacan el frente deltaico y prodelta dispersando los sedimentos y suavizando las características topográficas. Las arenas del intradelta son dispersadas lateralmente y pasan a formar parte de las flechas y barras litorales; las lutitas son transportadas a su vez a aguas más profundas. De esta manera se crea una plataforma somera aguas afuera de los flancos del delta, la cual se extiende hasta una profundidad de  $25 \pm 5$  m, más en equilibrio con la nueva situación. La profundidad hasta la cual la plataforma se extiende representa la zona de inversión de los procesos de erosión-acumulación así como la profundidad efectiva de acción de las tempestades, o lo que es lo mismo, el nivel de base del oleaje («wave base»).

Los sedimentos y facies son análogos a los del prodelta. No obstante, a menudo las secuencias están marcadas por contactos basales erosionales o contactos nítidos correspondientes a períodos de no deposición o erosión.

En los foraminíferos bentónicos vivientes se pueden distinguir dos asociaciones diferentes. En la región más próxima a la línea de costa, donde el fondo es arenoso y la agitación es moderada, las especies dominantes son *Eponides granulata* di Napoli Alliata, *Asterigerina* sp., *Ammonia beccarii* (Linné), *Nonion depressulus* (Walker y Jacob) y *Quinqueloculina schlumbergery* (Wiesner). Esta zona se extiende hasta una profundidad de 10 m. A profundidades mayores (hasta 50 metros) el substrato es fangoso y las especies vivientes dominantes de foraminíferos son *Nonionella opima* Cushman, *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *Brizalina pseudopunctata* (Hoglund) y *Valvulineria complanata* (d'Orbigny) (MALDONADO, 1975b). Estas asociaciones son siempre muy diversas.

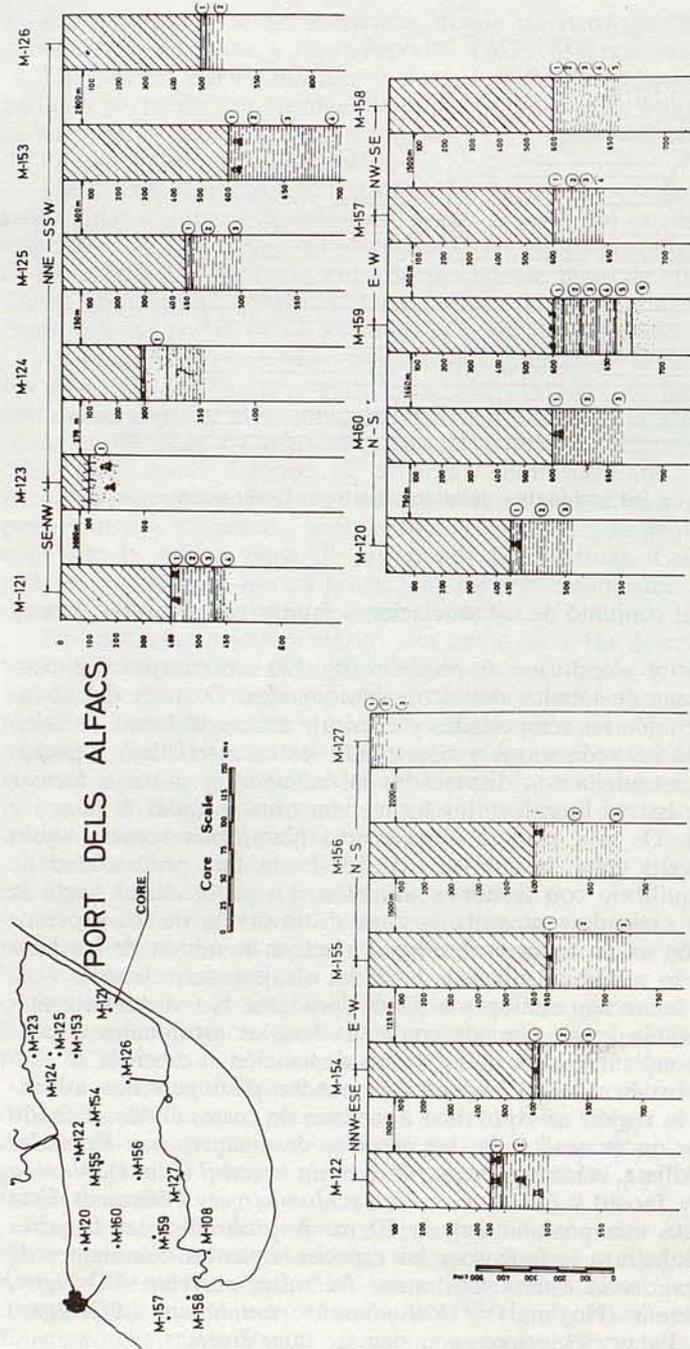


Figura 14. Perfiles sedimentológicos de testigos pertenecientes al ambiente de bahía (Port dels Alfacs). En la representación gráfica, al objeto de una mayor claridad, han sido utilizadas escalas diferentes para indicar la profundidad a que fue tomado el testigo y el perfil del testigo mismo. Nótese el fuerte control que ejerce la batimetría sobre la distribución de facies en este ambiente, con los depósitos de arenas limitados a la plataforma interna de la bahía y los sedimentos limoso-arcillosos constituyentes casi exclusivos de los testigos tomados del fondo subhorizontal de la bahía.

### 3.4 Ambientes marinos

El ambiente de bahía queda delimitado por las grandes flechas litorales que flanquean el delta (figs. 7 y 13). La temperatura del agua en el Port del Fangar varía entre 26°C y 8°C (LÓPEZ y ARTE, 1973). La variación de temperatura entre el fondo del puerto y la superficie es generalmente inferior a 2°C. La salinidad varía entre 38 y 16 ‰, siendo uniforme sobre el fondo a 38 ‰.

