

## II. Fundamentos

# *LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL LITORAL ESPAÑOL*

Andrés Maldonado

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, C.S.I.C./Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 18002 GRANADA, Spain.

**RESUMEN:** Se realiza un ensayo de síntesis geológica sobre las plataforma españolas, en base a algunos ejemplos del mediterráneo y Golfo de Cádiz. La mayoría del margen continental español ha sido estructurado durante el Terciario, en gran parte como consecuencia de los movimientos relativos entre Europa/ África, existiendo otro hito importante en la evolución a partir del Mioceno, como consecuencia de la apertura del Estrecho de Gibraltar. La estratigrafía sísmica de estas plataformas, particularmente en las zonas de fuertes aportes terrígenos, está caracterizada por el desarrollo de cuerpos deposicionales condicionados por los índices relativos de cambios de nivel del mar. La presencia de estrechos y la existencia de una tectónica diferencial notable entre los varios sectores del margen ha condicionado unas características deposicionales particulares para los distintos sectores del litoral español. La evolución más reciente, caracterizada por la traslación hacia tierra del perfil litoral en numerosos sectores, está regulada por la influencia antropogénica.

## INTRODUCCIÓN

La plataforma continental se puede definir como la zona marina somera de extensión regional. Esta forma el dominio inmediatamente adyacente al continente, del cual hereda su estructura y naturaleza en los materiales que constituyen el basamento, aunque algunas plataformas pueden tener un basamento de naturaleza oceánica (Shepard, 1973; Kennett, 1982). Este dominio se caracteriza fundamentalmente por un relieve suhorizontal (frecuentemente menos de 1:1000), interrumpido por accidentes morfológicos de rango menor, aunque existe una gran variedad de tipos y notables diferencias tanto a escala regional como mundial. El límite hacia mar está definido por una inflexión, conocida como la ruptura de plataforma, que da paso al talud continental muchos más inclinado (generalmente con pendientes superiores a 1:40). A pesar de ocupar una superficie relativamente pequeña, 7.5 % de los océanos, su importancia ambiental, económica y científica es elevada, al constituir un equilibrio ecológico delicado, donde existe una elevada presión antropogénica y de explotación de recursos, y al ser una de las zonas más dinámicas de la Tierra. La evolución de la plataforma continental, por otra parte, se encuentra ligada al continente, siendo a través de la

zona costera donde se realiza el intercambio entre ambos dominios. Así mientras la estructura geológica, el aporte sedimentario y el clima continental condicionan los tipo de costas, la dinámica marina modela el mismo y la plataforma continental controlando su evolución (Belknap y Kraft, 1980; Boyd y Penland, 1984; Curray, 1969; Swift et al., 1991).

En este trabajo se atiende a describir algunos sectores representativos de la plataforma continental del litoral español, particularmente las correspondientes a la fachada del Mediterráneo y Golfo de Cádiz, de las que se dispone una mayor información, adquirida durante poco más de la última década (Figura 1). Se analizan los parámetros globales que controlan la evolución de las plataformas continentales y se discuten los modelos condicionados por la variación de dichos parámetros, con especial atención a los cambios eustáticos del nivel del mar. A este fin se realiza una introducción a la estratigrafía sísmica secuencial, uno de los instrumentos más útiles que han facilitado el claro conocimiento del origen y evolución de las plataformas continentales durante las dos últimas décadas (Mitchum et al., 1977; Vailet et al., 1977, 1991; Van Wagoner et al, 1988) .

