



IGME

522

32-20

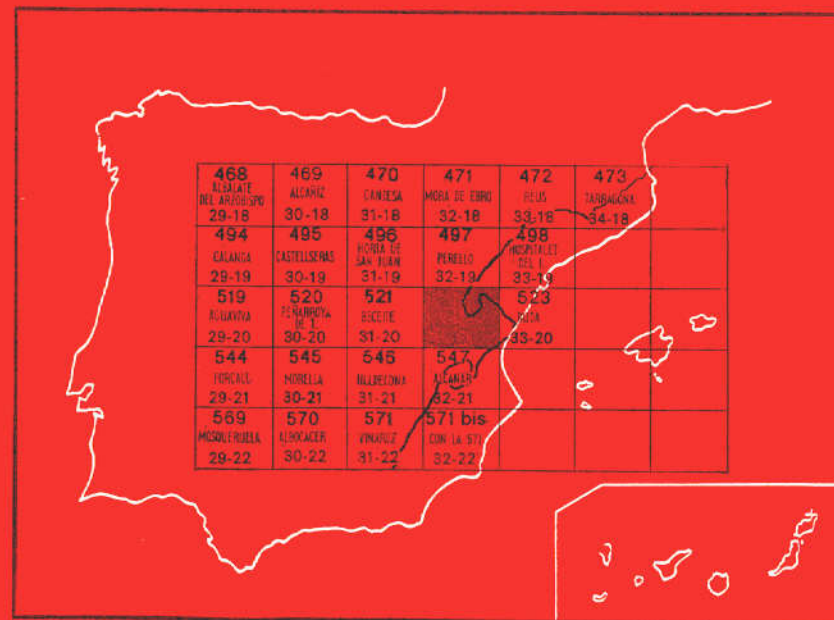
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TORTOSA

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TORTOSA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En *Memoria*: A. Maldonado y O. Riba (Doctores en Ciencias Geológicas); E. Orche (Ingeniero de Minas), y F. Colombo (Licenciado en Ciencias Geológicas).

En *Paleontología*: J. de Porta (Doctor en Ciencias Geológicas), y J. Civís (Licenciado en Ciencias Geológicas).

En *Cartografía y Sedimentología*: Neógeno-Cuaternario, A. Maldonado (Doctor en Ciencias Geológicas); Mesozoico al norte del Ebro, E. Orche (Ingeniero de Minas); Mesozoico al sur del Ebro, F. Colombo (Licenciado en Ciencias Geológicas).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 39.203 - 1979

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja núm. 522 (Tortosa) es una Hoja compleja y que presenta un gran interés tanto desde el punto de vista sedimentológico como estratigráfico. El Mesozoico está representado en la mitad oriental de la Hoja por la terminación meridional de *Los Catalánides*. Dos grandes unidades cartográficas de este Mesozoico afloran separadas por el río Ebro. La unidad meridional está representada por las estribaciones montañosas del Montsiá, 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 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 bajo curso 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 NNO.-SSE., cuyo eje está relleno por depósitos fluviales

recientes del río Ebro. Potentes depósitos pliocenos y cuaternarios afloran sobre cada lado de esta cuenca.

El esquema geomorfológico básico de esta Hoja es el resultado de estructuras profundas que controlan el substrato (STOECKINGER, 1971). Estas estructuras son dos grandes anticlinorios orientados esencialmente NE-SO. 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 Montsiá). Estos anticlinorios están cortados perpendicularmente por grandes fallas NO-SE., las cuales delimitan una serie de bloques estructurales del Mesozoico.

Aproximadamente dos tercios de la Hoja están ocupados por la llanura deltaica del Ebro. El delta del Ebro está comprendido dentro de las Hojas de Tortosa (núm. 522), Buda (núm. 523) y Alcanar (núm. 547). En la presente descripción del delta se hace necesariamente referencia a otros ambientes deltaicos no presentes en esta Hoja. Para llegar a una idea más amplia de los tipos de ambientes y depósitos deltaicos, además se remite al lector a la Memoria de la Hoja de Buda (núm. 523), con la cual se complementa esta descripción.

Dada la naturaleza actual y subactual de los materiales de delta, su cartografía es fundamentalmente una representación de los diferentes ambientes y subambientes deltaicos, así como de la distribución de facies asociadas. En la presente Memoria explicativa se trata de la naturaleza y caracterización sedimentológica de estas facies, abandonando una pura descripción estratigráfica de unidades. Como base de este estudio, se ha seguido el trabajo sedimentológico y estratigráfico previamente realizado por uno de nosotros (A. MALDONADO, 1972), puesto al día y documentado con nuevas observaciones sobre el terreno.

Las necesidades de normalización MAGNA han condicionado que algunos aspectos sedimentológicos importantes, tales como los factores ambientales, sean poco o nada tratados. Para una documentación más extensa de ellos se remite de nuevo al lector interesado a la bibliografía publicada, especialmente a los trabajos de A. MALDONADO (1972, 1975a, b).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 MESOZOICO

1.1.1 JURASICO TERMINAL-CRETACICO

Esta denominación está justificada por el hecho de que ni litológica ni paleontológicamente puede definirse el límite entre el Jurásico y el Cretácico. Los materiales de este tránsito han sido cartografiados como una formación.

1.1.1.1 Portlandiense-Valangiense (J₃₃-C₁₂)

Tramo constituido fundamentalmente por dolomías (gran abundancia de dolosparitas) que corresponden a los materiales cronológicamente más bajos que aparecen en la Hoja.

Se presenta todo lo largo de la Serra del Montsiá, con una potencia media del orden de 200 m.; pero en esta Hoja ha sido cartografiado como un pequeño manchón situado en la zona de la Casilla de Batalla (en las inmediaciones del Montsiànell). La dolomitización ha actuado tan intensamente que sólo se han podido apreciar fantasmas de microorganismos atribuibles a foraminíferos.

La atribución cronoestratigráfica de estos materiales se basa en el hecho de estar colocados concordantemente por debajo del tramo Valangiense-Hauteriviense. En la zona del Montsiá no es visible el límite inferior de las dolomías, y el superior, por ser muy impreciso, puede interesar a varios niveles del Cretácico Inferior (Berriasiense y Valangiense Inferior).

1.1.1.2 Portlandiense-Barremiense Medio (J₃₃-C₁₄²)

Al norte del río Ebro, sobre las dolomías del tránsito Jurásico-Cretácico (que no afloran en este sector) se encuentra un paquete calizo de unos 300 m. de potencia que engloba posiblemente el Jurásico terminal, el Neocomiense y parte del Barremiense. Es, por tanto, un tramo comprensivo que, al sur del Ebro, puede individualizarse, al menos parcialmente, como se verá más adelante.

Está constituido por calizas (micritas y biosparitas), con esporádicas intercalaciones margosas, especialmente hacia el techo y frecuentes tramos dolomíticos discontinuos en la zona basal.

La microfauna está compuesta, entre otros, por lituólidos, textuláridos, ostrácodos, lenticulina, verneulinidos, *Feurtillia frequens?* MAYNC, *Paracoskinolina pfenderae* CANEROT y MOULLADE y *Actinoporella podolica* (ALTH) y nos define al Berriasiense (?) y Valangiense. El límite inferior es impreciso, pues por debajo de las primeras capas datadas con seguridad como neocomienses, todavía queda un cierto espesor de sedimentos calcáreo-dolomíticos en los que pueden estar incluidos la extrema base del Cretácico y, al menos localmente, parte del Portlandiense. En la Hoja de Perelló, donde este nivel aflora con mayor extensión, las capas superiores han dado fauna Barremiense. Como veremos posteriormente, los dos tramos suprayacentes también pertenecen al Barremiense que, en este sector, puede considerarse formado por tres tramos: la parte superior del que consideramos, comprensivo con el Jurásico terminal y Neocomiense, otro margoso intermedio y, por último, el superior, calcáreo: la diferenciación de estos tres tramos es puramente litológica ya que, en esta zona, no coinciden, en general, los lí-

mites lito y cronoestratigráficos. Por ello, nos inclinamos a pensar que la parte superior del nivel que nos ocupa pertenece al Barremiense Inferior y, probablemente, al medio, al menos localmente.

1.1.2 CRETACICO

1.1.2.1 Valanginiense-Hauteriviense (C₁₂₋₁₃)

Conjunto comprensivo (con una potencia del orden de 180 a 200 m.), constituido fundamentalmente por calizas (micritas, biomicritas, etc.) con algunas ligeras intercalaciones de niveles margosos.

Los niveles calcáreos son muy abundantes y están constituidos principalmente por micritas, oomicritas y biomicritas con gasterópodos, crinoides, ostrácodos, algas, *Clypeina* sp, *Cayeuxia* sp, textuláridos, *Paracoskinolina* sp, miliólidos.

La disposición espacial de los componentes de las micritas y biomicritas, debido a su ordenación relativamente cíclica, ha sido objeto de un somero estudio con el fin de analizar las posibilidades de correlación ciclo a ciclo en dos series estratigráficas próximas entre sí (COLOMBO, 1973). La fauna de braquiópodos ha proporcionado varios ejemplares de *Loriolithyris valdensis* (DE LORIO, 1868) que abarca desde el Valanginiense Superior al Hauteriviense Inferior; también se han encontrado ejemplares de *Musculina sanctaerucis* (CATZIGRAS, 1948), considerado como el braquiópodo hauteriviense por antonomasia en Europa occidental (CALZADA, 1975, p. 47). Como fauna asociada se presenta *Neithea (Neitheops)* sp, que suele encontrarse en el Valanginiense. Con esta fauna y atendiendo a la marcada similitud de lito y biofacies, se hace muy difícil la diferenciación entre Valanginiense y Hauteriviense en la zona que consideramos.

En esta Hoja el tramo se halla representado por un manchón que abarca la zona correspondiente al Montsianell propiamente dicho, mientras que por otra parte es el conjunto con mayor extensión cartográfica en la Serra del Montsiá.

La posición estratigráfica de este tramo viene dada por el hecho de estar colocado sobre las dolomías del tránsito Jurásico-Cretácico y por debajo de los materiales barremienses datados como tales.

1.1.2.2 Barremiense (C₁₄) (C₁₄^m) (C₁₄³)

Nivel calcáreo con alternancia de margas, margocalizas y calizas, en el que se encuentran dasycladáceas, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Paracoskinolina sunnilandensis* MAYNC, *Sabaudia* sp, *Nautiloculina* sp, *Perimneste* sp, *Atopochara trivolvís* PECK., etc.

Como macrofósiles más característicos se han encontrado ostreidos y

gasterópodos (*Natica*, sp), braquiópodos (*Loriolithyris rusillensis* DE LORIO, 1866), equínidos (*Heteraster oblongus* D'ORB.), etc.

Forma en esta Hoja, con una potencia total del orden de los 180 m., los manchones situados en la partida del Mas d'en Carrasca, considerando barremienses a los materiales cuando se encuentran asociados a *Choffatella decipiens*, *Heteraster oblongus* y los grandes moldes de *Natica* sp (que están acumulados en un horizonte muy característico y continuo en esta zona), extendiendo la consideración barremiense hasta la base de las primeras barras calcáreas (biomicritas) en las que empiezan a ser muy abundantes los orbitolínidos y grandes rudístidos.

Hacia el norte, la cuenca se hace más subsidente, la potencia de sedimentos es mayor y esto permite diferenciar dos tramos, de los que ya hemos comentado algunas peculiaridades en 1.2.1.

Además del tramo calizo inferior, comprensivo con el Neocomiense y Portlandiense, pueden distinguirse:

— C₁₄^m: situado, encima del anterior, está constituido por margas alternantes con calizas y margocalizas. Las microfacies son de biomicrita e intramicrita con *Choffatella decipiens* SCHLUMB, *Permocalculus inopinatus* ELLIOT, *Cylindroporella sudgeni* ELLIOT, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Boueina* cf. *hochstetteri* TOULA, *Actinoporella podolica* (ALTH), *Cuneolina*, *Pianella*, *Glomospira*, etc. En conjunto la microfauna caracteriza el Barremiense, incluso el superior.

En este tramo puede observarse, con cierta frecuencia, superficies de erosión o no deposicionales (disconformidades y paraconformidades).

El medio de sedimentación es predominantemente marino somero o lagunar, aunque esporádicamente se producían pequeñas transgresiones, muy efímeras, que han dejado lechos delgados con ostreidos y rudístos.

La potencia media es de 300 m.

— C₁₄³, el tramo calizo superior está constituido fundamentalmente por calizas con algunas pasadas dolomíticas.

Las microfacies son de esparita, micrita, biomicrita, dolomicrita y dolosparita, que contienen miliólidos, dasycladáceas, *Paracoskinolina elongata* MOULLADE, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Pseudotextulariella scarcellai* (DE CASTRO), etc.

La potencia aflorante es de unos 200 m.

1.1.2.3 Aptiense (C₁₅)

Constituido principalmente por unas barras calcáreas muy potentes formadas por micritas, oomicritas, dolomicritas y biomicritas con orbitolínidos, *Orbitolina (M) texana* ROEMER, algas, miliólidos, rudístidos (*Toucasia* sp),

políperos (*Isastraea* sp.). Existen algunos niveles dolomíticos con intercalaciones de tipo lacustre (carofitas, ostrácodos...).

Se inicia con unos bancos calcáreos en los que aparecen pequeños orbitolínidos, sigue con unos estratos margo-calcáreos y acaba con unos gruesos bancos calcáreos en los que se presentan orbitolínidos y grandes rudístidos asociados a coralarios.

Con una potencia media del orden de 210 m., es el nivel mejor representado en el área cartografiada, extendiéndose desde la Serra de Godall hasta el Coll d'Amposta, pasando por las partidas de Les Ametlles, Les Comunes y Els Bufadors, en el camino de Freginals a Amposta.

1.1.2.4 Albiense (C₁₆)

Está representado por areniscas, calcarenitas, biocalcarenitas (con fragmentos de ostreidos, etc.) y margas versicolores con nódulos ferruginosos, gran cantidad de mica blanca y algunos bancos biomicríticos intercalados. Son muy comunes los *hard grounds* situados en el techo de los estratos, así como los *ripples* en los niveles arenáceos. Existen niveles ligníferos intercalados en las margas que fueron objeto de explotación en las inmediaciones de Godall.

Como fauna más característica se encuentran grandes rudístidos, orbitolínidos y un nivel de políperos que se correlaciona con el estudiado por BATALLER (1929) en el Mas d'En Comú, en la Serra del Montsiá, y que ha proporcionado varios ejemplares de *Isastraea* sp, ostreidos, etc.

En la Serra de Godall se han encontrado *Exogyra minus* COQUAND, *Exogyra boussingaulti* D'ORB., *Ostraea* sp, *Exogyra* sp.

Este nivel, con una potencia del orden de los 70 m., se inicia con unas barras calcareníticas y margosas con algunos orbitolínidos, grandes rudístidos, coralarios y gran cantidad de ostreidos hacia la parte superior.

En esta Hoja se halla representado en la Serra de Godall, en la partida dels Masets, en el Coll de la Creu, en el mismo pueblo de Freginals y en el Coll d'Amposta.

1.1.2.5 Cenomaniense (C₂₁)

Nivel predominantemente calcáreo-dolomítico que se inicia con unas barras calcáreas (micritas, dolomicritas y biomicritas con *Praealveolina*, orbitolínidos, miliólidos, etc.), sigue con unas dolomicritas (en las que pueden apreciarse fantasmas de oolitos y microfauna indiferenciada) y acaba con unas dolosparitas negras, gris y amarillentas, compactas y potentes que, con grandes reservas, podrían corresponder a los niveles de tránsito al Turoniense.