Una plataforma de arena muy somera rodea a casi toda la bahía por su parte interna. Esta plataforma se encuentra en gran parte cubierta por algas o una especie de marisma flotante. La plataforma se encuentra separada del fondo de la bahía por un pequeño talud (fig. 14).

Texturalmente los sedimentos de este ambiente pueden ser agrupados en tres tipos diferentes: (1) arenas holomarinas, localizadas en la plataforma de aguas someras y en la base de algunos textigos; (2) depósitos de suspensión uniforme, localizados en el fondo de la bahía, y (3) depósitos «pelágicos» (desde el punto de vista textural) los cuales sólo son encontrados en las partes más profundas de la bahía del Port dels Alfacs, donde el débil oleaje de la bahía no afecta al fondo.

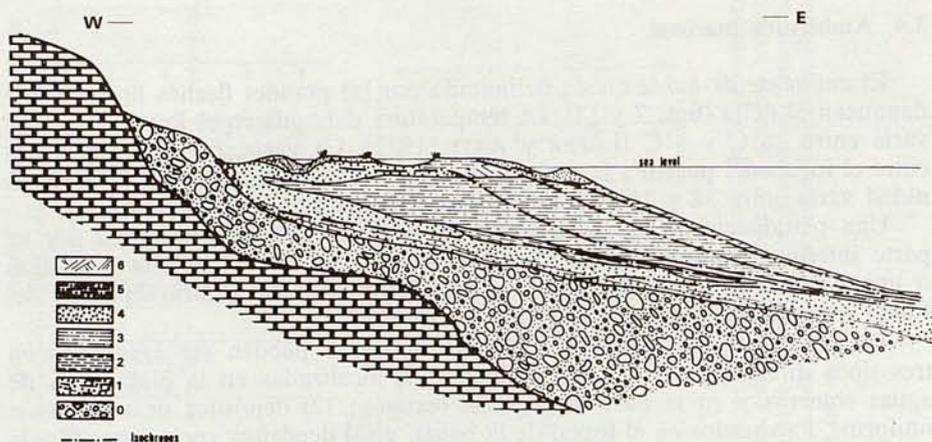
El contenido biológico está caracterizado por un gran número y variedad de especies de pecicípodos. Los foraminíferos vivientes están dominados por *Ammonia beccarii* (Linné) (20-28 %) junto con *Brizalina striatula* (Cushman), *B. pseudopunctata* (Hoglund), *Hopkinsina pacifica atlantica* Cushman, y *Nonionella opima* Cushman. Todas estas especies viven en la superficie del sedimento. No obstante, en algunas partes del Port dels Alfacs hay extensivas áreas de vegetación submarina y éstas permiten una asociación diferente con miliólidos incluyendo *Cyclogyra incerta* (d'Orbigny), *Triloculina rotunda* d'Orbigny y *Quinqueloculina schlumbergery* (Wiesner). Las asociaciones de organismos en los sedimentos están formadas por mezclas de las dos asociaciones de organismos vivos descritas.

Las estructuras sedimentarias están representadas por diversos tipos de laminaciones cruzadas en la plataforma de aguas someras, y laminación paralela, lenticular u ondulante en los depósitos lutíticos del fondo de la bahía. La actividad biogénica es muy intensa y puede oscurecer todas las estructuras sedimentarias primarias.

Los ambientes de plataforma (fig. 13) pueden ser diferenciados en base a la asociación de facies (MALDONADO, 1972; ALOÏSI et DUBOUL-RAZAVET, 1974). Han sido distinguidas la plataforma interna y la plataforma externa, según que la influencia continental esté más o menos marcada en la facies.

## 4. ESTRATIGRAFÍA Y DISTRIBUCIÓN DE FACIES DEL COMPLEJO DELTAICO

La estratigrafía del delta, basada en sondeos, es diferente según el área considerada, aunque unas características generales pueden ser establecidas (SOLÉ-SABARÍS y col., 1961, 1965; MACAU, 1961; MALDONADO, 1972). Los sondeos internos, o proximales realizados en la vecindad del límite hacia tierra de la



**Figura 15.** Perfil esquemático W-E a través del eje del complejo deltaico. 0, substrato del complejo deltaico: Pleistoceno fluvial y fanglomerados; 1, depósitos palustres; 2, lutitas y arcillas marinas; 3, lutitas y limos fluvio-marinos (prodelta); 4, arenas (gravas) fluvio-marinas y holomarinas; 5, depósitos palustres actuales; 6, depósitos fluviales. Explicación en el texto.

llanura deltaica, están caracterizados por la abundancia de secuencias —agrupaciones de tipos específicos de sedimentos más o menos relacionados— y una correspondiente alta frecuencia de litofacies detríticas groseras, indicativas de depósitos continentales o transicionales (MALDONADO, 1972, 1975a, b). Por ejemplo, depósitos de gravas discoidales, representantes de ambientes litorales, se encuentran próximos al límite interno de la llanura deltaica a 1 o 2 metros de la actual superficie.

En los sondeos distales —próximos a la desembocadura del río— el número de secuencias y el tamaño medio de grano de los depósitos del complejo deltaico decrece inversamente con la distancia al límite interno del delta.

Seis agrupaciones principales de facies forman el complejo deltaico del Ebro (figs. 15 y 16):

0. *Substrato* del complejo deltaico, formado por los depósitos del Pleistoceno: gravas poligénicas del antiguo eje del valle fluvial y depósitos monogénicos calcáreos de pie-de-monte en los márgenes.