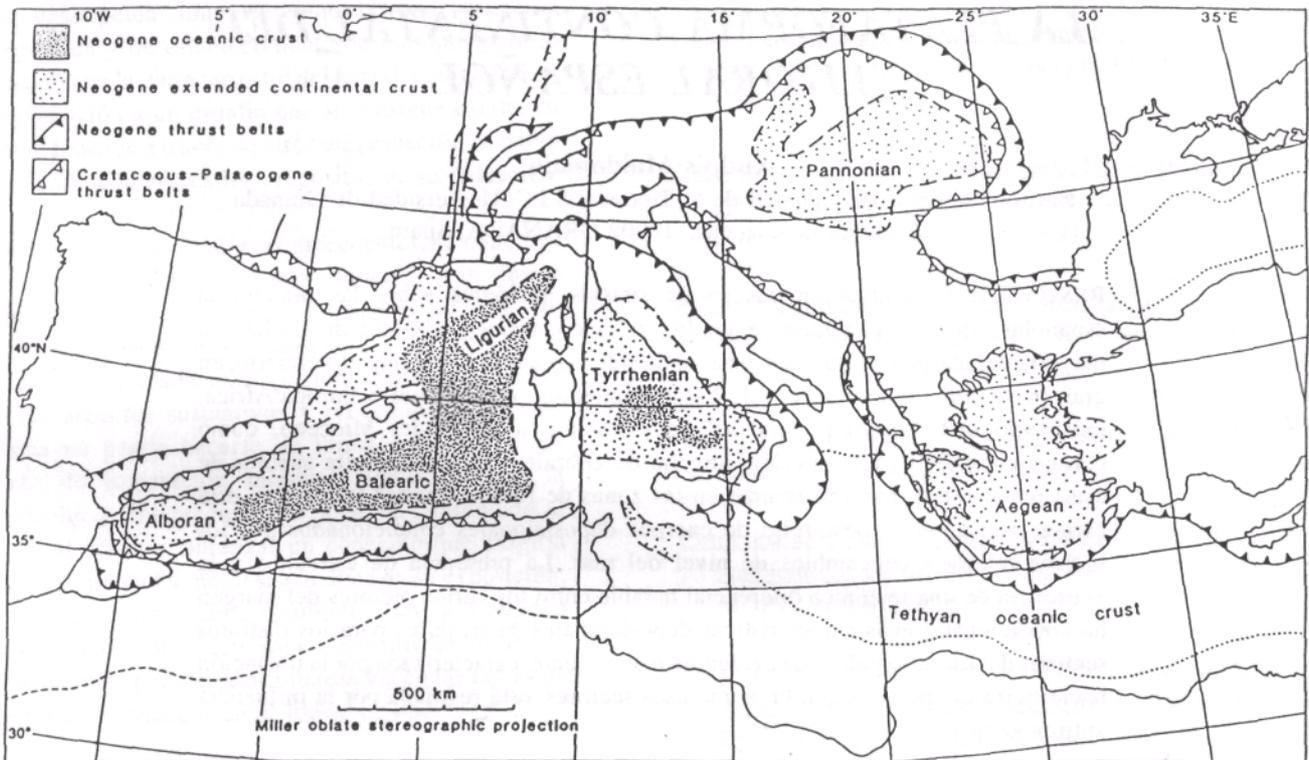


Figura 1. Mapa estructural de la región circun-Mediterránea, mostrando el encuadre geológico del litoral español

## CARACTERIZACIÓN AMBIENTAL DE LA PLATAFORMA Y PARÁMETROS GLOBALES DE CONTROL

### Los dominios de plataforma

En la plataforma continental los principales dominios a considerar, de tierra hacia mar, incluyen: (1), el litoral; (2), la plataforma interna; (3) la plataforma externa, y (5) el borde de plataforma. Estos dominios se caracterizan básicamente con base en la profundidad y el nivel energético que existe en ellos, lo cual determina a su vez los tipos de procesos que predomina en la actualidad (Maldonado y Zamarreño, 1983). Es importante señalar que este esquema de distribución ambiental en la plataforma es enteramente dinámico y que varía no sólo entre unas plataformas y otras sino que evoluciona en el tiempo. Las mismas características de variabilidad espacio/ temporal presentan la localización batimétrica de la zona de transición que delimita estos dominios, por lo que no se deben aplicar modelos rígidos en la delimitación de estos ambientes cuando se tratan de aplicar a un ejemplo concreto.