Con una potencia del orden de 70 m., está representado en forma de

dos manchones de dimensiones reducidas en las inmediaciones de la partida del Arboc, en la Sierra de Godall.

1.1.2.6 Cenomaniense-Turonense (C₂₁₋₂₂)

Con esta acepción estratigráfica se han designado los materiales correspondientes a los manchones de Masdenverge y La Carroba.

En el manchón de Masdenverge, constituido por dolosparitas y dolomicritas, abunda la microfauna recristalizada, sin que haya sido posible identificar claramente especie alguna. Se ha asociado el manchón de La Carroba por similitud de litofacies y vecindad geográfica.

En la partida de La Carroba, los materiales están constituidos principalmente por dolosparitas, dolomicritas y calizas recristalizadas (esparitas) con restos de microfauna recristalizada. Con grandes reservas se han identificado algunos ejemplares, que podrían corresponder a *Praealveolina* sp, y que vendrían en apoyo de la edad cenomaniense de estos materiales.

El conjunto dolomítico superior (similar al del cerro de Vilallarga, en las inmediaciones de Godall) podría corresponder a los primeros niveles del Turonense.

1.2 Terciario

1.2.1 PALEOGENO (T₁₋₂^A, T₁₋₃^A, T₃^A)

Sólo aflora en esta Hoja en una pequeña extensión en los alrededores de Mont Rodó, unos 3 km. al norte de Amposta. La serie es, en su totalidad, continental y está en pseudoconcordancia con el Cretácico Superior, aunque ha sido interpretada como concordante por autores anteriores (CANEROT y col., 1975). El perfil mejor representado es el de la trinchera del ferrocarril. En la base aparecen calizas terrígenas pardas-rojas con *Microcodium*, seguidas de una unidad compleja de brechas monogénicas calcáreas, nódulos pisolíticos y de niveles de costras calcáreas o caliches, todas ellas de color pardo rojo. No se ha encontrado nada más que moldes mal preservados de gasterópodos continentales, habiendo sido señalada la presencia de *Viladiella gerundensis* (Vidal) previamente por CANEROT y col. (1975). Esta unidad es muy irregular en cuanto a facies y espesor, no sobrepasando en general la decena de metros. Cartográficamente recubre en discordancia el Cretácico y fosiliza un pequeño relieve, quizá sólo erosional, siendo atribuible a un depósito continental de fanglomerados y piedemonte. Los pisolitos tienen un núcleo calcáreo y están formados por capas concéntricas de arcillas limosas y óxidos de hierro. Los pisolitos parecen concentrarse rellenando los ejes de paleocanales.

Estos niveles son atribuibles al Paleoceno o al Eoceno.

La serie se continúa por un nivel azoico de arcillas limosas rojas con lechos y enclaves de brechas calcáreas (T_{1-3}^A). A continuación aparecen brechas calcáreas y arcillas rojas con un delgado nivel muy irregular de calizas margosas blancas también azoicas (T_3^A). El conjunto del Paleógeno tiene una potencia de 40 metros y cartográficamente rellena una pequeña depresión o relieve excavado en el Cretácico Superior, aunque las relaciones estratigráficas no son muy claras debido a estar en gran parte cubierto por el Cuaternario.

1.2.2 NEOGENO

1.2.2.1 Plioceno (T_{21}^{B1} , T_{22}^{B2} , T_{22}^{B3})

El Neógeno en esta Hoja está constituido por una serie detrítica-margoso-calcárea, que alcanza una potencia máxima inferior a los 80 metros, aunque en ningún punto aflora la serie más completa y ésta debe ser establecida por correlaciones estratigráficas. Los mejores afloramientos se localizan en el área de Sant Onofre-Mont Rodó. La datación estratigráfica de estos materiales presenta ciertas incógnitas aún no totalmente resueltas. Para una visión más extensa de la datación estratigráfica de los materiales del Bajo Ebro por diversos autores, se remite al lector a la discusión realizada por MALDONADO (1972, capítulos II, IX y X).

Los niveles más inferiores, pseudoconcordantes con el Paleógeno, están puestos de manifiesto en el perfil de la trinchera del Ferrocarril, al pie de Mont Rodó (T_{21}^{B1}). Aquí la serie comienza por un banco (1-2 metros) de conglomerados poligénicos con matriz de arena y cantos bien redondeados de hasta 20 cm. Hay abundantes *Ostrea* sp y perforaciones de organismos litófagos en los cantos. Asociados al nivel de conglomerados hay arenas poco clasificadas con estratificaciones cruzadas de alto ángulo y pequeña escala y «ripples», e intercalaciones de limolitas calcáreas. Estos niveles son atribuibles en su conjunto a depósitos de playa sumergida y marcan el comienzo de la transgresión, por tanto, corresponden al complejo basal detrítico, transgresivo. Se ha encontrado la siguiente asociación de foraminíferos: *Valvulineria* cf. *bradyana* (Fornasini), *Ammonia beccarii tepida* (Cushman), *Elphidium crispum* (Linné), *E.* cf. *Antoninum* (D'Orbigny), *Nonion granosum* (D'Orbigny), *Florilus boueanus*; ostrácodos: *Cyprideis tuberculata* Menes. Los escasos foraminíferos planctónicos presentes dan lugar a un problema estratigráfico. Efectivamente, en estos niveles han sido descritas especies de *Globorotalia foehsi peripheoronda* Blow et Banner (CANEROT y col., 1975), atribuyéndolos al Burdigaliense Superior o al Helveciense Inferior. En nuestro estudio no se ha encontrado la indicada especie. Se han encontrado formas planctónicas de difícil identificación por problemas de sinonimias, pero que parecen ser próximas a la especie *Globigerina eggeri*

multiloba Romeo (sensu Blow, 1967), que se aleja de la forma descrita por los anteriores autores. La forma por nosotros encontrada es como muy antigua, correspondiente al comienzo de la zona N-16 de Blow, que data un Tortonense. Los datos paleontológicos, junto a los criterios sedimentológicos y la clara correlación estratigráfica que es posible establecer entre este afloramiento y el de Sant Onofre, indudablemente datados como Plioceno, nos hace atribuir al conjunto de este afloramiento una edad del Plioceno y, como muy antiguo, la base sería de edad Miocena Superior. No obstante, más bien nos inclinamos a pensar en una thanatocenosis de formas retrabajadas de los afloramientos del Mioceno en la plataforma durante la transgresión del Plioceno. La otra alternativa es que estos niveles basales de arenas y conglomerados (2-5 metros) sean una unidad independiente del resto de la serie margosa y pertenezcan al Mioceno.

El resto de la serie está mejor representada en el afloramiento de Sant Onofre, conocido desde antiguo (GIGNOUX y FALLOT, 1922; BATALLER y LOPEZ, 1929) y más recientemente estudiado por SOLE-SABARIS y col. (1965). La serie está representada por una unidad basal de margas, margocalizas y arcillas grises-azules, amarillas por meteorización, con intercalaciones de bancos de areniscas masivas, atribuibles a paleocanales, y delgados lechos de areniscas con estructuras basales, estratificación graduada incipiente y «ripples» (T₂₂^{B1}). Esta unidad presenta una potencia inferior a 40 m. y ha sido atribuida a un ambiente de estuario con esporádicas incursiones detríticas que desarrollan los paleocanales y el carácter turbidítico de la serie en algunos puntos (MALDONADO, 1972). A las extensas listas de fauna dadas para este afloramiento se puede añadir la siguiente: Foraminíferos: *Textularia sagittula* DeFrance, *Quinqueloculina seminulum* (Linné), *Triloculina* sp, *Bulimina elongata* D'Orbigny, *B. elongata lappa* Cushman et Parker, *Reussella spinulosa* (Reuss), *Reussella* sp, *Ammonia beccarii tepida* (Cushman), *Elphidium cruspum* (Linné), *E. cf. excavatum* (Terquem), *E. fichtellianum* (D'Orbigny), *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek), *Nonion granosum* (D'Orbigny), *Florilus boueanus* (D'Orbigny), *F. elongatus* (D'Orbigny), *Nonionella turgida* (Williamson), *Globigerina* sp, *Orbulina universa* D'Orbigny, *Hastigerina siphonifera* (D'Orbigny). Hay un predominio de *Florilus boueanus*. En los ostrácodos se han determinado *Caryocothereis carinata* (Roemer) y *Loxoconcha agilis* Ruggieri. Además hay púas de equínidos y bivalbos.

Hay un predominio marcado de *Florilus boueanus* con valores que superan al 50 por 100. Destaca también, aunque en porcentaje más bajo, *Quinqueloculina*. Los foraminíferos planctónicos están escasamente representados y en porcentajes muy bajos.

En la parte superior de esta unidad la fauna decrece marcadamente en el número de individuos y en diversidad. El límite de esta unidad se sitúa en un nivel de arenas, que puede ser atribuido a ambientes de playa y marca el fin de la serie marina. Este nivel contiene *Ammonia beccarii tepida* (Cush-

man), *Elphidium* cf. *excavatum* (Terquem) y *Nonion granosum* (D'Orbigny), siendo la forma más abundante *Ammonia* (> 90 %) y hay ausencia total de Foraminíferos planctónicos.

El nivel más superior de la serie del Neógeno (T_{22}^{B3}) está constituido por una alternancia de calizas lacustres, travertinos, margocalizas, margas y turbas impuras, con una potencia inferior a los 30 metros. La unidad presenta un marcado carácter continental y completa el ciclo del Plioceno, correspondiendo esta unidad a la secuencia regresiva continental lacustre. La fauna en esta unidad está representada por escasos restos de gasterópodos, charáceas y algunos ostrácodos (*Cyprideis tuberculata* Mehes).

El Plioceno cambia a facies continental, o está representado sólo por el nivel superior (T_{22}^{B3}), en el resto de los afloramientos del Bajo Ebro. En el subsuelo de Tortosa se ha encontrado una flora fósil también atribuida al Plioceno (BATALLER y LOPEZ, 1929; SOLE-SABARIS y col., 1965). Sólo existen unos pequeños afloramientos de estas margas arenosas continentales bajo los depósitos del Cuaternario. Independientemente, por otros autores estos niveles han sido atribuidos al Mioceno Superior (LANDERER, 1877, 1880) al Plioceno (FONT y SAGUE, 1905) en los alrededores de Tortosa, y de nuevo al Mioceno Superior (LLOPIS, 1947) en los alrededores de Tivenys.

1.3 CUATERNARIO

1.3.1 VILAFRANQUIENSE (T_2^{B3} - Q_{11}^1)

La unidad atribuida al Villafranquiense (ya sea el Plioceno final o Cuaternario más bajo) por posición estratigráfica, ya que no existen criterios paleontológicos para ello, aflora asimismo en el área de Sant Onofre (unidad conglomerática de Sant Onofre). Esta unidad ha sido atribuida al Cuaternario (BATALLER y LOPEZ, 1929) al Plioceno (SOLE-SABARIS y col., 1965) y de nuevo al Cuaternario (MALDONADO, 1972). En la presente Memoria se han seguido los criterios estratigráficos y sedimentológicos de este último autor.

La unidad conglomerática de Sant Onofre está compuesta de dos tramos. El tramo inferior (T_2^{B3} - Q_{11}^1) lo constituyen conglomerados monogénicos calcáreos de origen local alternando con arcillas y margas rojas atribuibles a depósitos de piedemonte. Este tramo presenta potencias muy variables, como máximo unas pocas decenas de metros, y rellena un paleorrelieve en los materiales propiamente pliocenos.

El tramo superior está constituido por conglomerados poligénicos (Q_{11}^3), con predominio de cuarcitas y liditas en los cantos, además de calizas, areniscas y algunos cantos de rocas ígneas muy alterados. En la base de este tramo se ha encontrado abundante *Ostrea* sp (Q_{11}^2) en el cerro de Sant Onofre, y cantos perforados por organismos litófagos, que caracterizan un ambiente litoral. Estos conglomerados dan paso hacia arriba a conglomerados

en paleocanales y niveles de areniscas con estratificaciones cruzadas de mediana a gran escala de tipo «trough», que corresponden a depósitos fluviales de tipo «braided». La madurez sedimentológica de los materiales aumenta notablemente hacia arriba, terminándose el tramo por margocalizas y arcillas abigarradas rojas-moradas y niveles de microconglomerados intercalados, que son atribuibles a depósitos de llanura aluvial.

El conjunto de esta unidad conglomerática de Sant Onofre es del orden de 200 metros y es azoica, excepto en los niveles con ostreidos descritos. Es atribuible al Plioceno más superior o al Cuaternario más antiguo. Se encuentra recubierta discordantemente por pequeños afloramientos de conglomerados poligénicos de terrazas fluviales. Lateralmente esta unidad indenta con conglomerados monogénicos calcáreos de origen local atribuibles a fanlomerados.

1.3.2 PLEISTOCENO (Q₁)

Se han cartografiado cuatro formaciones, independientemente de su posición estratigráfica relativa, y una quinta unidad correspondiente al Pleistoceno indiferenciado. Las cuatro facies cartografiadas son:

1. Conglomerados poligénicos fluviales (Terrazas) (Q₁T).
2. Depósitos de piedemonte, conglomerados (Q₁Cg).
3. Depósitos de piedemonte (glacis de sedimentación) con costras calcáreas (caliches) importantes (Q₁K).
4. Paleoplayas (Q₁P).

1.3.2.1 Conglomerados poligénicos fluviales (Q₁T)

Estos conglomerados están extensamente expuestos en los escarpes que dominan la llanura de inundación del Ebro. También pueden ser seguidos perpendicularmente al eje fluvial en los diferentes barrancos afluentes. En este sentido se adelgazan por debajo de los depósitos monogénicos de fanlomerados, con los que asimismo indentan lateralmente.