1. *Miembro basal*, el cual comprende sedimentos lutíticos de la llanura costera representantes de los ambientes palustres y fluviales formados durante el ascenso eustático del nivel del mar. Éstos son recubiertos por el complejo transgresivo de arenas y gravas costeras. Los depósitos transgresivos son similares en facies a las arenas holomarinas, aunque la génesis y tamaño de grano son diferentes.

2. *Lutitas y arcillas marinas* con foraminíferos bentónicos y ocasionalmente planctónicos. Estos depósitos están caracterizados por un alto porcentaje de fauna marina y bajo contenido en fracción terrígena. Son equivalentes a los depósitos de plataforma externa de los ambientes recientes.

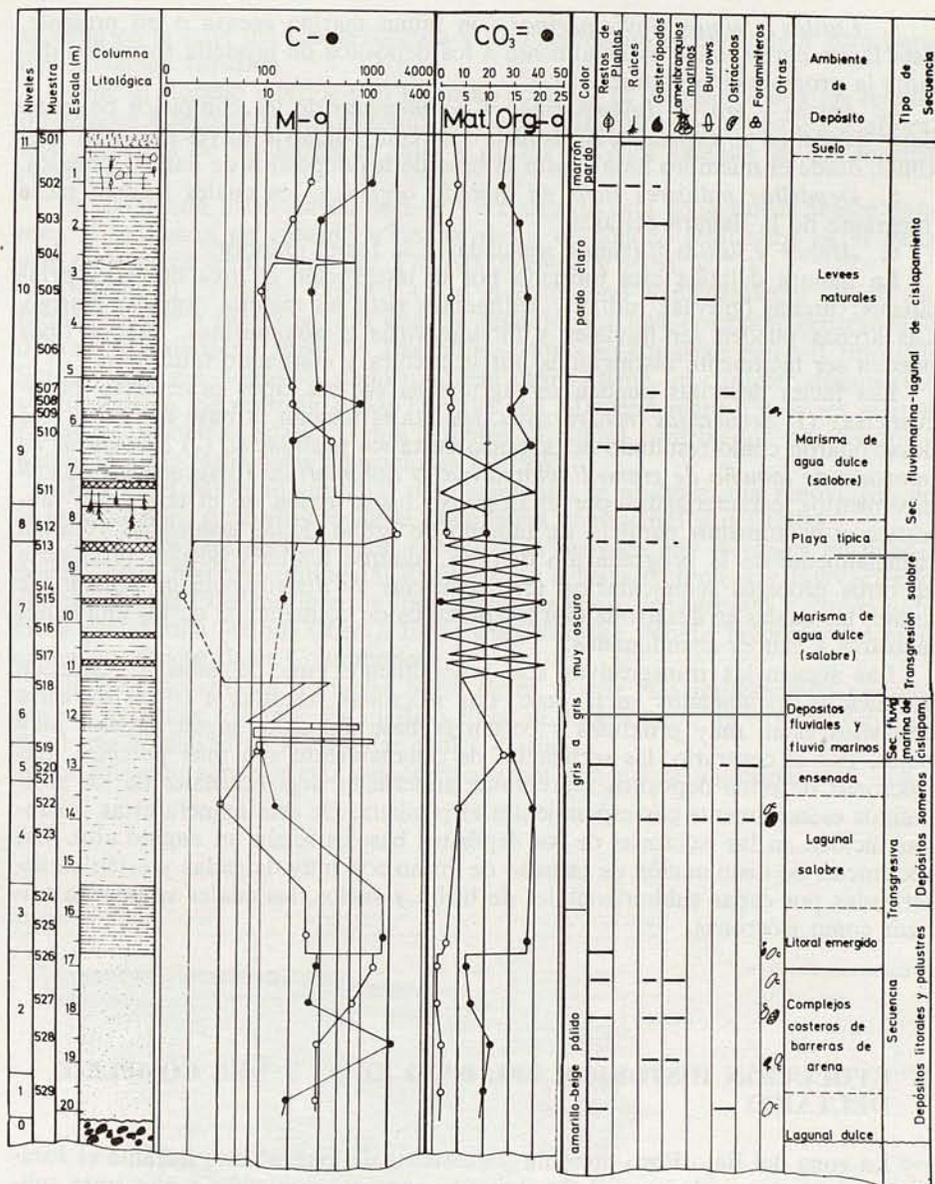


Figura 16. Perfil sedimentológico del sondeo del puente de Amposta. Este sondeo está localizado en la parte meridional del puente y corresponde a uno de los realizados al objeto de la estabilización de los estribos. Constituye un ejemplo típico de las facies encontradas en esta área interna del delta.

3. *Lutitas y limos fluviomarinicos* con fauna marina escasa o no presente. Esta facies corresponde esencialmente a los depósitos de prodelta formados durante la progradación deltaica.

4. *Arenas y gravas fluviomarinicas y holomarinicas* de los complejos costeros. Estos depósitos se extienden sin solución de continuidad a través del delta proximal, desde el miembro basal hasta la base de los depósitos de llanura deltaica.

5. *Depósitos palustres ricos en materia orgánica*, los cuales forman parte integrante de la llanura deltaica.

6. *Arenas y lutitas fluviales*, asociadas a la facies anterior.

La llanura deltaica está formada por la integración de tres litofacies principales: arenas (gravas), lutitas y sedimentos ricos en materia orgánica (turba). Las arenas pueden ser fluviales y fluviomarinicas u holomarinicas. Ambos tipos pueden ser fácilmente distinguidos por la textura y contenido faunístico.