De todos estos dominios, el más dinámico es el correspondiente al litoral, que en las áreas de aportes terrígenos importantes está caracterizado por el desarrollo de un prisma deposicional en equilibrio entre los aportes de material y el oleaje climático (Swift, 1975; Swift, 1976). El resto de los ambientes de plataforma presentan una dinámica menos activa y sus características vienen condicionadas por una interacción entre las características heredadas de la última fase de ascenso eustático post-glacial y su adaptación a las nuevas condiciones dinámicas del medio. En plataformas con un fuerte nivel energético sobre el fondo, sea debido al oleaje climático o a una circulación oceanográfica activa, los depósitos heredados suelen estar ampliamente modificados y las características deposicionales primarias pueden haber desaparecido en gran parte. No obstante, en un mayor porcentaje de las plataformas mundiales, las partes distales de la plataforma preservan el registro de condiciones eustáticas, climáticas y oceanográficas muy diferentes de las actuales (Boyd y Penland, 1984).

## Factores de control y criterios de clasificación globales

Entre los primeros ensayos de clasificación a nivel mundial de las costa y plataforma continental (por ej., Shepard, 1973), cuando la mayoría de la información disponible se refería a la distribución superficial de sedimentos y su morfología, y la última década o menos, donde la mayoría de los esquemas evolutivos del margen continental han sido elaborados, incluyendo las plataformas, se ha pasado de una aproximación geomorfológica (por ej., Vanney, 1977), a otra predominantemente genética y evolutiva (Posamentier et al., 1988; Thorne y Swift, 1991). Así, la mayoría de los esquemas de clasificación han quedado en desuso, excepto quizás para los modelos dinámicos de evolución litoral (Wright et al., 1986).

Existen, sin embargo, a nivel global una serie de parámetros de control que determinan las características básicas y los rasgos diferenciales de los diversos tipos de márgenes continentales y en consecuencia de plataformas. Estos factores incluyen: (1) el encuadre geodinámico; (2) los aportes terrígenos en relación a la capacidad de dispersión por el nivel de energía del área; (3) el clima, y (4) los cambios eustáticos. Hay otra serie de factores, tales como la subsidencia local, la tectónica o el índice de variación actual del nivel eustático, pero si se consideran las plataformas bajo sus grandes rasgos actuales, estos últimos factores tienen una importancia secundaria y sólo en cuanto a definir las características particulares de cada ejemplo considerado.

El encuadre geodinámico permite diferenciar tres tipos básicos de plataformas, las cuales están asociadas a sus márgenes continentales correspondientes: (1) pasivas, o subsidentes termalmente y producidas por fragmentación continental; (2) convergentes, ligadas a zonas de subducción de corteza oceánica bajo un arco tectónico, y (3) plataformas en cuencas asociadas con arcos tectónicos debidos a la subducción (Inman y Nordstrom, 1971; Philip y Vine, 1990; Thorne y Swift, 1991). Las plataformas continentales sobre márgenes pasivos suelen ser las más extensas, aunque existen notables diferencias como entre las correspondientes a las fachadas del Océano Atlántico en América o África y Europa. En los ejemplos maduros de plataformas continentales pasivas existen potentes depósitos marinos someros, debidos a un equilibrio entre la subsidencia termal y el aporte sedimentario. El sedimento de estas plataformas se deriva de sistemas integrados de drenaje, estando directamente determinado el espesor del recubrimiento sedimentario por dicho aporte sedimentario, distinguiéndose márgenes (y plataformas) nutridos y desnutridos. Estas plataformas presentan la inflexión tectónica (tectonic hinge) de la corteza sobre el lado continental.