Los conglomerados están constituidos por cantos de muy diversa naturaleza petrográfica (areniscas, liditas, cuarcitas, granito, calizas, etc.), tamaño de grano y morfometría. Predominan los cantos esferoidales, aunque hay cantos de caliza nummulítica discoidales. La naturaleza petrográfica de estos conglomerados de matriz arenosa cambia de unos afloramientos a otros, lo cual es atribuido a dos factores: una diferenciación petrográfica a lo largo del cauce fluvial y a la existencia de varios ciclos sedimentarios (Tabla 1). Los conglomerados poligénicos fluviales se encuentran asociados o indentan lateralmente con limos eólicos, paleosuelos y niveles de arenas (eólicos, fluviales y de barras de llanura costera —Amposta—). Análoga disposición se ha en-

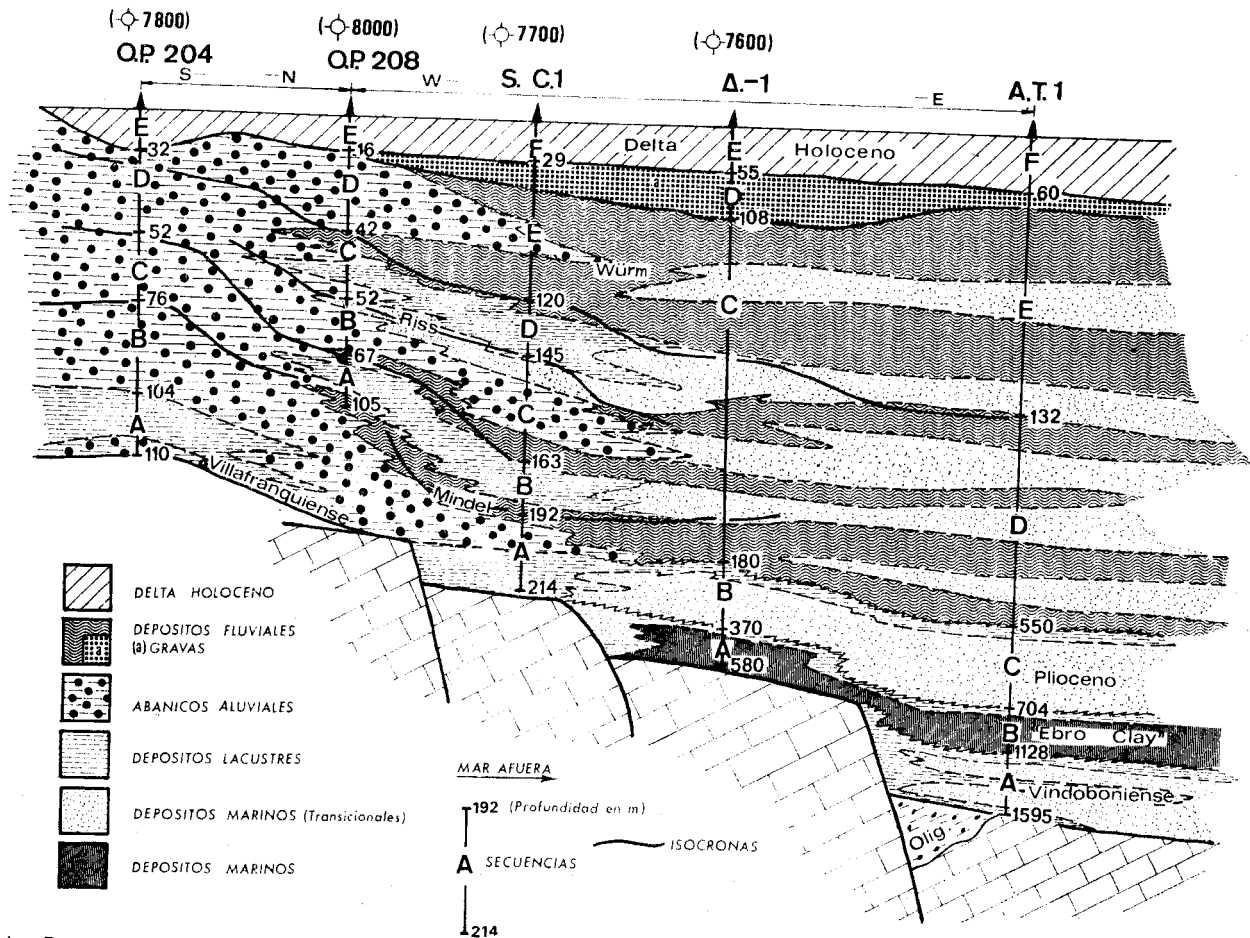


Figura 1.—Representación esquemática del Cenozoico del área del delta del Ebro. El perfil es aproximadamente una sección O.-E. a lo largo del eje del delta

contrado en los sondeos del delta del Ebro (figura 1, MALDONADO y RIBA, 1973).

1.3.2.2 Conglomerados (Q₁Cg)

Los conglomerados forman potentes depósitos que superan los 50 metros en los escarpes de los barrancos y cauces torrenciales; están constituidos por conglomerados y brechas monogénicas calcáreas de matriz limosa, alternando con niveles de margas limosas calcáreas con concreciones y nódulos de caliche, limos y paleosuelos tipo «terra fusca» y «pseudo gley». Hacia la base también aparecen paleosuelos de tipo «terra rossa». La naturaleza sedimentológica y potencia de los diferentes niveles varía en función de la distancia al macizo montañoso a partir del cual se han originado y según el ciclo considerado. El tamaño de los cantos aumenta en general hacia los bordes montañosos, paralelamente con un descenso en la potencia y número de niveles limosos intercalados. Asimismo, en un mismo perfil se pueden establecer varias secuencias atribuibles a los diferentes ciclos cuaternarios, aunque la cronología de éstos es sólo tentativa (MALDONADO, 1972, Tabla 1). Estos depósitos de origen local indentan hacia el eje fluvial con depósitos poligénicos de gravas. El mismo fenómeno ha sido observado en los sondeos de la llanura deltaica, tal como se representa en el perfil esquemático de la figura 1 (MALDONADO y RIBA, 1973).

1.3.2.3 Piedemonte (glacis) y caliches (Q₁K)

Esta unidad cartográfica está estratigráfica y genéticamente íntimamente ligada a la unidad anteriormente descrita. Se han cartografiado como tal las extensas plataformas suavemente inclinadas hacia el eje fluvial y la línea de costa. Las plataformas están constituidas por un nivel de costras calcáreas o caliches, que incluso localmente llegan a presentar el aspecto de un travertino o caliza lacustre. El nivel calcáreo final presenta potencias que superan localmente un par de metros, aunque en general es del orden de un metro. Superficialmente puede estar recubierto por una capa de suelo vegetal de unos pocos decímetros. El caliche puede cementar conglomerados y brechas (próximo a los bordes montañosos), o desarrollarse sobre limos conteniendo nódulos calcáreos. Generalmente el perfil está formado por la repetición de varios de estos ciclos, generalmente dos o tres, con una potencia total de 3 a 5 metros. Debajo están los depósitos de fanglomerados descritos, y debajo, finalmente, las gravas poligénicas fluviales. Cada afloramiento presenta sus características peculiaridades sedimentológicas y estratigráficas. Un ensayo de correlación se presenta en la Tabla 1 (MALDONADO, 1972).

1.3.2.4 Paleoplayas (Q₁P)

El afloramiento de playas antiguas o paleoplayas se localiza al NE. de l'Ampolla, en el cabo de Morro de Gos (Cap Roig) y en la pequeña cala al norte de éste. Está comprendido en parte dentro de esta Hoja y en la Hoja vecina de Hospitalet (498). El afloramiento ha sido descrito por BATALLER y LOPEZ (1931) y por GIGOUT (1959) fundamentalmente desde el punto de vista paleontológico y estratigráfico. Posteriormente (MALDONADO, 1972) estudia la relación de facies y ciclos sedimentarios. El afloramiento es atribuible al Tirreniense, aunque la posición estratigráfica precisa presenta aún dudas.

El afloramiento está constituido por dos niveles de playas encajadas y separadas por una etapa erosiva que elimina gran parte del nivel inferior (MALDONADO, 1972). El nivel inferior lo constituyen areniscas grises con *Strombus mediterraneus*? Duclos, y *Patella caerulea* Linné, atribuibles a un ambiente de «shoreface» en la parte basal y que pasa a dunas eólicas en la parte superior. A las listas de fauna ya publicadas se puede añadir *Glycymeris violacescens* (Lamarck), *Chamelea gallina* (Linné), *Spondilus gaederopus* Linné, *Ostrea* sp, y perforaciones de una esponja *Cliona celata* Grant.

El nivel superior de las paleoplayas está constituido por areniscas cementadas de matriz limosa rojo-ladrillo, muy poco clasificadas y con abundantes restos de fauna semejante a la actual del Mediterráneo Occidental. Su datación estratigráfica es dudosa, pero indudablemente es posterior a la playa basal.

Las paleoplayas están recubiertas por brechas calcáreas con abundante matriz rojo-ladrillo y a su vez se apoyan sobre un nivel de gravas poligénicas fluviales encajado en los depósitos de fanglomerados (MALDONADO, 1972).

Estas paleoplayas tienen una gran importancia estratigráfica para la datación de las formaciones del Bajo Ebro, y en gran parte en ellas se ha basado el ensayo de correlación y datación presentado en la Tabla 1.

1.3.3 HOLOCENO (Q₂)

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

tantes de ambientes litorales, se encuentran próximas al límite interno de la llanura deltaica a 1 ó 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 (figura 2):

0. El *Substrato* del complejo deltaico está formado por los depósitos del Pleistoceno: gravas poligénicas del antiguo eje del valle fluvial y depósitos monogénicos calcáreos de piedemonte 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. Estos son recubiertos por el complejo transgresivo de arenas y gravas costeras. Los depósitos transgresivos son similares en facies a las arenas holomarininas, 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.

3. *Lutitas y limos fluviomarinos* 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 fluviomarinas y holomarininas* 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*, asociados 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 fluviomarinas u holomarininas. 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 fluviomarinas y holomarininas* (o secuencias de cislapamiento), están caracterizadas por el descenso hacia arriba en el contenido faunístico y el aumento paralelo de tamaño de

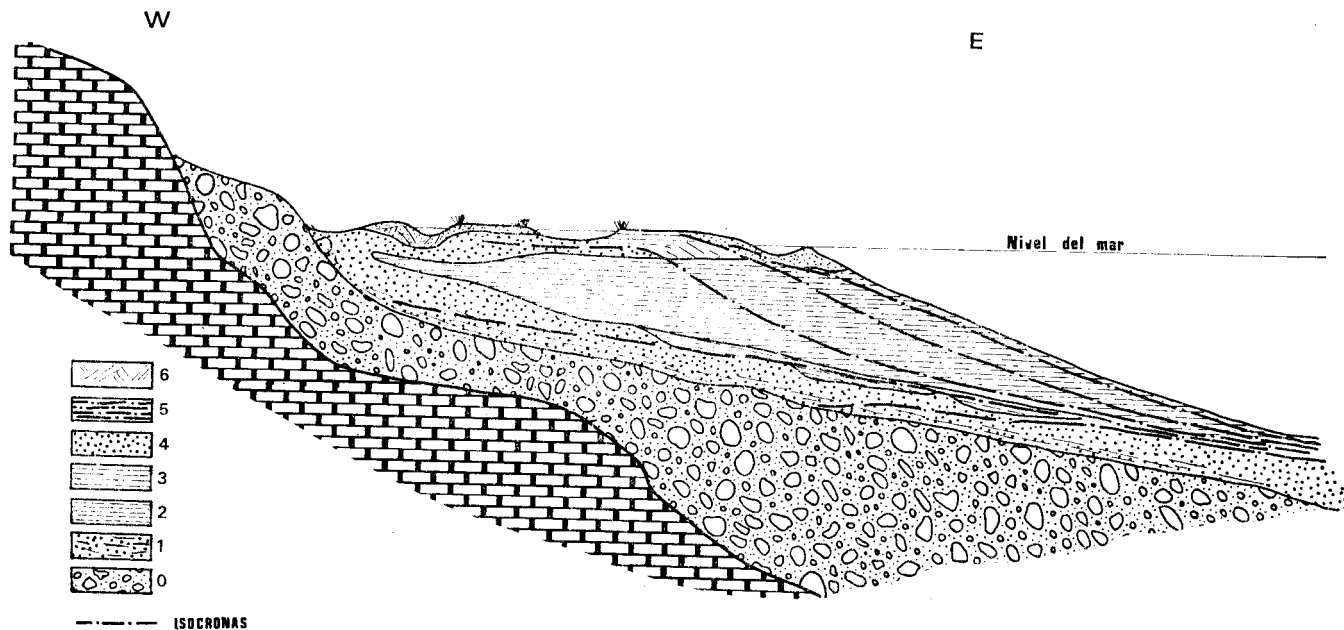


Figura 2.—Perfil esquemático O.-E. a través del eje del complejo deltaico. 0. Substrato del complejo deltaico: Pleistoceno fluvial y fanglomerados.—1. Depósitos palustres.—2. Lutitas y arcillas marinas.—3. Lutitas y limos fluvio-marinos (prodelta).—4. Arenas (gravas) fluvio-marinas y holomarinas.—5. Depósitos palustres actuales.—6. Depósitos fluviales. Explicación en el texto (epígrafe 1.3.3)

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.

1.3.4 ACTUAL-SUBACTUAL

En el delta del Ebro se pueden distinguir tres unidades fisiográficas fundamentales: a) la llanura deltaica; b) los ambientes marinos, y c) los ambientes fluvio-marinos y holomarinos. Los ambientes fluvio-marinos 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 (figura 3) 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 lagunal, marismas, llanuras de arena y canales de corriente; 3) *fluvio-marino*, fundamentalmente el frente deltaico, y 4) *holo-marino*, 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 fluvio-marinos del prodelta están íntimamente ligados a los depósitos marinos de plataforma, a los cuales presentan una transición gradual aguas afuera. Los sedimentos fluvio-marinos y holomarinos representan la transición entre los depósitos marinos y continentales. Esta transición puede ser gradual, con los límites deposicionales definidos 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.



Figura 3

1.3.4.1 Los «levees» naturales (Q₂Li)

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 de esta Hoja una altura media de 2,5 a 3,5 metros sobre el nivel medio —el río, decreciendo progresivamente hasta 1,5 metros de altura media hacia el extremo oriental y zonas de intercanales, o en dirección perpendicular al cauce—.

La textura de los sedimentos es muy variable, mostrando una gran dispersión los sedimentos en los diversos tipos de diagramas texturales (figura 4) $\alpha\phi/Md$, $\delta\phi/Md\phi$ 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 muestran 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 y 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 μm .

El contenido biológico está caracterizado por raíces y fragmentos de plantas. El contenido orgánico total es muy bajo, generalmente por debajo del 1 por 100; no obstante, localmente el contenido en materia orgánica puede ser más elevado e incluso llegar a aparecer delgados lechos turbosos, tal como en la Isla de García (DOBBY, 1936). Frecuentemente los sedimentos han sido oxidados a un color rojizo como resultado de exposición subaérea, mientras que los niveles sometidos a inundación presentan un color oscuro y son más ricos en materia orgánica.

Figura 3.—Distribución de los ambientes sedimentarios de la llanura deltaica del Ebro y características geológicas de las áreas adyacentes: A. Ambientes fluviomarinos y holomarininos.—B. Canales y distributarios abandonados.—C. Ambientes lacustres actuales.—D. Ambientes lacustres colmatados (marismas de agua dulce y agua dulce-salobre).—E. Llanuras de arena permanentemente inundadas (lucios).—F. Levees naturales.—G. Marismas de agua salobre y enclaves de vegetación en las llanuras de arena.—H. Barras de arena.—I. Dunas.—J. Abanicos aluviales.—K. Pleistoceno: Depósitos de gravas y conglomerados poligénicos fluviales, indentando lateralmente con depósitos de origen local.—L. Cuaternario indiferenciado.—M. Pleistoceno: Fanglomerados calcáreos.—N. Plioceno de Sant Onofre.—O. Mesozoico.—P. Pleistoceno: Costras calcáreas y conglomerados