Las facies descritas pueden ser agrupadas en tres tipos principales de secuencias: (1) *Secuencias transgresivas*, las cuales forman la base del delta y se desarrollaron como resultado del ascenso eustático postglacial. (2) *Secuencias de aumento de tamaño de grano fluviomarinicas y holomarinicas* (o secuencias de cislapamiento), caracterizadas por el descenso hacia arriba en el contenido faunístico y el aumento paralelo de tamaño de grano. Estas secuencias resultan esencialmente de la progradación deltaica, aunque también pueden producirse en otros procesos sedimentarios. (3) *Secuencias de disminución de tamaño de grano*, las cuales se desarrollan en los procesos de colmatación de los ambientes lacustres y cauces abandonados.

Las secuencias transgresivas son generalmente muy delgadas y contienen sedimentos retrabajados en la base. Las isócronas trazadas a través de estos depósitos están muy próximas y cortan la base del delta según ángulos muy bajos. Por el contrario, las secuencias de cislapamiento son muy potentes. Las isócronas de estos depósitos representan superficies deposicionales de los sedimentos esencialmente correspondientes al prodelta. De esta manera estas isócronas inciden en las isócronas de los depósitos basales según un ángulo alto. Las secuencias de disminución de tamaño de grano son muy delgadas y están caracterizadas por capas subhorizontales de turba y suelos, las cuales se pueden utilizar como isócronas.

## 5. EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL BAJO EBRO Y DEL COMPLEJO DELTAICO

La zona del Bajo Ebro presenta un carácter de umbral laxo durante el Jurásico, mientras que durante el Cretácico se encontró sometida a una lenta subsidencia, acompañada de ligeros movimientos oscilatorios, que posibilita el depósito de importantes series calcáreas (MALDONADO y col., 1977). Este Cretácico está formado por facies marinas de aguas relativamente someras (ambientes de plataforma continental y litorales) y facies continentales de llanura aluvial o llanura costera. Hay varios ciclos transgresivos-regresivos en las series y pequeños episodios erosivos o de dominio continental. La última transgresión bien datada

se sitúa en la base del Cenomaniense y probablemente se extiende a gran parte del Cretácico superior.

Entre el Eoceno inferior y el Mioceno superior es cuando actúan las fuerzas orogénicas que conforman tectónicamente la estructura de la zona. La alineación principal de las líneas de falla y de los pliegues satélites de las mismas es NE-SW.

La evolución histórica durante el Terciario de esta zona queda mejor definida si se toman en consideración los datos de sondeo realizados en el delta y la plataforma continental (fig. 17; MALDONADO y RIBA, 1973).

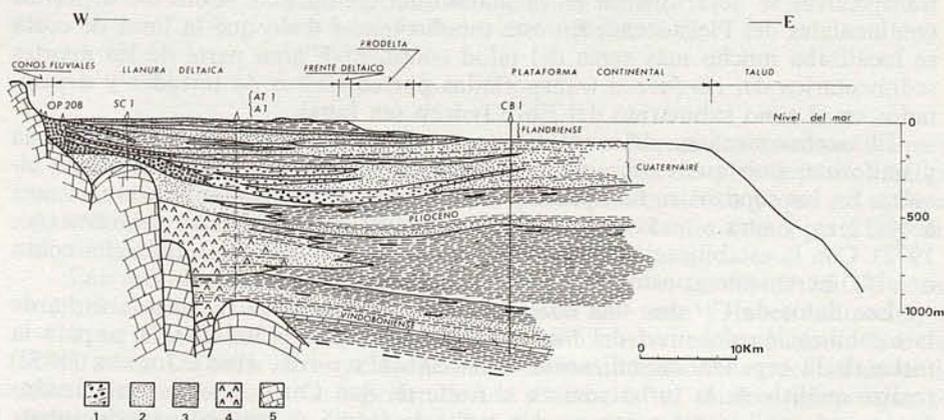
Durante el Cretácico superior (?) y el Paleógeno el plegamiento alpino deforma la cubeta mesozoica, lo cual es seguido por una emersión generalizada durante el Paleógeno superior. Las últimas fases se situarían entre el Burdigaliense y el Vindoboniense, dado que este último tiene un carácter discordante y transgresivo. Se realizan pasos laterales del Mioceno marino a facies evaporíticas hacia tierra, estando estos cambios de facies controlados por fracturas paralelas a las principales alineaciones NE-SW.

Durante el Mioceno superior, o Messiniense, se produce una renovación de la erosión muy generalizada de la plataforma continental y del talud.

Una nueva fase de distensión pre-pliocena provoca una tectónica de hundimiento en el margen continental dando lugar a fosas tectónicas y favoreciendo el depósito del Plioceno inferior francamente marino, transgresivo y discordante en la plataforma («Ebro Clay»). Estas fracturas han debido favorecer las emisiones volcánicas (Islas Columbretes).

El Plioceno cambia de facies hacia tierra, donde está representado por depósitos de aguas someras. En el Bajo Ebro se desarrollaría un extenso estuario en el que se depositan las arcillas azules marinas.

El Plioceno superior está caracterizado por una nueva regresión, y la emer-



**Figura 17.** Representación esquemática del Cenozoico del área del delta del Ebro. El perfil es aproximadamente una sección W-E a lo largo del eje del delta (ver figura 1). 1, depósitos fluviales y de pie-de-monte; 2, sedimentos litorales y de aguas someras; 3, sedimentos marinos; 4, yeso; 5, calizas y dolomías de Mesozoico.

sión generalizada del área. Ésta se encuentra representada en la plataforma por una importante secuencia de sedimentos cislapantes («offlap») seguidos de los importantes ciclos cuaternarios.