Ejemplos de estas plataformas, en diferentes estados de evolución, se encuentran en el Mediterráneo español, aunque el Mar de Alborán corresponden a una situación tectónica más compleja (Figura 1). En los márgenes activos la subducción y la evolución de prisma y arco tectónico condicionan los rasgos básicos de las plataformas. Estas plataformas tienden a ser estrechas y arrasadas por una superficie erosional, aunque si el aporte sedimentario es suficiente se desarrollan prismas deposicionales mar adentro. Al contrario que en las anteriores, en estos casos la corteza subducida presenta una inflexión en el lado oceánico del margen continental. Este tipo de plataformas en el litoral español se encuentran en el Golfo de Vizcaya, aunque este margen continental dejó de ser activo durante el Terciario. En el caso de cuencas de antepaís la subsidencia está inducida por la sucesiva acumulación de cuñas cabalgantes, situándose la inflexión sobre el lado cratónico de la cuenca. Dado que este es también el lado de mayor aporte sedimentario, las cuñas clásticas suelen mantener una morfología de plataforma/ talud (Thorne y Swift, 1991). La relación entre el nivel energético del área y el aporte sedimentario, como el en caso de las plataformas pasivas, tiene una notable influencia sobre las características específicas de cada ejemplo considerado.

La existencia de cinturones climáticos latitudinales bien definidos permite, dentro del esquema geodinámico global de clasificación de plataformas, distinguir varios subtipos con base en las características deposicionales. Básicamente estos son tres: (1) plataformas tropicales, donde el depósito predominante es el carbonatado y el desarrollo de arrecifes, particularmente en áreas de poco aporte terrígeno; (2) las plataformas de latitudes medias, localizadas en dos bandas septentrional y meridional centradas alrededor de los 30°, donde predomina la sedimentación silisicoclástica y en las cuales se han desarrollado los modelos más conocidos sobre evolución de plataformas, y (3) las altas latitudes, localizadas rodeando el Continente Antártico y sobre los continentes del hemisferio septentrional a partir de los 50-55° N (Kennet, 1982). Esta influencia climática se aprecia en el litoral español en zonas tales como el Cabo de Gata (Almería) y la plataforma Balear, donde en áreas de poco aporte terrígeno se desarrollan depósitos carbonates de origen biógeno.

Finalmente, aunque no menos importante, gran parte de las características de las plataformas actuales se derivan de la existencia de ciclos de cambio del nivel del mar desde el Mesozoico, cuando la mayoría de la plataformas actuales fueron formadas, hasta la actualidad (Haq et al., 1988; Kennett, 1982; Philip y Vine, 1990). Estos ciclos han condicionado el

desplazamiento del litoral sobre la plataforma continental y en consecuencia, el desarrollo de los diferentes litosomas ligados a específicas condiciones ambientales.

**ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA SECUENCIAL**

**Conceptos básicos**

Desde los primeros trabajo sobre estratigrafía sísmica (Vail et al., 1977) , se ha elaborado todo un cuerpo de disciplina que ha facilitado un conocimiento más integral sobre la constitución y evolución del margen continental. La estratigrafía secuencial consiste en el estudio de las relaciones entre las unidades de rocas dentro de un contexto cronoestratigráfico de estratos genéticamente relacionados, repetitivos, separados por superficies de erosión, o de no depósito y de sus conformidades correlativas (Van Wagoner et al. 1988). Una secuencia puede ser subdividida en *systems tracts*, los cuales son definidos por su posición dentro de la secuencia y por las características de superposición de conjuntos de parasecuencias y parasecuencias, separadas por superficies de inundación marinas (Boyd y Penland, 1984; Vail, 1987; Alonso et al., 1989). Los límites entre estas unidades suministran un entramado cronoestratigráfico para correlacionar y realizar la cartografía de las unidades deposicionales. Las unidades de estratigrafía secuencial son definidas en base a las características de las superficies limitantes y de las relaciones internas entre ellas, pero no por el tiempo requerido para su formación o por su espesor absoluto (Figura 2). Estas secuencias se desarrollan en respuesta a la interacción entre los índices de cambio eustático, subsidencia y aporte sedimentario, sin considerar si se trata de una evolución global o local.