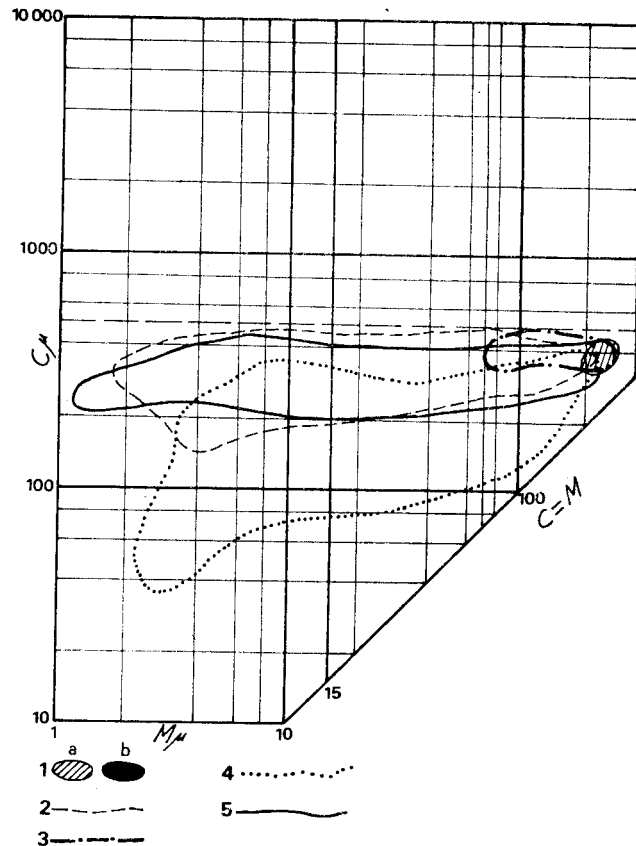
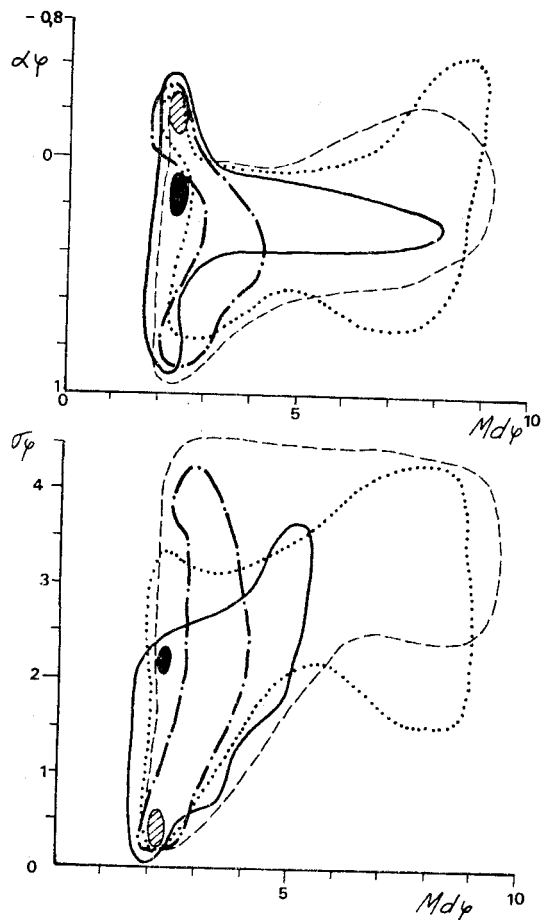


Figura 4.—1. Diagramas holomarineros y dunas (en negro a la izquierda).—2. Depósitos lacustres y de marismas.—3. Llanuras de arena y depósitos de canales.—4. Depósitos de bahía y prodelta.—5. Depósitos fluviales y fluviomarinos.—1a. Holomarineros. 1b. Dunas

1.3.4.2 Canales fluviales abandonados (Q₂Lis)

Cuando el río abandona un cauce funcional a favor de un nuevo cauce de recorrido más corto hacia el mar, fenómeno denominado difluencia, el antiguo cauce es rápidamente colmatado. Estos canales abandonados, aunque ocupan una pequeña extensión superficial, son de una gran importancia, pues ellos han regido el desarrollo deltaico (figura 3).

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, KOLB y 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 (figura 4). 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.

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.

1.3.4.3 Ambientes palustres (Q₂Mt, Q₂Mli, Q₂Ms)

El *ambiente lagunar* (Q₂Ms, Q₂Mli) está caracterizado por sedimentos con alto contenido en materia orgánica. Este ambiente ocupa extensas áreas de la llanura deltaica (figura 3). La profundidad media de las lagunas es de 1 metro o menos; ninguna laguna excede de los 2 metros.

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 (Hoja de Alcanar) tiene la salinidad más baja, frecuentemente por debajo del 3 por 1.000. No obstante, cuando el nivel del mar se eleva en la bahía (MALDONADO, 1975 b), el agua marina penetra en la laguna a través de un canal de corriente estrecho, con lo que la salinidad aumenta notablemente. La

EST DE LA TANCADA

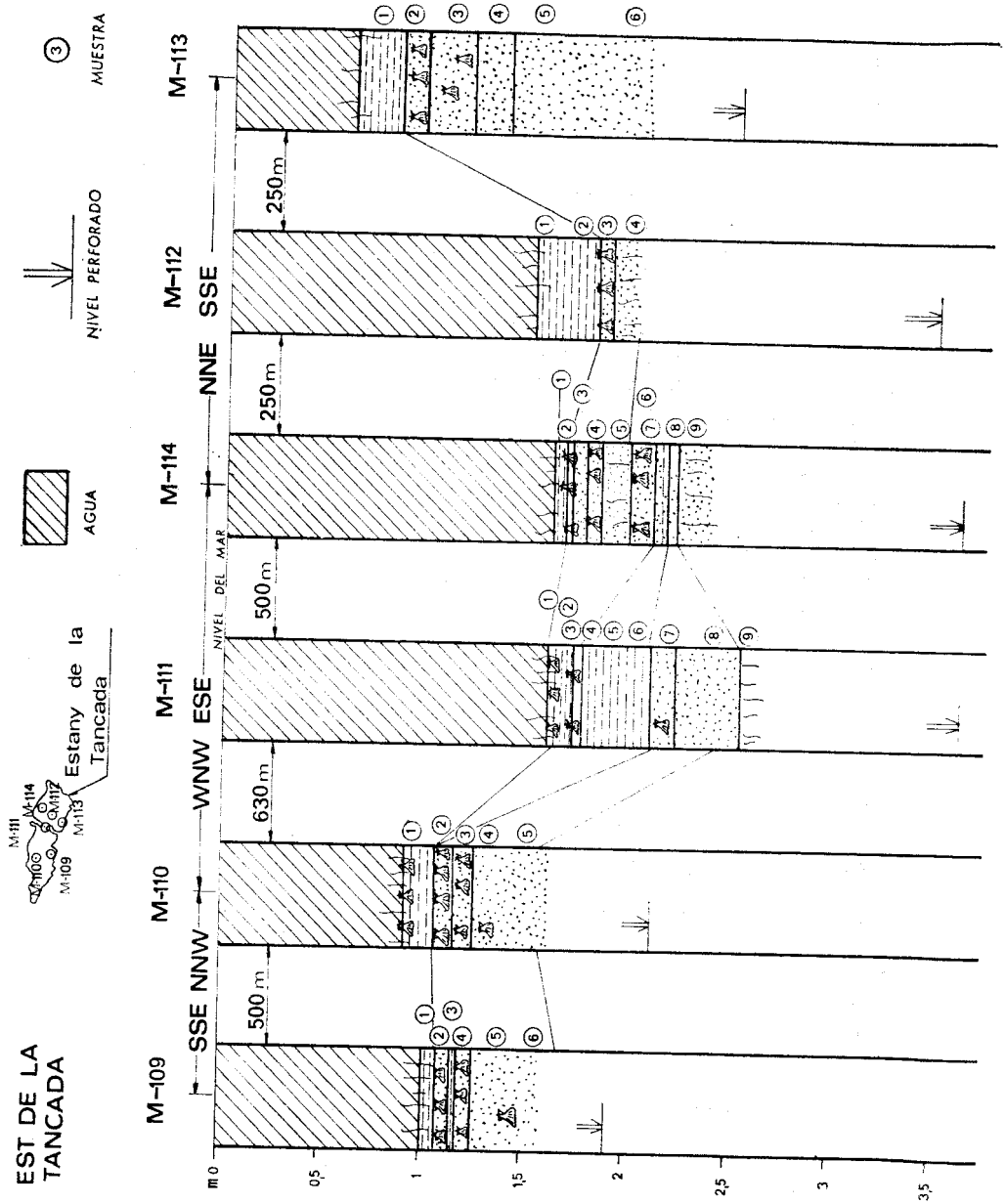
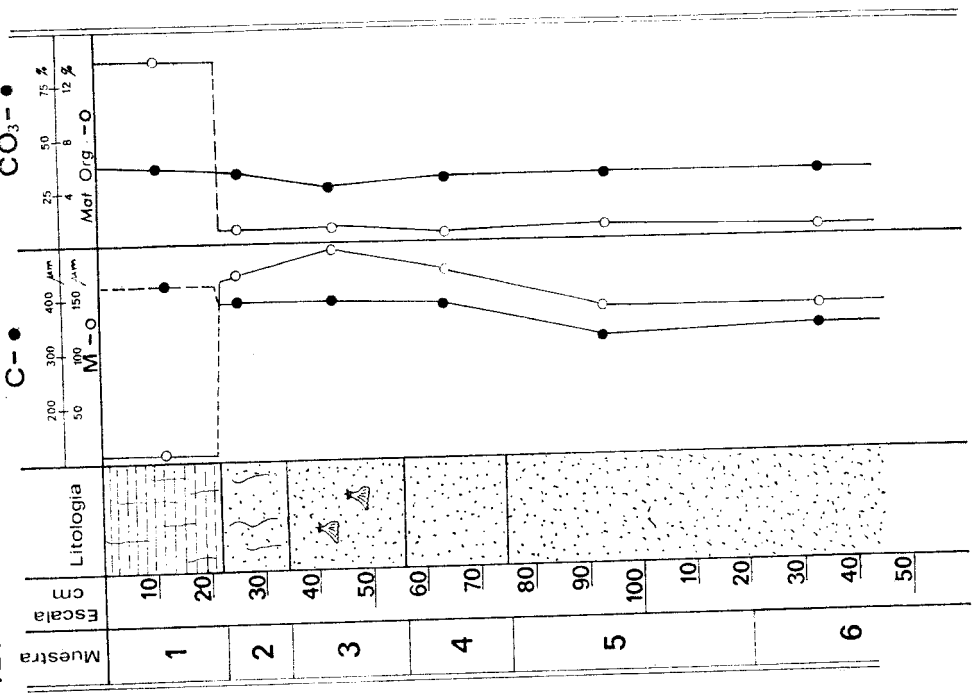


Figura 5.—Testigos representativos del ambiente lagunar. El diagrama muestra la relación y tipos de facies presentes en el Estanque de la Tancada

TESTIGO M-113 [145 cm]



TESTIGO M-167 [71 cm]

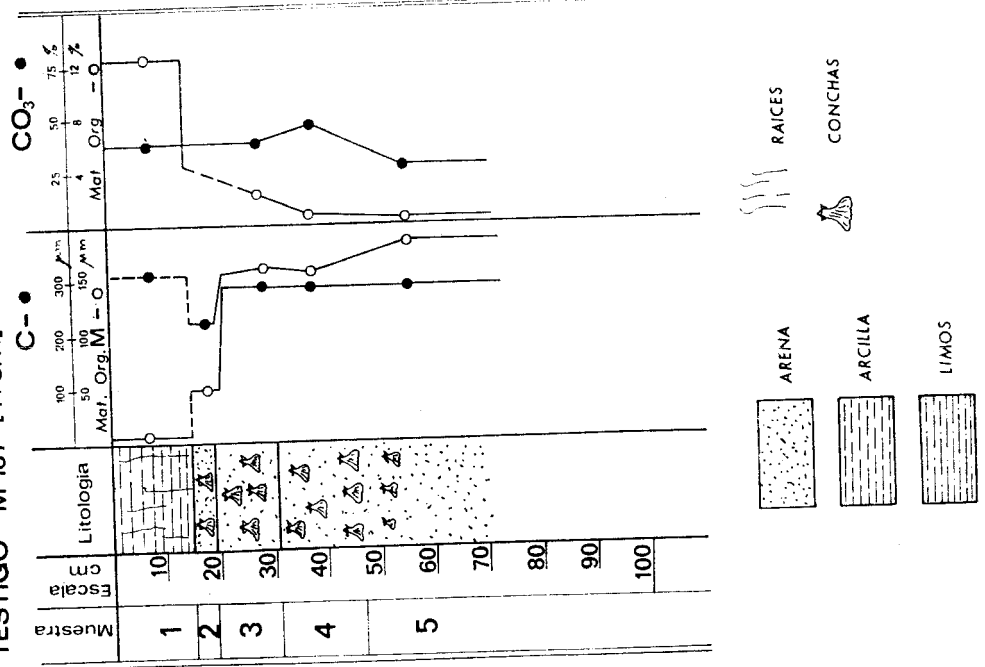


Figura 6.—Perfiles sedimentológicos de dos testigos representativos del ambiente lagunar

salinidad en las otras lagunas, generalmente oscila entre el 8 y el 30 por 1.000, pero durante el verano llega a ser superior.

Hay una gran variedad de sedimentos en el ambiente lagunar, estando definidos dos tipos fundamentales (figuras 4, 5 y 6): (1) arenas con $\alpha\phi \approx 0$, $\delta\phi < 1$, y agrupadas en el diagrama C/M en el área de suspensión gradada, y (2) lutitas con $\alpha\phi > 0$, $\delta\phi > 1$, y agrupadas en el diagrama C/M en el área de suspensión uniforme (MALDONADO, 1972, 1975 b). 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.

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 mono-específica 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* (O₂Mt) 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 colmatar 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 fluviomarinos y holomarinis, 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 y 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. Estas están formadas por un perfil de suelo consistente en 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 (figura 2). El contenido biológico consiste fundamentalmente en restos de plantas y gasterópodos continentales, ostrácodos y unos pocos foraminíferos con caparazones 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 por 100.

Las *llanuras de arena* (Q₂P) 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 o temporalmente 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 holomarinis. 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 mats»), y eventualmente de marismas o pequeños enclaves con vegetación que fomentan la captura de sedimentos finos.

El contenido faunístico es variable, generalmente bajo. Está compuesto de pelecípodos y gasterópodos (*Cardium*, *Cyclope nariteus*, etc.), unos pocos foraminíferos 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. Esta es causada por la fluctuación del nivel freático y el escape de burbujas de aire.

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

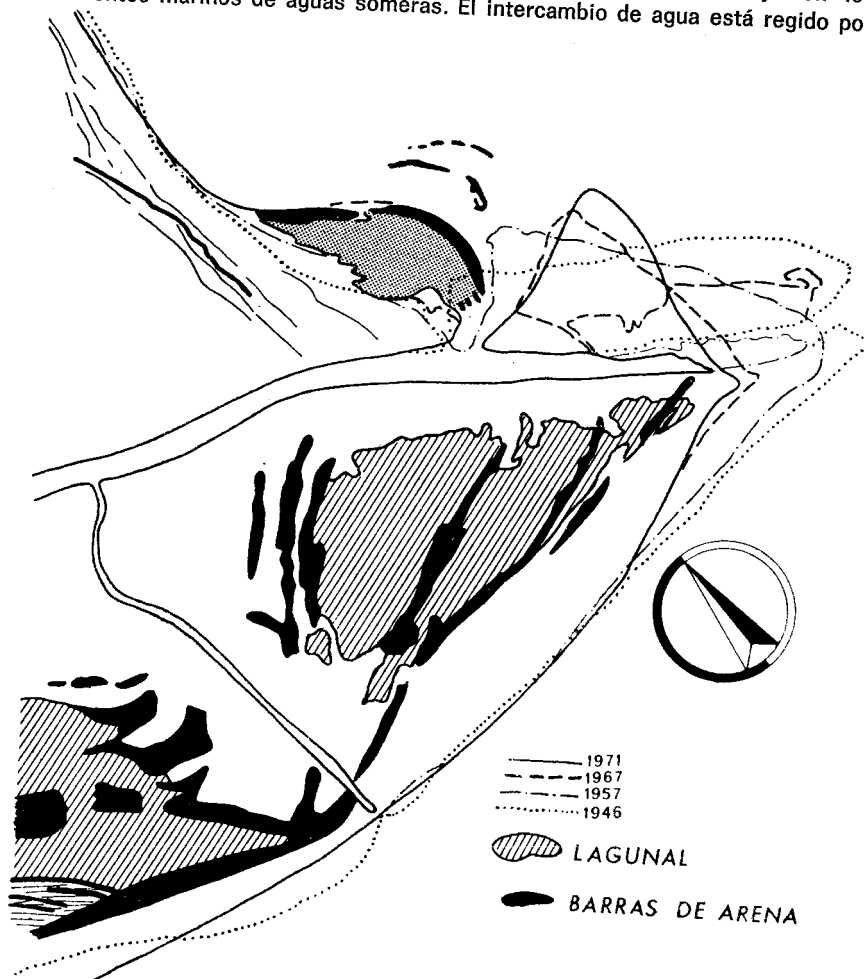


Figura 7.—Evolución del frente deltaico reciente entre 1946 y 1971. Reconstitución realizada a partir de fotos aéreas verticales (ver figura 8)

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 cuando 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, de dos de los ambientes holomarinicos a las de los ambientes lacustres.