La influencia fluvial es dominante en los sedimentos del ciclo fini-plioceno y cuaternario, mientras que está menos marcada en los ciclos inferiores.

Durante el Plioceno final y Pleistoceno se desarrolla una tectónica de fallas normales, probablemente aprovechando antiguas fracturas, que cooperan decisivamente a la modelación del margen continental catalán.

Es difícil de establecer, a falta de datos más concretos, la influencia real de la tectónica sobre la evolución de la plataforma continental. El Cuaternario registra cambios de potencia muy notables. En Sant Onofre el Cuaternario fosiliza un paleorrelieve afectado por fracturas de distensión que originan fosas marginales y que habrían favorecido la potente colmatación por depósitos Cuaternarios del Bajo Ebro.

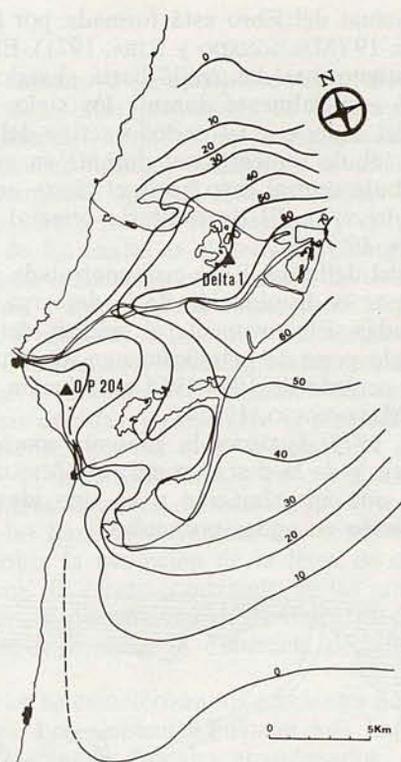
El desarrollo del delta del Ebro, así como los principales deltas recientes, se inició al final de la última glaciación durante el siguiente ascenso eustático del nivel del mar. Esta evolución está caracterizada por períodos alternantes gobernados por el predominio del ascenso eustático del nivel del mar sobre la velocidad de sedimentación y viceversa. Cuando el que predomina es el ascenso del nivel del mar se desarrollan delgadas secuencias transgresivas, dado que los sedimentos suministrados por el río son transportados por deriva litoral y esparcidos sobre la plataforma. Por el contrario, si la velocidad de sedimentación predomina el delta prograda como una sucesión de potentes secuencias cislapantes. Los sedimentos suministrados por el río son en este caso depositados cerca de su boca.

El máximo de la glaciación Würm se sitúa hace unos 20.000 años (MÖRNER, 1971) y a este tiempo el nivel del mar se encontraba a unos 85-90 m por debajo del mar actual. Durante la transgresión Flandriense potentes acumulaciones de gravas fueron depositadas en el valle fluvial. Posteriormente, las secuencias transgresivas se desarrollaron en la plataforma continental, sobre los depósitos continentales del Pleistoceno. En este estadio inicial dado que la línea de costa se localizaba mucho más cerca del talud continental, gran parte de los aportes sedimentarios del río fueron transportados por corrientes de turbidez y depositados en el cono submarino del Ebro («deep sea fan»).

El ascenso eustático del nivel del mar no se produjo de una manera continua y uniforme, sino que tuvieron lugar estabilizaciones temporales a diversos niveles. En los sondeos se han podido detectar dos de estas estabilizaciones: una a 10-12 m, y otra a -5 m por debajo del nivel actual del mar (MALDONADO, 1972). Con la estabilización temporal a -10 m, la progradación del delta cobra notable incremento construyéndose una llanura deltaica importante.

Los datos de  $C^{14}$  dan una edad de  $7.680 \pm 350$  años a. p. para la turba de la estabilización del nivel del mar inferior y de  $5.180 \pm 300$  años a. p. para la turba de la segunda estabilización (SOLÉ-SABARÍS y col., 1965). JONKER (1952) realiza análisis de la turba somera al norte de San Carlos y encuentra, basándose en el análisis del polen, que la turba se formó durante el período subatlántico.

Esta llanura deltaica primitiva fue transgredida posteriormente ante el continuo ascenso del nivel del mar. Ello da lugar a la formación de depósitos



**Figura 18.** Mapa de isopacas (en metros) de los depósitos del complejo deltaico, incluyendo el miembro basal de la secuencia sedimentaria.

marinos de aguas someras que pueden ser detectados en los sondeos internos a profundidades de  $-5$  y  $-3$  m. La pequeña extensión de estos depósitos indica una notable disminución en la velocidad de ascenso eustático y que los aportes de sedimento fluvial fueron lo suficientemente importantes como para impedir la transgresión extensiva del delta.

Las delgadas secuencias basales se desarrollaron en menos de 13.000 años, entre el inicio del ascenso eustático del nivel del mar y la estabilización a  $-10$  m. El resto de los depósitos deltaicos se formaron en un período de unos 8.000 años. De estos datos se deduce un notable aumento de velocidad de sedimentación hacia la parte superior de las secuencias, al mismo tiempo que se aprecia una disminución de la velocidad del ascenso eustático. La potencia del complejo deltaico total oscila entre unos 70 m en el área de la desembocadura del río, y menos de 30 m en las zonas internas del delta, próximas al contacto de la llanura deltaica y el Pleistoceno (fig. 18).