Los bloques básicos constructivos de las secuencias son los conjuntos de parasecuencias y las parasecuencias, separadas por las superficies de inundación marinas. Estas separan estratos donde se aprecia un aumento abrupto de la profundidad. Mientras que los elementos que integran una secuencia muestran una relación

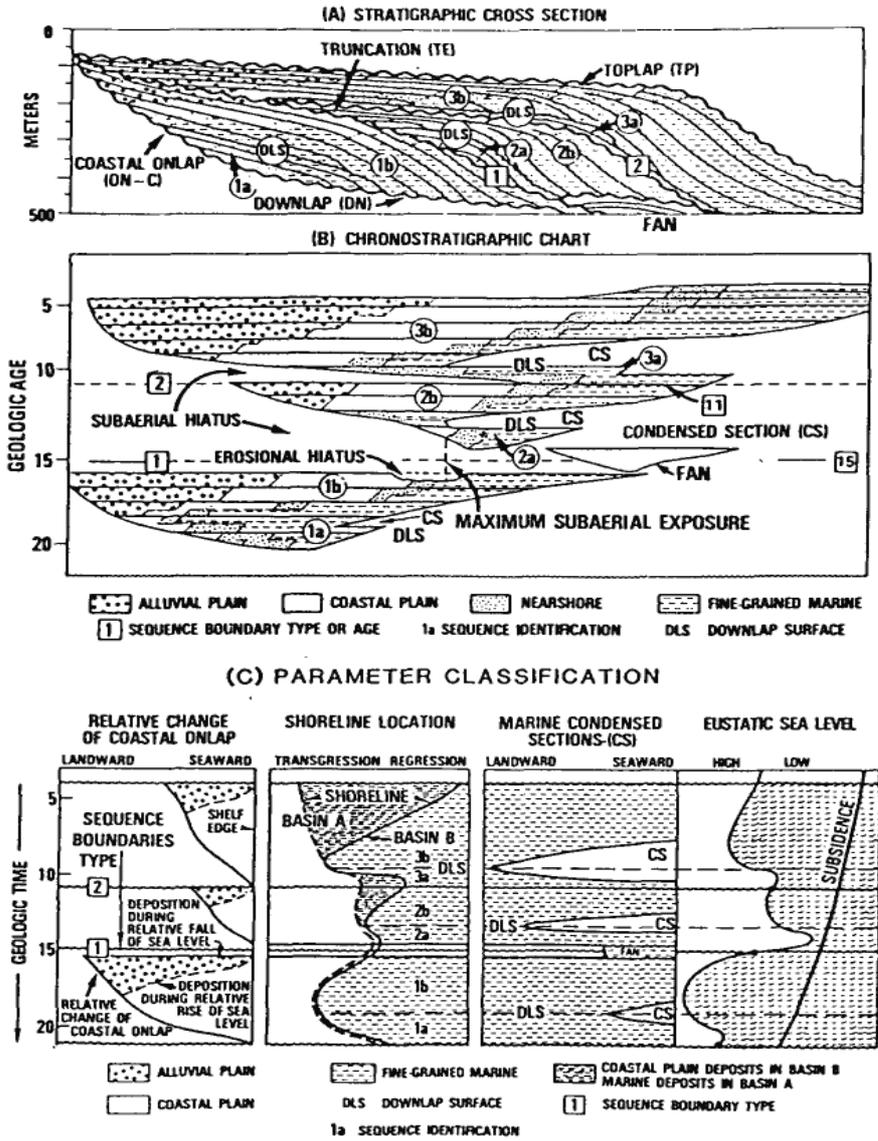


Figura 2. Diagramas esquemáticos mostrando los elementos estratigráficos principales empleados en la estratigrafía sísmica secuencial (de Christopher et al. 1988).

genética, aunque existan superficies de inundación marinas, las secuencias sucesivas están separadas por discordancias, donde existen evidencias de exposición subaérea que ha dado lugar al desarrollo erosión. Las superficies de exposición subaérea hacia el mar pasan a superficies de erosión submarinas y a paraconformidades submarinas.