1.3.4.4 Ambientes fluviomarinicos y holomarinicos

El *frente deltaico* (Q₂P, Q₂FI, Q₂CI) está caracterizado por la asociación de barras ligadas a la progradación deltaica (COLEMAN y 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 afuera (figuras 7 y 8). 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 (figura 8 A). La difluencia del canal tuvo lugar a corta distancia de la boca del río, y, en menos de veinte años, fue sustituida 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 (figura 8 D) y para 1971 ya se habían desarrollado tres generaciones sucesivas de barras, con las más externas aún completamente sumergidas (figura 8 F).

La textura de las arenas del frente deltaico es la misma que la de las arenas holomarinicas (figura 4). 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 holomarinicos.

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 por 100 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*.

Las estructuras sedimentarias más comunes son diversos tipos de estratificaciones cruzadas. Son también muy características las concentra-

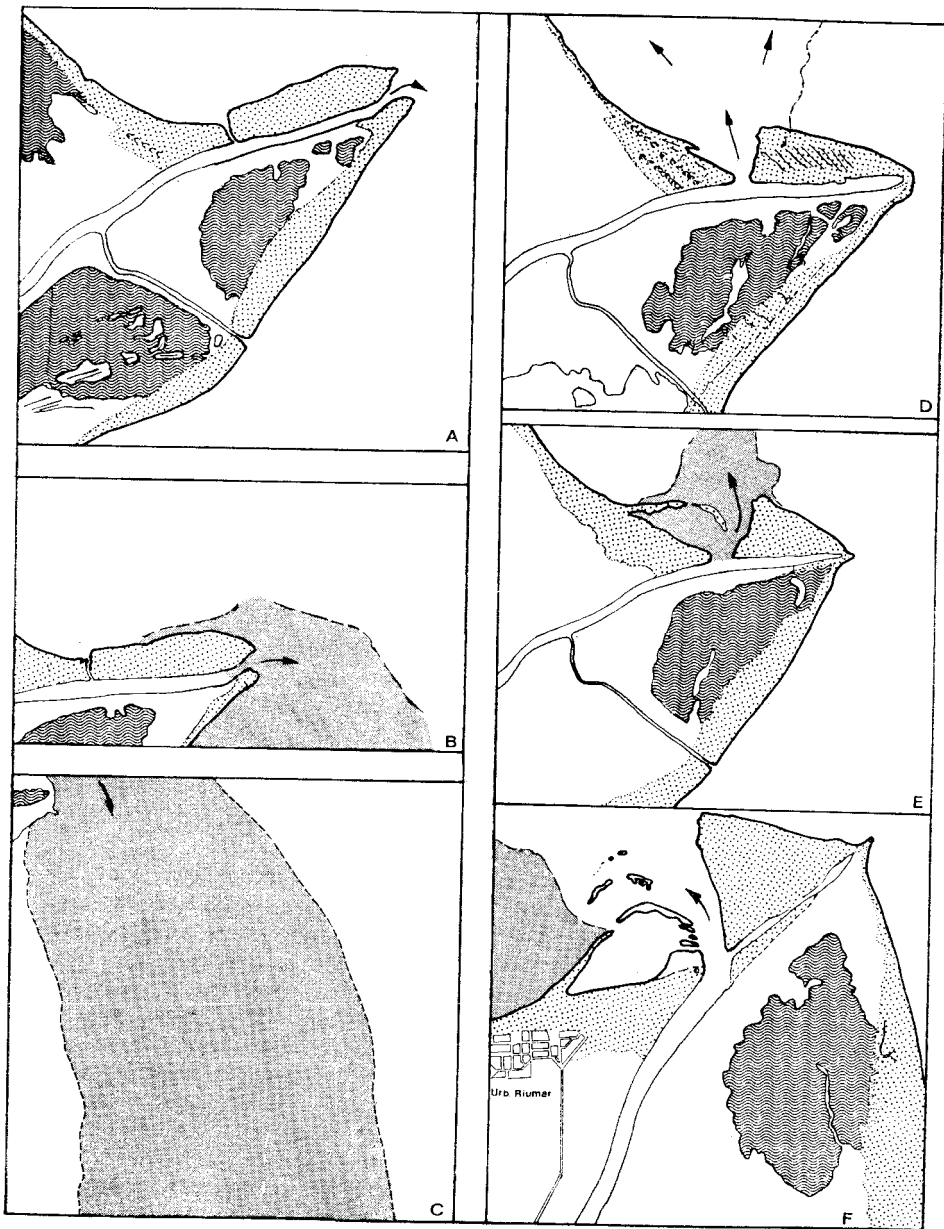


Figura 8

ciones 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 protegidas 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* (Q_2P , Q_2Cl , Q_2El) 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. 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 (figura 4). 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 holomarinas. Las concentraciones de minerales laminares son en general las mejor 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

Figura 8.—El frente deltaico dibujado según sucesivas fotografías aéreas verticales muestra los procesos de difluencia y evolución, así como las características de la descarga fluvial en diversos tiempos y condiciones: A. Febrero de 1946.—B. 25 de febrero de 1946, 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.—D. 1 de julio de 1957, en este caso la descarga fluvial se realiza hacia el Norte.—E. 25 de julio de 1967.—F. Noviembre de 1971 (ver explicación complementaria en el texto, epigrafe 1.3.4.4)

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* (figura 9) 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 (figura 4). 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 pseudopunctata* (Hoglund). El conjunto de las asociaciones faunísticas presentes es muy diverso.

El *prodelta antiguo* y *plataforma de prodelta* (figura 9) son cuerpos sedimentarios que ocupan zonas de lóbulos deltaicos abandonados. Después del abandono de un lóbulo deltaico las tempestades y el oleaje atacan al frente deltaico y *prodelta* dispersando los sedimentos y suavizando las características topográficas (figuras 12 y 13). 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 ± 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

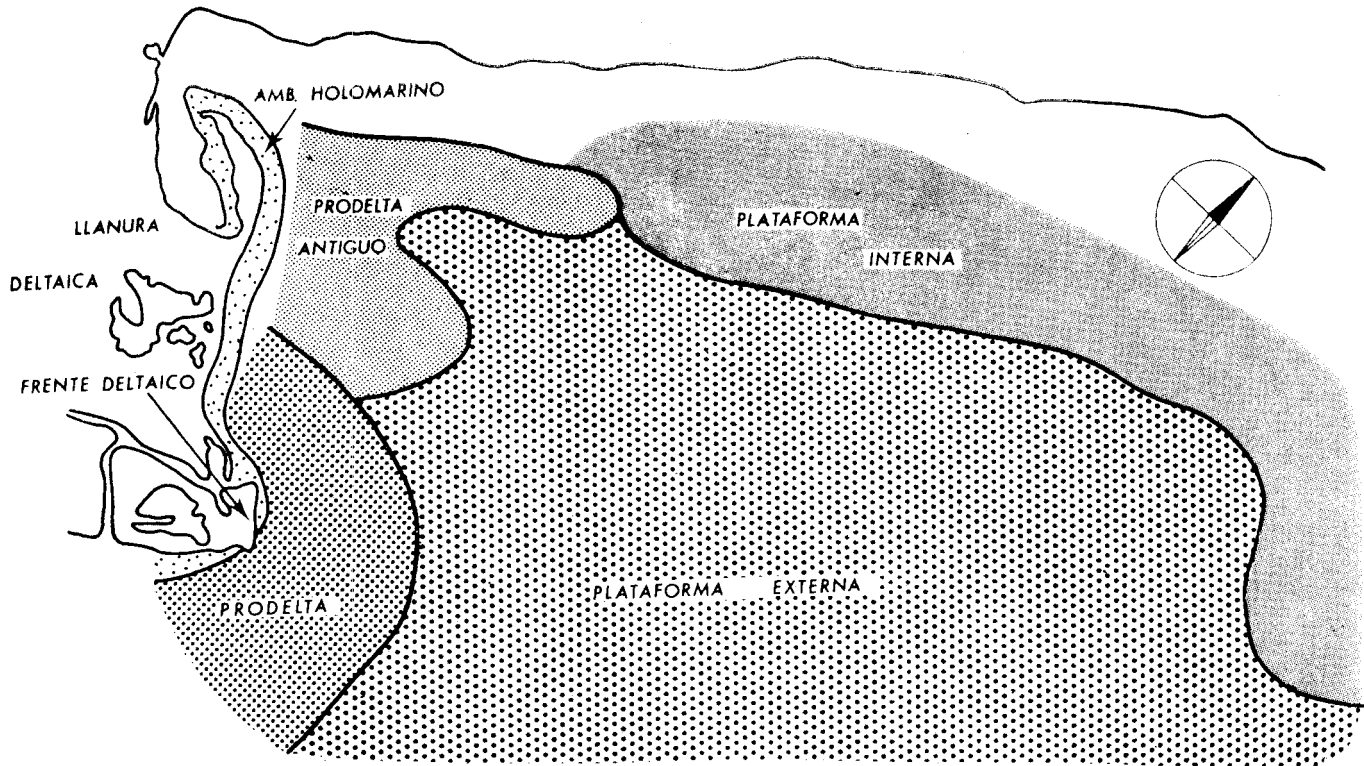


Figura 9.—Distribución de los ambientes deltaicos marinos. Explicación en el texto (epígrafe 1.3.4.4)

el fondo es arenoso y la agitación es moderada, las especies dominantes son *Eponides granulata* di Napoli Alliota, *Asterigerina* sp, *Ammonia beccarii* (Linné), *Nonion depressulus* (Walker y Jacob) y *Quinqueloculina schlumbergeri* (Wiesner). Esta zona se extiende hasta una profundidad de 10 m. A profundidades mayores (hasta 50 metros) el sustrato es fangoso y las especies vivientes dominantes de foraminíferos son *Nonionella opima* Cushman, *Bulimina aculeata* D'Orbigny, *Brizalina pseudopunctata* (Hoglund) y *Valvulinaria complanata* (D'Orbigny) (MALDONADO, 1975 b). Estas asociaciones son siempre muy diversas.

1.3.4.5 Ambientes marinos

El ambiente de bahía (figura 3) queda delimitado por las grandes flechas litorales que flanquean al delta. La temperatura del agua en el Port del Fangar varía entre 26°C y 8°C (LOPEZ y ARTES, 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 por 1.000, siendo uniforme sobre el fondo a 38 por 1.000.

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.

Texturalmente los sedimentos de este ambiente pueden ser agrupados en tres tipos diferentes (figuras 10 y 11): 1) arenas holomarinadas, localizadas en la plataforma de aguas someras y en la base de algunos testigos; 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 de 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 pecelípodos. Los foraminíferos vivientes están dominados por *Ammonia beccarii* (Linné) (20-80 por 100) 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 schlumbergeri* (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

PORT DEL FANGAR

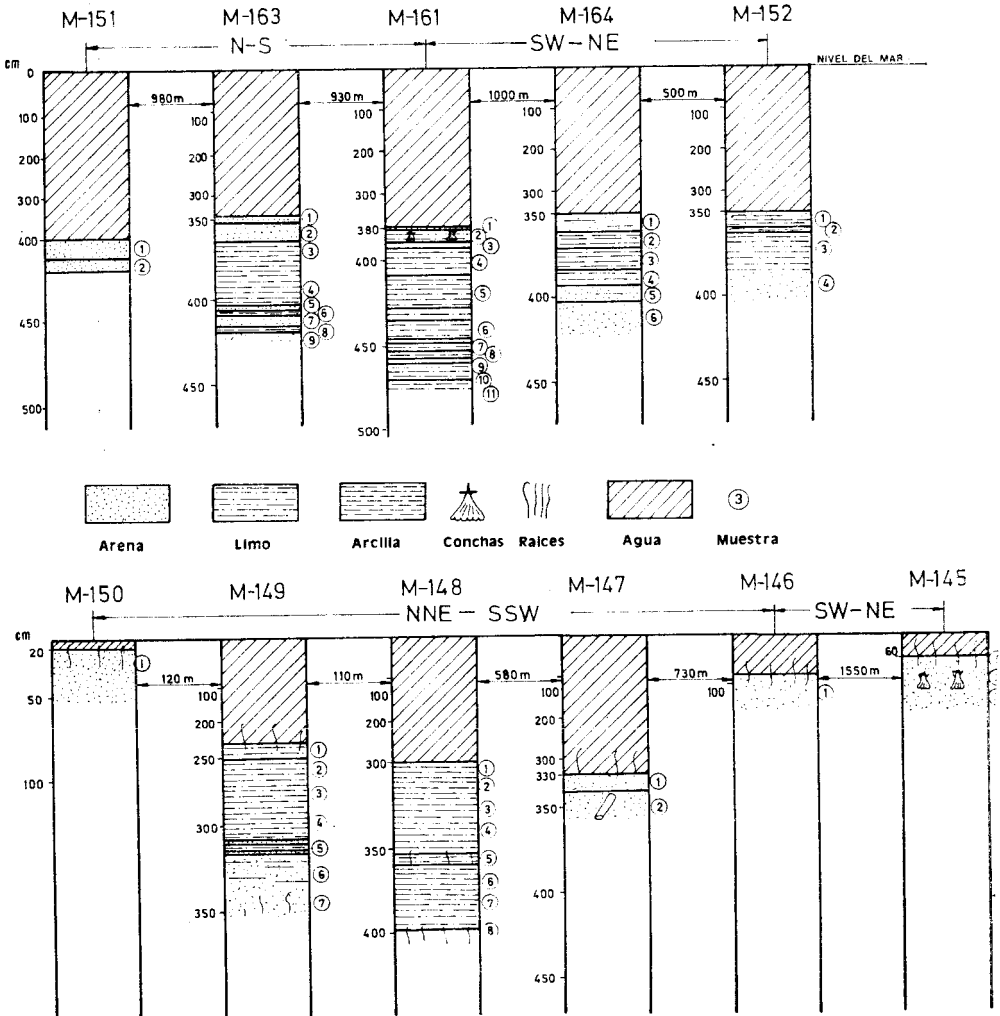
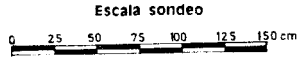
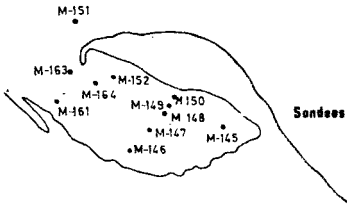
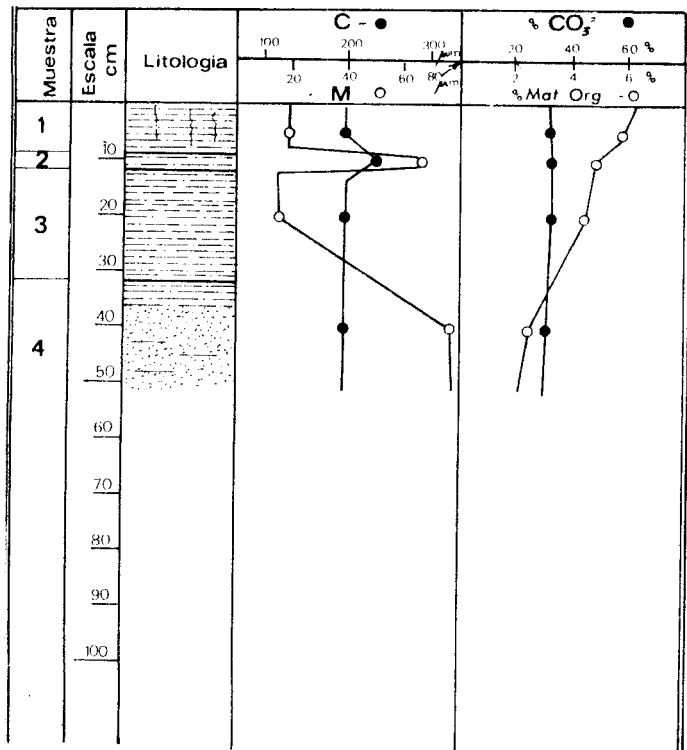