La llanura deltaica actual del Ebro está formada por los lóbulos deltaicos representados en la figura 19 (MALDONADO y RIBA, 1971). El lóbulo deltaico meridional (1) es el más antiguo y se desarrolló hasta el siglo XVI. El lóbulo septentrional (2) evolucionó esencialmente durante los siglos XVII y XVIII, alcanzando hasta principios del siglo XIX. El período activo del lóbulo central (3, 4 y 5) coexiste con el del lóbulo septentrional durante su estadio final de desarrollo. Inicialmente el lóbulo central tuvo hacia el Norte un distributario activo durante el inicio del siglo XVIII. El distributario oriental alcanzó su máxima extensión hacia 1946 (figs. 10 y 11).

La evolución actual del delta del Ebro está controlada por la difluencia del cauce hacia el Norte y por la disminución de la descarga fluvial del río Ebro durante las últimas décadas. Efectivamente el análisis del régimen fluvial del río Ebro durante este siglo pone de manifiesto una disminución del 14,8 % en descarga fluvial, para el período de 1951-1965 en relación al período de 1912-1935 (MASACHS, 1948; MALDONADO, 1975a).

WRIGHT y COLEMAN, 1973, analizan la presente morfología del delta del Ebro en función del oleaje y de la descarga del río. ZENKOVICH, 1967, describe el delta del Ebro como una aproximación a un tipo idealizado formado por un canal simple descargando en aguas profundas.



**Figura 19.** Lóbulos de la llanura deltaica del Ebro. 1, lóbulo deltaico meridional; 2, lóbulo deltaico septentrional (siglos XVI y XIX); 3, inicios del siglo XVIII; 4, siglo XVIII; 5, año 1946. La línea de costa corresponde al año 1967.

## 6. CONCLUSIONES

El delta del Ebro constituye un ejemplo de delta donde se marcan tanto la influencia fluvial, por la notable proyección de la llanura deltaica mar afuera, como los procesos costeros, reflejados en la regularidad de la línea de costa y gran extensión de flechas litorales y llanuras de arena. Este delta se puede considerar un caso intermedio entre el tipo de «deltas dominados por el río», con el ejemplo clásico del delta del Mississippi, y de «deltas dominados por las olas», un ejemplo de los cuales es el delta del Senegal.

Entre los factores que influyen en el desarrollo deltaico, destacan primordialmente dos: el río Ebro y los procesos costeros no periódicos, tales como los temporales de levante y las secas. El río Ebro se caracteriza por una gran irregularidad estacional de la descarga fluvial, grandes crecidas y períodos de fuerte estiaje. Es de destacar el notable decrecimiento del caudal fluvial (del orden del 15 %) en las últimas décadas, que ha sido el resultado de la construcción de grandes presas. Las oscilaciones del nivel del mar, del orden de 70 cm, condicionan la evolución de la llanura deltaica, y en especial de los ambientes palustres, produciendo cambios notables de salinidad y favoreciendo la inundación de extensas áreas de las llanuras de arena. Los temporales de levante ejercen una gran influencia sobre la evolución de la línea de costa, procesos litorales y el transporte de arena. El efecto combinado de las grandes crecidas del río y procesos costeros rigen la distribución de la descarga fluvial y pueden ser un agente importante que favorezcan la difluencia del río para crear un nuevo cauce.

En la llanura deltaica se caracterizan los ambientes fluviales, palustres, fluvio-marinos y holomarinos. Los ambientes fluviales más importantes para la evolución del delta son los canales fluviales abandonados, a pesar de poseer una extensión superficial relativamente reducida. Los «levees» naturales ocupan grandes áreas de la llanura deltaica y su desarrollo está íntimamente ligado al cauce funcional.

Los ambientes palustres están caracterizados, con excepción de las llanuras de arena, por el elevado contenido en materia orgánica. Han sido establecidos tres estadios sucesivos en la evolución de las lagunas con paso de un ambiente marino litoral restringido, a la formación de las lagunas propiamente dichas, y finalmente el desarrollo de una marisma. Las llanuras de arena ocupan la gran generalidad de las dos flechas litorales que flanquean al delta y su evolución está ligada al aporte de sedimentos por diversos agentes y a la lenta subsidencia por carga litostática de estas grandes cuñas de arena sobre los sedimentos de tamaño fino infrayacentes. Los canales de corriente tienen una gran importancia para el intercambio de grandes volúmenes de agua entre los diferentes ambientes deltaicos.

El frente deltaico está caracterizado por la existencia de barras de arena y es el área de crecimiento más activo durante toda la evolución del delta. El actual frente deltaico del Ebro inició su desarrollo hacia el año 1937 después de una gran crecida del río que favoreció la apertura de un nuevo cauce funcional hacia el Norte. Las flechas litorales que flanquean el delta están formadas por sedimentos procedentes de dos fuentes diferentes: fluviales transportados desde la boca del río por deriva litoral y sedimentos derivados de la erosión

de antiguos lóbulos deltaicos abandonados. Cuando un lóbulo deltaico es abandonado la erosión marina destruye gran parte del frente deltaico y forma una plataforma somera que se extiende hasta una profundidad de  $25 \pm 5$  m, más en equilibrio con las nuevas condiciones dinámicas.

Los ambientes marinos de bahía quedan delimitados por las flechas litorales y están caracterizados por una gran variedad de sedimentos que registran la transición entre los ambientes marinos y los ambientes holomarinicos.

El complejo deltaico está constituido por diversas formaciones que resultan en respuesta a la relación entre el ascenso eustático postglacial y el aporte de sedimentos por el río. El delta flandriense se apoya sobre un substrato de sedimentos continentales, fluviales y de pie-de-monte, y está integrado por un miembro basal de sedimentos palustres y litorales, una cuña intermedia de sedimentos lutíticos de origen marcadamente marino, y un complejo superior detrítico que registra las facies de transición entre los ambientes fluviomarinos y los ambientes palustres de la llanura deltaica. Estas facies presentan características secuencias de sedimentos y tienen diferente extensión dependiendo del punto de la llanura deltaica considerado. Tres tipos fundamentales de secuencias se reconocen en el complejo deltaico: secuencias transgresivas en la base, seguidas de secuencias de aumento de tamaño de grano, y finalmente las secuencias de disminución de tamaño de grano desarrolladas sobre la llanura deltaica.

El desarrollo del delta del Ebro, así como de los principales deltas recientes, se inició durante el ascenso eustático del nivel del mar posterior a la última glaciación. Han sido detectadas varias estabilizaciones del ascenso eustático del nivel del mar, las cuales han resultado en una notable progradación de la llanura deltaica a estos niveles. Las dos principales estabilizaciones ocurren a 10-12 m y a 5 m por debajo del nivel actual del mar.

La llanura deltaica actual está formada fundamentalmente por tres lóbulos habiéndose iniciado un nuevo lóbulo hacia el Norte hace unos 40 años. El decrecimiento en el aporte fluvial detectado durante este período ejerce una influencia muy marcada en la actual evolución del delta, representada por procesos de erosión a lo largo de diversos puntos de la línea de costa y por una notable disminución en la tasa de progradación deltaica.

## AGRADECIMIENTOS

Este artículo constituye básicamente un resumen de la tesis doctoral del autor, actualizado y puesto al día con diversas campañas complementarias y análisis de datos. Los siguientes investigadores han contribuido con su aportación personal al resultado de este estudio: J. Civís, V. Klemas, J. W. Murray, J. de Porta y O. Riba; aprovecho esta ocasión para agradecer su valiosa colaboración. El estudio inicial ha sido llevado a cabo con soporte del C.S.I.C., en el Instituto «Jaime Almera» y la Universidad de Barcelona. La fundación «Juan March» y la Empresa Nacional «Adaro» asimismo han subvencionado diversas etapas de la investigación.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALOÍSI, J. C., et DUBOUL-RAZAVET, CH. 1974. «Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en Méditerranée: Les deltas du Rhône et de l'Ebre». *Bull. Centre. Rech. Pau-SNPA*, v. 8, p. 227-240. Pau.
- BAYERRI, E. 1934-1935. «Historia de Tortosa y su comarca». Imp. Moderna de Alguerí, v. II, 704 pp., v. III, 751 pp. Tortosa.
- CATALÁN, J. G. 1969. «Química del agua». Edit. Blume. 355 pp. Barcelona.
- COLEMAN, J. M., and GAGLIANO, S. M. 1965. «Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain». In MIDDLETON, G. V. (ed.), «Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation». Soc. Econ. Paleont. and Mineral., Sp. Publ., n.º 12, pp. 133-148. Oklahoma.
- DOBBY, E. H. G. 1936. «The Ebro Delta». *Geographical Journal*, v. 87, pp. 455-474. London.
- DUBOUL-RAZAVET, CH. 1956. «Actions littorales à l'embouchure de l'Ebre». *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 242, pp. 1342-1343.
- DUBOUL-RAZAVET, CH. 1958. «Le regime des courants superficielle aux abords des côtes du Delta de l'Ebre». *Bull. d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Étude des Côtes*, v. X (7), p. 392-406.
- FISK, H. N. 1955. «Sand facies of recent Mississippi Delta deposits». *4th. World Petrol. Congr. (Rome)*. Proc. Ser. 1-C, p. 377-398.
- FISK, H. N. 1961. «Bar-finger sands of Mississippi Delta». In PETERSON, A., and OSMOND, J. C. (eds.), «Geometry of Sandstone Bodies». Am. Assoc. Petrol. Geologists, p. 29-52.
- FISK, H. N.; McFARLAN, E.; KOLB, C. R., and WILBERT, L. J. 1954. «Sedimentary framework of the modern Mississippi Delta». *Jour. Sed. Petrology*, v. 24, p. 76-99.
- FRIEDMAN, G. M. 1961. «Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics». *Jour. Sed. Petrology*, v. 31, p. 514-529.
- HAMILTON, E. L. 1967. «Marine geology of abyssal plain in the Gulf of Alaska». *J. Geophys. Res.*, v. 72, 16, p. 4189-4213.
- JONKER, J. P. 1952. «Analyse pollinique d'une tourbière dans le Delta de l'Ebre». *Collectanea Botanica*, v. III, II (5), p. 179-182.
- KOLB, CH. B., and VAN LOPIK, J. R. 1966. «Depositional environments of the Mississippi River deltaic plain southeastern Louisiana». In SHIRLEY, M. L. (ed.), «Deltas in Their Geologic Framework». Houston Geological Society, p. 17-61.
- LACOMBE, M., et TCHERNIA, P. 1972. «Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée» In STANLEY, D. J. (ed.), «The Mediterranean Sea». Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., p. 25-36.
- LÓPEZ, J., y ARTÉ, P. 1973. «Hidrografía y fitoplancton del Fangar». *Inv. Pesq.*, v. 37 (1), p. 17-56. Barcelona.
- LLOPIS, N. 1947. «Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». Publ. del Inst. «Lucas Mallada», 372 p. Barcelona.
- MACAU, F. 1961. «Contribución al estudio del Cuaternario en el Delta del Ebro». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. LIX, p. 69-76. Madrid.
- MALDONADO. 1972. «El delta del Ebro: estudio sedimentológico y estratigráfico». *Boletín de Estratigrafía*, v. 1, 486 p. Universidad de Barcelona.
- MALDONADO, A. 1975 a. «Sedimentation, Stratigraphy and Development of the Ebro Delta (Spain)». In BROUSSARD, M. L. (ed.), «Delta Models for Exploration», p. 311-338. Houston Geological Society (Texas).
- MALDONADO, A. (ed.). 1975 b. «Field Guide to Trip 16. Deltas of the Northern Mediterranean Sea: The Ebro Delta». XIth International Congress of Sedimentology, Nice, July 1975, 78 p.