Figura 10.—Testigos representativos del ambiente de bahía. El diagrama representa los tipos de facies y su distribución en el Port del Fangar

TESTIGO M-152



TESTIGO M-163

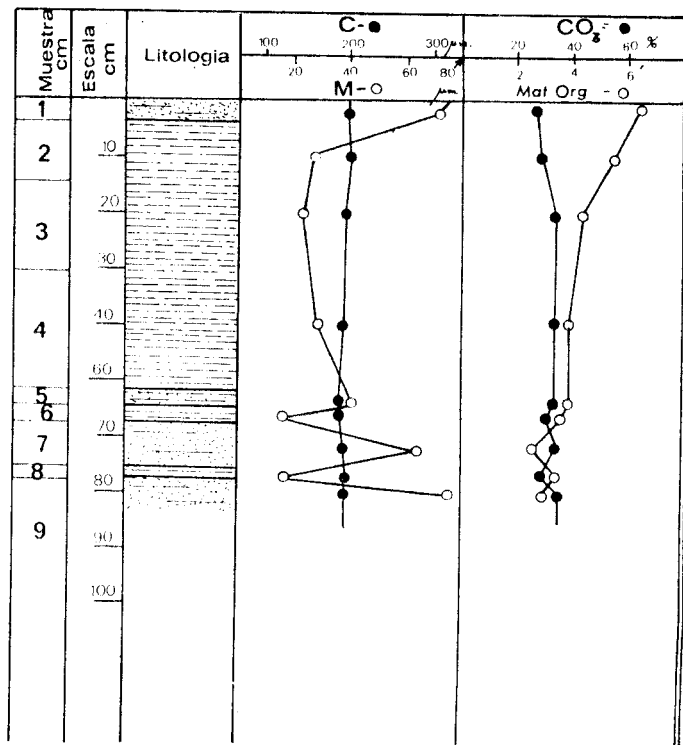


Figura 11.—Perfiles sedimentológicos de dos perfiles representativos del ambiente de bahía

bahía. La actividad biogénica es muy intensa y puede oscurecer todas las estructuras sedimentarias primarias.

Los *ambientes de plataforma* (figura 9) pueden ser diferenciados en base a la asociación de facies (MALDONADO, 1972; ALOISI y 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.

1.3.4.6 Aluvial (Q₂Al)

En la cartografía se han distinguido los depósitos aluviales del Bajo Ebro de los «levees» naturales de la llanura deltaica. En cuanto a génesis y evolución ambos tipos de depósitos son similares, sin embargo el aluvial es independiente del desarrollo deltaico y además está caracterizado por una granulometría y proporción de sedimentos detríticos gruesos relativamente más elevado.

2 TECTONICA

Esta Hoja se halla enclavada en la zona de terminación meridional de las cordilleras costeras catalanas y formando parte de la misma, por lo que sus líneas estructurales maestras son de dirección claramente NE-SO.

Los accidentes tectónicos más importantes son las fallas y los pliegues, ambos de clara dirección catalánide (NE-SO), aunque existen fallas secundarias subsidiarias que empiezan a tener alineaciones ibéricas (NO-SE).

Las fallas principales son las que delimitan claramente los contornos del «horst» tectónico que forman el conjunto de la Serra del Montsià y la Serra de Godall, y las que, paralelas a las primeras, separan ambas Sierras entre sí y dan lugar a la aparición de la pequeña fosa tectónica Ulldecona-Freginals.

Existen dos conjuntos de fallas principales: uno que, paralelo a la costa y de plano inclinado hacia el SSE, hunde la Serra del Montsià por su vertiente E, pasando por las inmediaciones de la partida del Mas d'en Carrasca; y otro, paralelo al anterior y de plano inclinado hacia el NNO, que se extiende desde el Puig, en Ulldecona, hasta Les Comunes, en las inmediaciones de Freginals.

Estas fracturas son de innegable origen alpídico y en algunos casos (Montsianell) llegan a estar afectadas por otras casi ortogonales, que son ligeramente posteriores a las primeras.

Los manchones de Masdenverge y de La Carrova están afectados profundamente por pequeñas fracturas de alineación catalánide.

Estructuralmente la Serra del Montsianell, continuación de la del Montsià, es un sinclinal de gran radio delimitado por fracturas. La Serra de Godall

consiste en un sinclinal de gran radio, afectado por fracturas, cuyo núcleo conserva unos manchones de los materiales más altos de la serie mesozoica.

La parte norte de la Hoja constituye la terminación meridional del macizo mesozoico que ocupa el tercio sur de la Hoja de Perelló. La tectónica de esta zona es de bloques hundidos a favor de fallas de dirección fundamentalmente catalánide y su conjugada, si bien existe otro sistema de fracturas más norteadas, de origen, probablemente, más antiguo y que han sido reactivadas en la fase alpídica.

Los dos bloques tectónicos principales, individualizados en la Hoja de Perelló, llegan muy amortiguados a la de Tortosa. Tan sólo la falla que asoma por el borde norte (299,2 4523), cuya longitud sobrepasa los 10 km., constituye el único rasgo que nos permite evidenciar estos dos bloques que, más al Sur, quedan fosilizados por el Cuaternario. Esta falla, de plano inclinado 50°-70° hacia el E, contribuye al basculamiento del bloque izquierdo hacia el O, al mismo tiempo que hunde el bloque oriental, siendo una más de las que producen un progresivo y muy marcado escalonamiento del macizo mesozoico hacia la costa. Esta falla, que no tiene dirección catalánide, pudiera ser de origen prealpídico, si bien durante este período se reactivaría en la etapa de descompresión post-alpídica.

Estructuralmente, la zona se caracteriza por una serie de pliegues muy suaves, de dirección paralela a la costa, claramente catalánide.

El Paleógeno está mal representado en la presente Hoja. Forma una serie monoclinal buzando 35° a 45° hacia el ESE, pseudoconcordante con el Mesozoico. No hay claras evidencias de influencia tectónica entre el Cretácico Superior y el Paleógeno Inferior, o dentro del Paleógeno aflorante. Sin embargo, la disposición de unidades y naturaleza de las facies presentes están en favor de, por lo menos, una o varias etapas erosivas en este lapso de tiempo.

El Neógeno en Sant Onofre está ligeramente tectonizado. El conjunto del afloramiento define un domo-anticlinal muy suave, con alineación N.-S. del eje mayor. Los buzamientos predominantes son de 3° a 10°, aunque localmente hay buzamientos de más de 20°. El afloramiento de la trinchera del ferrocarril es una serie monoclinal con una disposición en abanico, aunque en ningún punto llegue a formar una discordancia. La serie aquí presenta buzamientos del orden de 30° en la base, mientras que en el techo es inferior a 10°.

El Cuaternario está afectado por la tectónica. En el afloramiento de Sant Onofre la unidad conglomerática de este nombre presenta localmente buzamientos del orden de 80° (SOLE SABARIS y col., 1965; MALDONADO, 1972) y está afectado por fallas que la ponen en contacto con el Plioceno.

En el perfil de la trinchera del ferrocarril el Plioceno termina en su parte oriental bruscamente contra una falla normal que lo pone en contacto con las gravas y fanglomerados del Cuaternario. Esta falla tiene una orienta-

ción NNE.-SSO., esencialmente paralela a las principales alineaciones estructurales de la Hoja.

En resumen, la estructura del Mesozoico comprendida dentro de la Hoja de Tortosa no se caracteriza por un plegamiento de fuerte intensidad, como ocurre en otros sectores de los Catalánides. El plegamiento es laxo y orientado de NE. a SO., aunque algo más al Sur empiezan a interferir con ejes de dirección ibérica. En cambio, lo que dominan son las estructuras de fracturación. Unas fallas pertenecen sin lugar a dudas a las fases últimas de la orogénesis alpídica. Las demás, que son de distensión y tienen valor morfológico, individualizan varios bloques emergidos (sierras de Godall, del Montsià, del Cardó, etc.) sobre otros deprimidos y recubiertos parcialmente por los depósitos neógenos y cuaternarios. Existe, de forma muy evidente dentro del pequeño marco de la Hoja de Tortosa, una neotectónica que ha condicionado una morfología con acusados abruptos, que ha condicionado también la línea de costa actual, así como el trazado presente del río Ebro en su cruce complejo por las cordilleras costeras catalanas. Esta neotectónica ha afectado asimismo la morfología de la plataforma costera, el volcanismo y la depresión sobre cuyo eje se ha desarrollado el delta del Ebro.

3 EVOLUCION HISTORICA

Hacia el final del Jurásico, esta zona deja de tener carácter de umbral laxo que había tenido hasta entonces y empieza una lenta subsidencia acompañada de ligeros movimientos oscilatorios, que posibilita la deposición de los materiales calcáreos del Cretácico.

Al empezar el Cretácico la deposición se realiza bastante sosegadamente con algunos ligeros términos de aguas agitadas (pasadas oolíticas) y emersiones rápidas bastante frecuentes (presencia de «hard grounds» y de superficies erosivas incipientes).

En el tramo que hemos considerado como Valanginiense-Hauteriviense (C₁₂₋₁₃) la sedimentación presenta una facies de tipo nerítico con episodios de aguas agitadas (oolitos) y emersiones frecuentes («hard grounds»).

El Barremiense contiene fauna de tipo bentónico (*Choffatella*), con algunas características de aguas agitadas (oolitos) y oxigenadas (grandes gasterópodos) con *Natica* sp. e intercalaciones de tipo lacustre tal como viene indicado por la asociación de *Choffatella*, ostrácodos y oogonios de carófitas.

El Aptiense, nerítico también, presenta caracteres más marinos que los pisos descritos anteriormente. Con episodios de aguas agitadas (zonas oolíticas) y períodos de emersión cada vez más frecuentes hacia la parte superior, donde los «hard grounds» se hacen más potentes y acusados. Estas emersiones posibilitan el que en un momento dado puedan instalarse corales en la parte superior de esta serie (*Isastraea* sp.).

El Albiense presenta acusados caracteres de continentalidad con presencia de orbitolínidos, coralaris y grandes rudístidos.

Comprende unas facies detríticas que pueden corresponder a sedimentos de llanura aluvial con indentaciones marinas muy notables (intercalaciones micríticas, biomicríticas y bioclásticas), de aguas agitadas y oxigenadas. La presencia de bancos de ostreidos hacia el final de la deposición de estos materiales, anuncia prácticamente el fin de las condiciones regresivas.

El Cenomaniense, caracterizado por una importante transgresión, viene anunciado por la presencia de unas barras lumaquéllicas formadas por ostreidos. Durante esta edad se inicia una importante transgresión marina que posibilita la deposición de grandes espesores de materiales calcáreos, transgresión que continúa posiblemente durante el 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-SO.

La evolución histórica durante el Terciario de esta zona queda mejor definida si se toman en consideración los datos de sondeos realizados en el delta y la plataforma continental (figura 1; MALDONADO y RIBA, 1973, en figura 3).

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 la tierra, estando estos cambios de facies controlados por fracturas paralelas a las principales alineaciones NE-SO.

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 Clays»). 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 emersión generalizada del área. Esta 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 el desarrollo 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 desarrollan 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 el fin de la última glaciación durante el siguiente ascenso eustático del nivel del mar. Este desarrollo está caracterizado 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 progresa como una sucesión de potentes secuencias cislápantes. 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 (MORNER, 1971) y a este tiempo el nivel del mar se encontraba a unos 85-90 metros 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 sumbarino 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 ± 350 años a. p. para la turba de la estabilización del nivel del mar inferior, y de 5.180 ± 300 años a. p. para la turba de la segunda estabilización (SOLE-SABARIS 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.

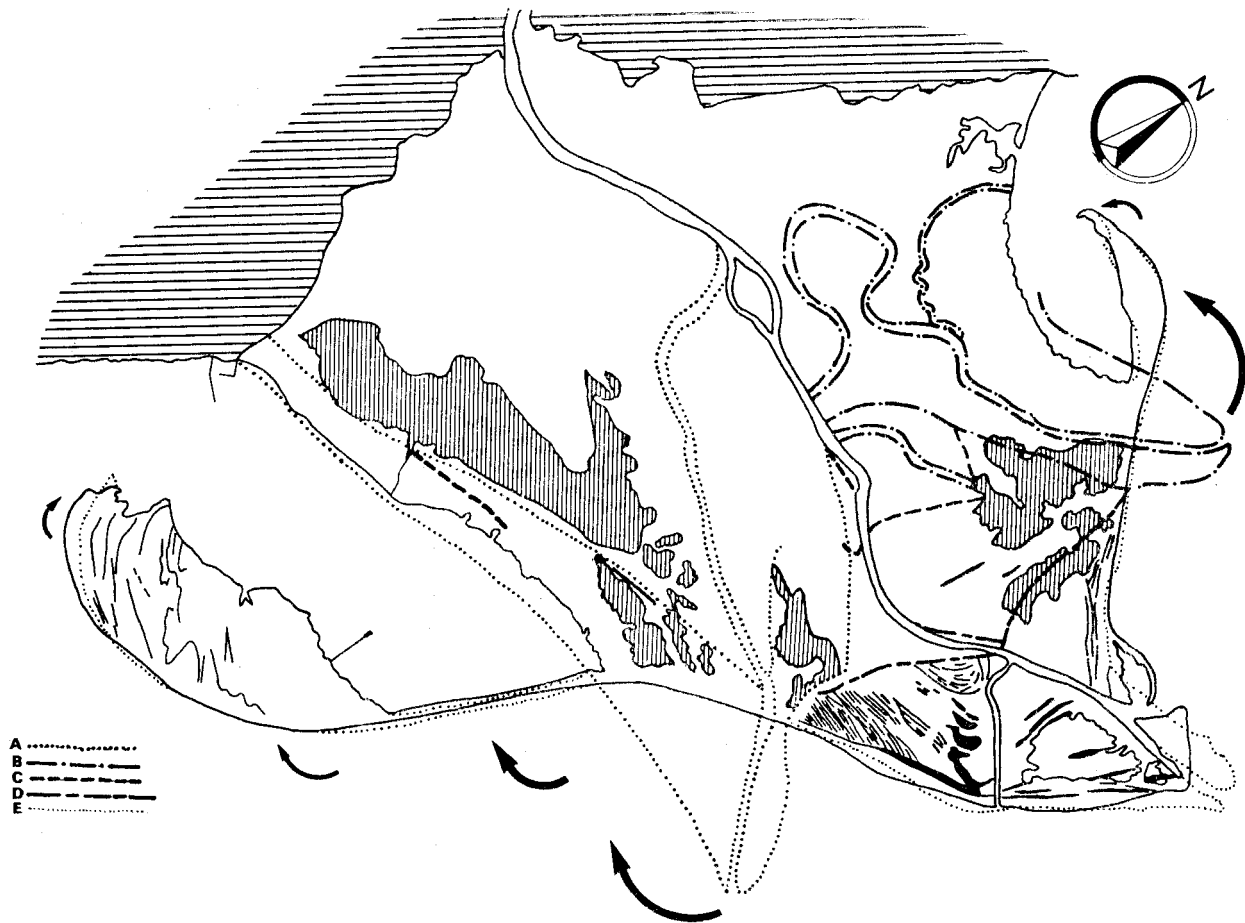


Figura 12.—Lóbulos de la llanura deltaica del Ebro: A. Lóbulo deltaico meridional.—B. Lóbulo deltaico septentrional (siglos XVI y XIX).—C. Inicios del siglo XVIII.—D. Siglo XVIII.—E. Año 1946. La línea de costa corresponde al año 1967

Esta llanura deltaica primitiva fue transgredida posteriormente ante el continuo ascenso del nivel del mar. Ello da lugar al desarrollo de depósitos 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 llanura deltaica actual del Ebro está formada por los lóbulos deltaicos representados en la figura 12 (MALDONADO y RIBA, 1971). El lóbulo deltaico meridional (A) es el más antiguo y se desarrolló hasta el siglo XVI. El lóbulo septentrional (B) se desarrolló esencialmente durante los siglos XVII y XVIII, alcanzando hasta principios del siglo XIX. El período activo del lóbulo central (C, D y E) coexiste con el del lóbulo septentrional durante su estadio final de desarrollo. Inicialmente, el lóbulo central tuvo hacia el Norte un distributivo activo durante el inicio del siglo XVIII. El distributivo oriental alcanzó su máximo desarrollo hacia 1946. (Figuras 7 y 8.)