- MALDONADO, A., y RIBA, O. 1971. «El delta reciente del río Ebro: descripción de ambientes y evolución». *Acta Geol. Hispánica*, v. VI (5), p. 131-138. Barcelona.
- MALDONADO, A., et RIBA, O. 1973. «Les rapports sédimentaires du Néogène et du Quaternaire dans le plateau continental aux environs du delta de l'Ebre». International Symposium on Interrelationships of Estuarine and Continental Shelf Sedimentation. Bordeaux. In: *Mém. Inst. Géol. Bassin Aquitain*, 1974, n.º 7, p. 321-329.
- MALDONADO, A.; RIBA, O., y SOLÉ, R. 1973. «Programa de computador para el cálculo granulométrico por medio del análisis con el hidrómetro». *Boletín Geológico y Minero*, v. 84 (6), p. 438-446. Madrid.
- MALDONADO, A.; RIBA, O., et SERRA-RAVENTÓS, J. 1975. «Flèches sédimentaires du delta de l'Ebre. Développement et évolution». In MALDONADO, A. (ed.), «Field Guide to Trip 16. The Ebro Delta», p. 59-65. IXth. International Congress of Sedimentology, Nice, 1975.
- MALDONADO, A.; RIBA, O.; ORCHE, E., y COLOMBO, F. 1977. «Mapa Geológico de España». Escala 1:50.000. Memoria y Hoja n.º 522. Tortosa. Inst. Geol. y Minero de España. Madrid (en prensa).
- MARGALEF, R., y HERRERA, J. 1964. «Hidrografía y fitoplancton de la costa comprendida entre Castellón y la desembocadura del Ebro, de julio de 1961 a julio de 1962». *Inv. Pesq.*, v. 26, p. 49-90. Barcelona.
- MASACHS, V. 1948. «El régimen de los ríos peninsulares». Publ. del Inst. «Lucas Mallada», 162 p. Barcelona.
- MENARD, H. W. 1955. «Deep sea channels topography and sedimentation». *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 39, p. 236-255.
- MÖRNER, N. A. 1971. «Eustatic changes during the last 20.000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area». *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, v. 9, p. 153-181.
- MURRAY, J. W. «Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids». Heinemann Educational Books, 247 p. London.
- OOMKENS, E. 1970. «Depositional sequences and sand distribution in the Post-glacial Rhône delta complex». In MORGAN, J. (ed.), «Deltaic Sedimentation Modern and Ancient». Soc. Econ. Paleont. and Mineral, Sp. Pub. n.º 15, p. 198-212. Tulsa, Oklahoma.
- PASSEGA, R. 1957. «Texture as characteristic of clastic deposition». *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 41 (9), p. 1952-1984.
- PASSEGA, R., and BYRAMJEE, R. 1969. «Grain-size image of clastic deposits». *Sedimentology*, v. 13, p. 233-252.
- SÁINZ-AMOR, E., y FONT-ALTABA, M. 1965. «Estudio mineralógico y granulométrico de algunas muestras de arenas recogidas en el Delta del Ebro». *Anales de Edafología y Agrobiología*, v. XXIV (3, 4), p. 135-150.
- SCRUTTON, M. E. 1969. «The distribution and ecology of recent Foraminiferida off the Ebro Delta». Ph. D. Thesis, University of Bristol, 306 p. (unpublished.)
- SOLÉ-SABARÍS, L. (ed.). 1958. «Geografía de Catalunya». Ed. Aedos, 665 p. Barcelona.
- SOLÉ-SABARÍS, L.; MACAU, F.; VIRGILI, C., y LLAMAS, M. R. 1961. «Algunos datos sobre la evolución sedimentaria del Delta del Ebro». 2.ª *Reunión de Sedimentología*. Instituto de Edafología, p. 197-199. Madrid.
- SOLÉ-SABARÍS, L.; MACAU, F.; VIRGILI, C., y LLAMAS, M. R. 1965. «Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro». *Memorias y Comunicaciones*, v. 1, p. 83-92. Barcelona.
- STOECKINGER, W. 1971. «Spanish Med. geology offers much for Europe's drillers». *Oil and Gas International*, v. 11 (7), p. 44-48.
- SUAU, P., y VIVES, F. 1958. «Estudio de las corrientes superficiales del Mediterráneo

- occidental». *Comm. Internat. pour l'exploration scientifique de la Mer Méditerranée*. Rapports et procès verbaux des réunions, v. XIV, p. 53-65.
- VIA, J. 1931. «Assaig sobre el clima de l'Aldea en el terme de Tortosa». *Servei Meteorològic de Catalunya*, v. 47, p. 403-442. Barcelona.
- WRIGHT, L. D., and COLEMAN, J. M. 1973. «Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regime». *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 57 (2), p. 370-398.
- ZENKOVICH, V. P., 1967. «Processes of Coastal Development». Oliver and Boyd, 738 p. London.

## El paisatge vegetal del delta de l'Ebre

(Monografia explicativa de la zona 1 - 1980)

THE LANDSCAPE VEGETATION OF THE EBRE DELTA