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 por 100 en descarga fluvial, para el período de 1951-1965, en relación al período de 1912-1935 (MASACHS, 1948; MALDONADO, 1975 a).

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.

Los procesos de erosión y sedimentación desarrollados en el delta del Ebro entre 1890 y 1967 están representados en la figura 13. Este mapa demuestra los importantes cambios habidos en la notable evolución de un lóbulo deltaico después de la difluencia de su distributivo, así como los fenómenos de desarrollo de la plataforma de prodelta. Los tres lóbulos deltaicos sucesivos descritos más arriba ponen claramente de manifiesto esta evolución. El lóbulo meridional, más antiguo, ha sufrido muy pocos cambios durante el período considerado al ya encontrarse muy próximo al estadio de equilibrio. Por el contrario, el lóbulo oriental, más reciente, está

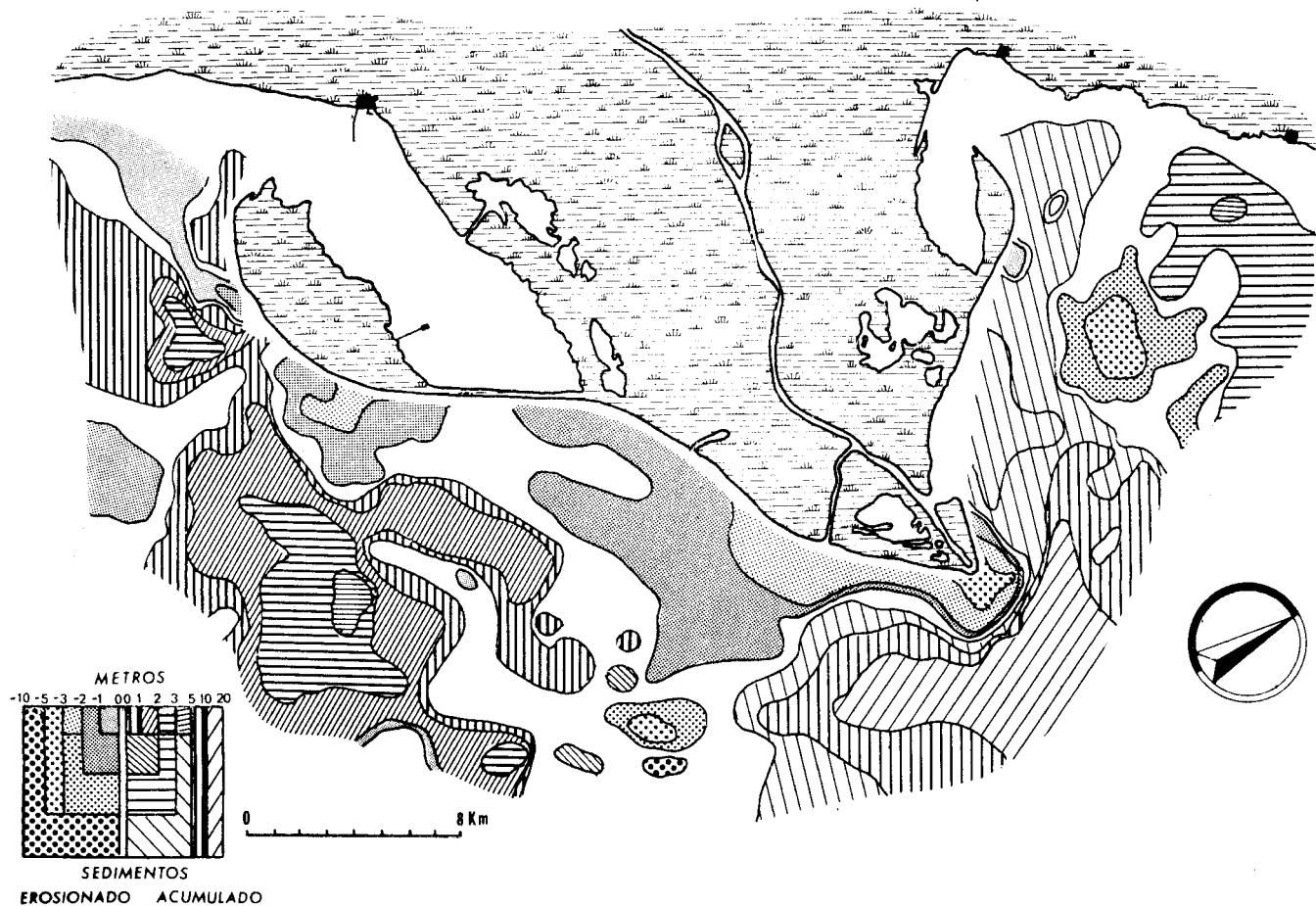


Figura 13.—Procesos de erosión y sedimentación en los ambientes marinos deltaicos entre los años 1890 y 1967. Explicación en el texto (epígrafe 1.3.4.4)

siendo notablemente afectado y modificado durante este periodo. El lóbulo septentrional muestra una evolución intermedia entre uno y otro extremo.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

Las sustancias útiles explotadas o exploradas en el marco de la Hoja número 522, Tortosa, pueden agruparlas en los tres apartados siguientes:

4.1 AGUAS SUBTERRANEAS

El delta del Ebro y los cuaternarios del área tortosina son formaciones muy ricas en acuíferos. Dentro de los acuíferos superficiales, cabe especificar los siguientes:

Los «levees» naturales (Q_2Li); el agua que encierran, generalmente fluvial, se encuentra formando un manto a profundidades de 1 a 2 metros; aunque, según los lugares, pueden haber intrusiones marinas, cuya influencia se puede sentir hasta Amposta.

En las marismas (Q_2Mt) el agua dulce se encuentra siempre a menos de 1 metro por debajo de la superficie. La intrusión de la cuña de agua marina es tanto más importante cuanto más próximo se esté al mar, y depende además de la naturaleza de las aguas de las lagunas o estanques vecinos y del nivel de los mismos. El nivel freático depende de las oscilaciones estacionales que sufran dichos estanques, de las lluvias y de los temporales marinos. Los canales fluviales abandonados (Q_2Ca) pueden encerrar agua, especialmente en las cuñas arenosas formadas en los extremos de dichos distributarios; aunque, por ser algo más deprimidos, temporalmente pueden estar invadidos por las aguas superficiales.

Los ambientes fluviomarinos y holomarinós: las playas arenosas (Q_2P), las arenas de cordón litoral (Q_2Cl) y las de flecha de litoral (Q_2Fl), como las del Port del Fangar, están invadidas por la cuña de agua marina, la cual se encuentra a pocos decímetros de la superficie, e incluso las olas de los temporales de levante pueden saltar los cordones y flechas litorales inundando toda la masa arenosa. Las dunas (Q_2D) podrían almacenar el agua pluvial eventualmente aprovechable, pero hay que tener presente que gran parte del cordón de dunas de la costa NE. del delta (al NO. de la Gola Norte) es destruido periódicamente por el oleaje de los temporales.

La llanura aluvial o terraza baja o de inundación (Q_2Al), aguas arriba de Amposta, con sus limos y arenas, encierran un buen acuífero explotado de antiguo en numerosos pozos y norias.

Los Glacis o piedemontes (Q_1K , Q_1Cg) que enlazan lateralmente con las terrazas fluviales (Q_{1T} , Q_{11}^3 y Q_{11}^2) y encierran buenos acuíferos, aunque no

han sido tradicionalmente lo suficientemente explotados. En Sant Onofre, el agua se halla en el contacto de los materiales sueltos de la base del glació con las margas impermeables del Plioceno.

Hidrología subterránea: La circulación acuosa en los materiales calcáreo-dolomíticos cretácicos del Montsià y Cardó es de tipo cárstico, por lo que las aguas pluviales desaparecen pronto sumidas por el sistema de conductos subterráneos. Por esta razón, los manantiales son muy escasos en dichas áreas.

El Barremiense, como es muy margoso, origina surgencias en las fracturas, diaclasas o ejes sinclinales relacionados con dichas margas. En la zona del Montsià, las dolomías jurásico-cretácicas pueden estar contaminadas por las aguas marinas, junto a la costa.

En trabajos profundos que afectan al Cuaternario, se han cortado acuíferos, unos surgentes, otros sólo ascendentes. FAURA Y SANS (1923) menciona los cuatro sondeos realizados con motivo de la construcción del (ahora viejo) puente colgante de Amposta. Uno de ellos, situado a 67 m. de la orilla izquierda, en pleno cauce del Ebro y con 12 metros de agua, se cortaron: 12,5 m. de arena fina; 1,0 m. de gravilla; 4,0 m. de arcilla, penetrando, después de atravesar 17,5 m. de terrenos, a unas gravas acuíferas. El agua artesiana surgió por el tubo saltando espectacularmente por encima del nivel de las aguas del río. En la orilla izquierda del río, en otro sondeo, también se cortaron las gravas y arenas, alcanzando el acuífero a los 30 m. aproximadamente (es decir, $17,5 + 12 = 29,5$ m.), surgiendo el agua hasta 4 m. por encima del nivel de las aguas del río. Todo esto le hizo suponer que el delta del Ebro pudiera ser una cuenca artesiana con aguas de mejor calidad que las del río, al tener en cuenta, en una gran interpolación que no apoyamos, que en las Salinas de la Trinidad de la península dels Alfacs (ver Hoja núm. 547, Alcanar) fue abierto un pozo artesiano con aguas algo salobres, en un lugar que FAURA no pudo determinar, y que en 1923 ya estaba totalmente abandonado.

4.2 SUSTANCIAS ÚTILES Y ROCAS INDUSTRIALES

Sal

Se habían explotado antiguamente las Salinas de la Secanella y de Rana, en el paraje conocido por el Ballester, al norte del delta, y a poniente de la Bassa de l'Estella. Hoy en día están desecadas y puestas en cultivo.

Turba

Las turbas del Ebro son, a juicio de CLOSAS MIRALLES (1948) las más importantes de Cataluña y las únicas dignas de atención. Afloran en una extensa mancha triangular de la llanura deltaica, cuyo vértice sur está a

unos 2 Km. al NE. de San Carlos de la Rápita; el vértice este cerca de Can Flare y el oeste entre Can Cabusson y Can Fosquet, a la mitad aproximadamente del camino de la Rápita a Amposta. Tiene unos 8 Km.² de extensión. Dicha formación alcanza la Hoja de Tortosa en la Bassa de l'Esclusa y el Prat del Notari.

Antiguamente (hacia 1880) se explotó la turba cerca de La Esclusa, donde tiene 3 m. de espesor, aunque CALDERON (1903) afirma alcanza los 8 m. Estos intentos se reanudaron con motivo de las crisis económicas internacionales. Hacia 1915 se reanudó la explotación y, nuevamente, en la post-guerra de los años 1940. Pero la extracción se hacía difícil debido a la invasión de agua subterránea procedente del Montsianell y de la superficial, y a la incoherencia del material extraído. BATALLER y LOPEZ MANDULEY (1929) dan el análisis de una muestra procedente de Amposta: Humedad, 13,52 por 100; cenizas, 13,59 por 100; materias volátiles, 52,20 por 100, carbono fijo, 20,69 por 100. Calorías, 5.500.

Según FERRER y HERNANDEZ, un ensayo dio: Residuo a 100°, 12,80 por 100; cenizas, 13,59 por 100; materias volátiles, 3,94 por 100. Cock: 9. Densidad = 1.341.

Se ha pensado asimismo en la explotación de la turba como aditivo de suelos de cultivo o para su aprovechamiento industrial.

En la azucarera instalada a unos 4 Km. al sur de Tortosa, un pozo abierto hacia 1940 cortó dos capas de turba de potencia considerable: una negra, lustrosa, y otra gris claro. Encierran troncos vegetales y restos de conchas. Asimismo, se han cortado turbas en los sondeos realizados con motivo de la construcción del nuevo puente de Amposta (MALDONADO, 1972).

Yeso

Como curiosidad mineralógica, existe en la Venta del Ranchero (Km. 132 de la carretera de La Aldea a Tortosa) como yeso de neoformación, cristalizado en grietas de las arcillas pliocenas ($T_{22}^{B_2}$).

En el «Mapa de rocas útiles», del IGME (1974), se citan y cartografían numerosos yacimientos ubicados en el marco de la Hoja de Tortosa.

Arcillas

Las arcillas y limos del Plioceno ($T_{22}^{B_2}$) de la zona de La Aldea (Sant Onofre) son un conjunto rítmico de arcillas verdosas-grises-azuladas alternando con capas de limos o arenas y algún carbonato. Hay varias canteras explotadas mecánicamente para la cerámica industrial. Estas arcillas, por su alto contenido en calcio, no son muy aptas para los fines empleados. El color de cocción es amarillo o blanquecino. Las reservas distan mucho de ser ilimitadas, por lo menos en su superficie.

Cerca de Tortosa se explotan en Mig-Camí margas azuladas bastante fosilíferas para la fabricación de cementos naturales.

En Freginals, paraje de La Galera y Coll de la Creu, se explota para alfarería un banco de arcillas negras «refractarias» del Cretácico Inferior.

En la Serra de Godall, muy próximo al límite meridional de la presente Hoja, el Albiense detrítico, en facies Utrillas, es explotado como kaolín para la fabricación de loza.

Arenas

El delta del Ebro es un amplio yacimiento de arenas, especialmente en las playas (Q_2P), el frente deltaico, las flechas (Q_2FI) y las dunas (Q_2D). Las arenas de las dunas son esencialmente de cuarzo, con algunos minerales máficos resistentes y algunos minerales laminares, de grano anguloso y muy homométricas. Es sabido que las impregnaciones de sales pueden hacerlas no aptas para áridos. Se utilizan para la prefabricación de hormigones. Se hacen, además, extracciones locales y temporales de dimensiones reducidas y en lugares fácilmente accesibles por carretera, en la terraza baja o de inundación (Q_2AI) y en el lecho de los tributarios del río.

Gravas

Junto con las arenas, las gravas se extraen como áridos en numerosos lugares. Citemos que en Camarles se explotan las gravas monogénicas de un cono de deyección aluvial (Q_2Cd). En la carretera de La Aldea a Tortosa hay varias canteras en las gravas que rodean el cerro de Sant Onofre y Puig Rodó, que son gravas poligénicas cuaternarias con matriz arenosa (Q_1T , Q_{11}^3 y Q_{11}^2). Son asimismo importantes las canteras del Campo de Tiro de Amposta, las próximas a Tortosa: en Roquetes, Vinallop y Casa de Cabosa, así como el abrupto de la terraza de la orilla izquierda. En Masdenverge hay canteras de gravas monogénicas relacionadas con el glacis (Q_1Cg) en el lecho de La Riera de Masdenverge, así como en los demás arroyos encajados en el piedemonte occidental del Ebro.

Calizas

Las explotaciones de calizas pueden tener por finalidad la obtención de cales y elaboración de cementos, la obtención de áridos de trituración y, finalmente, como piedra de sillería, cada vez más en desuso, y como piedra pulida ornamental (vulgarmente llamada «mármol»). Hay muchas canteras abandonadas dentro de las manchas pertenecientes al Cretácico. En la actualidad tenemos las calizas de la Partida de La Cárrova, en la orilla derecha del Ebro, 4 Km. al norte de Amposta, donde se extraen las calizas del Cenomaniense-Turoniense (C_{21-22}). Próximas a Tortosa las calizas que eran

utilizadas para la obtención de cales son aptienses. Son explotaciones antiguas, actualmente abandonadas, reducidas y de regular acceso.

En el Montsià se explota en la partida del Mas d'en Carrasca las calizas del Barremiense-Aptiense para áridos de trituración. Cerca de Masdenverge, en Les Toses, se explota las calizas del Cenomaniense-Turo-niense (C₂₁₋₂₂).

En el Raval de la Llet, al sur de Tortosa, existen unas importantes canteras de caliza aptiense (C₁₅) que, desde antiguo, son explotadas como piedra de sillería, recubrimiento de fachadas, como piedra ornamental pulida para interiores y en la industria del terrazo. Varias explotaciones extraen la caliza del Aptiense del Barranco de la Llet. Se trata de calizas tectoni-zadas por el juego de unas fallas y recementadas por una pasta roja dolomítica, con grietas rellenas de carbonatos blancos. Son los renombrados «jaspes de Tortosa». Son muy estimados por su gran calidad ornamental, y por esta razón han sido exportados al extranjero y han sido utilizados en el Monasterio de El Escorial y en las iglesias de Tortosa, entre otros monu-mentos. BATALLER y LOPEZ MANDULEY (1929) publican un catálogo de variedades calcáreas de las mencionadas canteras. Algunas de ellas son fosi-líferas, conchíferas, con Requienias; con vetas espatizadas; de tonos y manchas violados, blanco-amarillentos, rojo-vinosos, rojo-oscuros, rosados, etcétera. Son el mármol brocatel, el mármol piñonante, etc. Otras canteras nombradas en dicho catálogo son la del mojón geodésico de «Redondo»; la cantera del Rastro-Tortosa; la de Mig-Camí-Tortosa; la del Km. 201,4 del ferrocarril de Valencia.

4.3 PROSPECCIONES DE HIDROCARBUROS EN EL DELTA

Puede decirse que las prospecciones realizadas en tierra firme en el área del delta del Ebro, a partir de 1964, fueron promotoras de las investi-gaciones que a partir de aquel momento condujeron al descubrimiento de la cuenca mesozoico-terciaria mediterránea, a los sondeos «offshore» y al descubrimiento de los yacimientos petrolíferos de Amposta, Casablanca y Tarragona.

En efecto, a la asociación COPAREX-INI, en 28 de agosto de 1963, les fue concedido un permiso de investigación, denominado «Amposta», de 34.600 Has., que cubría todo el delta y por primera vez se extendía por las zonas marítimas colindantes. Las campañas de sísmica y los dos sondeos iniciales (Amposta terrestre-1 y San Carlos-1), realizados en 1965 y 1966, confirmaron la importancia que la plataforma continental podía tener para la investigación petrolífera.

Los tres sondeos realizados por la asociación INI (60 por 100)-COPAREX (40 por 100) (Instituto Nacional de Industria y Compagnie de Participation

de Recherches et d'Exploitations Pétrolières) en los permisos Amposta «A», «B» y «C» fueron los que resumimos en el cuadro siguiente:

N.º Reg.	Año	Designación	Permiso	Coordenadas	Prof. final	Fechas
152	1965	Amposta-1 (terrestre)	Amposta «C»	40° 39' 22" N 04° 27' 42" E	1.647,5 m.	1-7-65 al 3-8-65
183	1966	San Carlos-1	Amposta «B»	40° 40' 45" N 04° 21' 25" E	306,8 m.	3-5-66 al 14-5-66
257	1971	Delta Ebro-1	Amposta «A»	40° 43' 48" N	604,5 m.	9-9-71 al 2-10-71

Nota: Las longitudes están referidas al meridiano de Madrid, el cual está a 3° 41' 15" al O. de Greenwich.

El sondeo Amposta terrestre-1 cortó (según RIOS, 1975):

Cuaternario:	0-704 m.	Arenas, limos y gravas.
Plioceno:	704-776	Se cortaron las «Areniscas del Ebro» (Ebre sandstones) y las «Arcillas del Ebro» (Ebro clays).
Mioceno:	776-1.595	
~ Discordancia		
Mesozoico:	1.595-1.647-5	
	Profundidad final: 1.647,5 m.	

El sondeo San Carlos-1 (Núm. 7.700 en el presente mapa) cortó:

Cuaternario-Plioceno:	0-214 m.	Arenas, limos y gravas y las «Areniscas del Ebro» (Pliocuaternarias).
~ Discordancia		
Mesozoico:	214-306,8	
	Profundidad final: 306,8 m.	

El sondeo Delta del Ebro-1 (Núm. 7.600 en el presente mapa) cortó:

Cuaternario-Plioceno:	0-370 m.	Arenas, limos, arcillas y gravas y las «Areniscas del Ebro» (Ebro sandstones).
Mioceno:	370-516	«Arcillas del Ebro» (Ebro clays).
~ Discordancia		
Mesozoico:	516-604,5	
	Profundidad final: 604,5 m.	
	No dio indicios de agua salada.	

La sucesión de los sondeos, de tierra a mar, revela que el Neógeno tiene una posición transgresiva sobre una antigua superficie de erosión que decapita el Mesozoico carbonatado, fallado y deformado en bloques levantados

y hundidos aguas afuera. Las «Areniscas del Ebro» y las «Arcillas del Ebro», marinas y de edad plio-cuaternaria, fosilizan los paleorrelieves mesozoicos. Aguas afuera del delta y por debajo de las «Arcillas del Ebro» yacen las «Areniscas de Castellón» (Castellón sandstones) y las «Arcillas de Castellón» (Castellón shales) del Mioceno tortoniense al Mioceno final. En el paso del Mioceno al Plioceno hay una disconformidad muy suave.

5 BIBLIOGRAFIA

- ALOISI, J. C., et C. A. DUBOUL-RAZAVET (1974).—«Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en Méditerranée: Les deltas du Rhône et de l'Ebre». *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, v. 8, pp. 227-240, Pau.
- BATALLER, J. R., y M. LOPEZ (1929).—«Mapa Geológico Nacional: Hoja número 522 "Tortosa"». *Inst. Geol. y Minero de España*, 61 pp., Madrid.
- BATALLER, J. R., y M. LOPEZ (1932).—«Hoja núm. 498 "Hospitalet"». *Ibid.*, 40 pp., Madrid.
- CALDERON, S. (1903).—«Nota preliminar sobre la turba y los turbales de España». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 3, pp. 417-428, Madrid.
- CALVET, F.; F. COLOMBO y R. SALAS (1972).—«Estudio geológico de la zona de Vandellós (Tarragona)», 60 pp. *Informe privado mecanografiado AITASA*.
- CALZADA, S. (1975).—«Braquiópodos infracretácicos del Levante Español». *Trab. del Mus. Geol. del Seminario C. de Barcelona*, pp. 1-86.
- CANEROT, M. J.; M. J. FONOLLOSA y M. J. WALLEZ (1975).—«Identification du Miocène inférieur-moyen dans la basse vallée de l'Ebre. Conséquences sur l'âge de la tectorogenèse alpine aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, série D, pp. 1951-1954.
- CLOSAS MIRALLES, J. (1948).—«Los carbonos minerales de Cataluña». *Miscelánea Almera*, 2.ª parte. *Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, vol. 7, pp. 61-193.
- COLEMAN, J. M., and S. M. GACLIANO (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.*, núm. 12, pp. 133-148, Tulsa, Oklahoma.
- COLOMBO, F. (1973).—«Estratigrafía del Cretácico de la Sierra del Montsià (El Montsià, Tarragona)». *Bol. Estratigrafía*, núm. 2, pp. 33-44, Barcelona, 1975.
- COLOMBO, F., y S. REGUANT (1973).—«Análisis bioestratigráfico de la sedimentación cíclica del Valanginiense-Hauteriviense de El Montsià (Tarragona)». *I Coloq. de Estrat. y Paleogeogr. del Cretácico de España*. *Trab. Congr. y Reun. ser. 7*, núm. 1, pp. 125-127.

- DOBBY, E. H. G. (1936).—«The Ebro Delta». *Geographical Journal*, v. 87, pp. 455-474, London.
- FISK, H. N.; E. McFARLAN; C. R. KOLB, and L. J. WILBERT (1954).—«Sedimentary framework of the modern Mississippi Delta». *Jour. Sed. Petrol.*, v. 24, pp. 76-99.
- FISK, H. N. (1955).—«Sand facies of recent Mississippi Delta deposits». *4th. World Petrol. Congr.* (Rome), Proc. Ser. 1-C, pp. 377-398.
- FISK, H. N. (1961).—«Bar-finger sands of Mississippi Delta». In: PETERSON, A., and OSMOND, J. C. (ed.), *Geometry of Sandstone Bodies*. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 29-52.
- FONT Y SAGUE, N. (1905).—«Nota sobre la presencia del terreno pliocénico en la comarca de Tortosa». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 2.^a época, t. II, pp. 59-61, Barcelona.
- FRIEDMAN, G. M. (1961).—«Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics». *Jour. Sed. Petrol.*, v. 31, pp. 514-529.
- GIGNOUX, M.; FALLOT, P. (1922).—«Le pliocène marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne». *C. R. Acad. Cc. Paris*, v. CLXXV, pp. 281-283.
- GIGOUT, M. (1959).—«A propos du Quaternaire marin sur le littoral de la province de Tarragona». *C. R. Acad. Sc. Paris*, v. 249, pp. 2351-2353.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1974).—«Mapa de rocas industriales. E. 1: 200.000. Hoja y Memoria núm. 41, 8/5, "Tortosa"». *Serv. Publ. Min. Industria*, Madrid.
- JONKER, F. P. (1952).—«Analyse pollinique d'une tourbière dans le delta de l'Ebre». *Collectanea Botánica*, v. III (II) (5), pp. 179-182, 1 fig.
- 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*, pp. 17-61, Houston Geol. Society.
- LANDERER, J. J. (1877).—«La región oriental de España en la época miocénica». *Ilust. Esp.-Americana*, Madrid.
- LANDERER, J. J. (1880).—«La naturaleza en la época miocénica». *Ilust. Esp.-Americana*, 22 de febrero, Madrid.
- LOPEZ, J. J., y P. ARTE (1973).—«Hidrografía y fitoplancton del Fangar». *Inv. Pesquera*, v. 37 (1), pp. 17-56. Inst. Invest. Pesqueras. C.S.I.C. Barcelona.
- MACUA, F. (1961).—«Contribución al estudio del Cuaternario en el Delta del Ebro». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. LIX, pp. 69-76. Madrid.
- MALDONADO, A. (1972).—«El Delta del Ebro: Estudio sedimentológico y estratigráfico». *Boletín de Estratigrafía*, v. 1, 486 pp. Universidad de Barcelona.
- (1975).—«Sedimentation, Stratigraphy and Development of the Ebro Delta (Spain)». In: M. L. BROUSSARD (ed.): *Delta Models for Explorations*, páginas 311-338. Houston Geol. Soc. Texas.
- (ed.) (1975).—«Field Guide to Trip 16. Deltas of the Northern Mediterra-

- nean Sea: The Ebro Delta». *IXth. International Congress of Sedimentology*, Nice, July 1975, 78 pp.
- MALDONADO, A., y O. RIBA (1971).—«El delta reciente del río Ebro: descripción de ambientes y evolución». *Acta Geol. Hisp.*, v. VI (5), pp. 131-138. Inst. Nac. de Geología, Barcelona.
- (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 d'Aquitaine*, 1974, número 7, pp. 321-329.
- MALDONADO, A.; O. RIBA, y R. SOLE (1973).—«Programa de computador para el cálculo granulométrico por medio del análisis con el hidrómetro». *Bol. Geol. y Minero*, v. 84 (6), pp. 438-446. I.G.M.E., Madrid.
- MALDONADO, A.; O. RIBA, y J. SERRA-RAVENTOS (1975).—«Flèches sédimentaires du delta de l'Ebre. Développement et évolution». In: A. MALDONADO (ed.): *Field Guide to Trip 16. The Ebro Delta*, pp. 59-65. IXth. Int. Congr. of Sedimentology, Nice, 1975.
- MASACHS, V. (1948).—«El régimen de los ríos peninsulares». *Publ. Inst. «Lucas Mallada»*, 162 pp., Barcelona.
- MORNER, 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». *Palaeogeogr.-clim.-ecol.*, v. 9, pp. 153-181.
- MURRAY, J. W. (1973).—«Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids». *Heinemann Educational Books*, 247 pp., London.
- OOMKENS, E. (1970).—«Depositional sequences and sand distribution in the Postglacial Rhône delta complex». In: MORGAN, J. (ed.): *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient*, Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., Sp. Pub., número 15, pp. 198-212, Tulsa, Oklahoma.
- PASSEGA, R. (1957).—«Texture as characteristic of clastic deposition». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 41 (9), pp. 1952-1948.
- PASSEGA, R., y R. BYRAMJEE (1969).—«Grain-size image clastic deposits». *Sedimentology*, v. 13, pp. 233-252.
- RIOS, J. M. (1975).—«El Mar Mediterráneo Occidental y sus costas ibéricas». *Mem. Acad. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales*, t. LXIX, pp. 285-473, 38 figuras, 2 mapas pleg. fuera texto, Madrid.
- SAINZ-AMOR, E., y M. FONT-ALTABA (1965).—«Estudio mineralógico y granulométrico de algunas muestras de arenas recogidas en el Delta del Ebro». *Anales de Edaf. y Agrobiol.*, v. XXIV (3, 4), pp. 135-150, Madrid.
- SCRUTTON, M. E. (no publicado).—«The distribution and ecology of recent foraminiferida of the Ebro Delta». Ph. D. Thesis. University of Bristol, 1969, 306 pp.
- SOLE-SABARIS, L.; F. MACAU; C. VIRGILI, y M. R. LLAMAS (1961).—«Algunos

- datos sobre la evolución sedimentaria del Delta del Ebro». *2.ª Reunión de Sedimentología*, Inst. de Edafología, pp. 197-199, Madrid.
- (1965).—«Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro». *Memorias y Comunicaciones Inst. «Jaime Almera»*. Segunda ser., v. I, páginas 83-92, Barcelona.
- STOECKINGER, W. (1971).—«Spanish Mediterranean Geology offers much for Europe's drillers». *Oil and Gas International*, v. 11 (7), pp. 44-48.
- WRIGHT, L. D., y J. M. COLEMAN (1973).—«Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regime». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 57 (2), pp. 370-398.
- ZENKOVICH, V. P. (1967).—«Processes of Coastal Development». *Oliver and Boyd*, 738 pp., London.