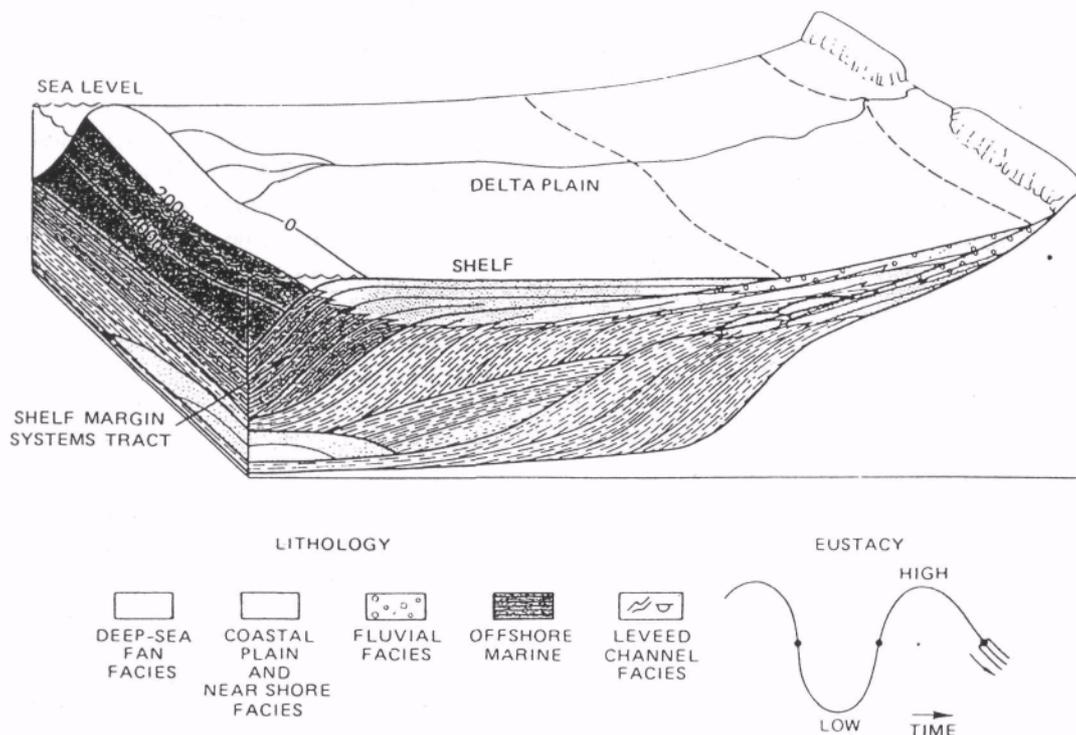


Figura 3. Esquema de la distribución de depósitos que forman diversos systems tracts (de Posamentier et al., 1988)

La ruptura deposicional de la línea de costa marca el límite hacia tierra de la superficie deposicional, el cual está próximo al nivel de base, el cual suele asimismo coincidir con el nivel del mar. Las secuencias de tipo 1, están delimitadas a su base por un límite de tipo 1 que corresponde a una exposición subaérea acompañada de erosión y encajamiento de la red fluvial. Estas generalmente corresponden con una migración de la línea de costa, mar adentro hasta el borde la plataforma. Las secuencias de tipo 2, por el contrario, no muestran erosión, aunque si exposición subaérea, no estando acompañadas de erosión y encajamiento de la red fluvial.

Un sistema deposicional es un conjunto tridimensional de litofacies, mientras que el *system tract* es una unión de sistemas deposicionales contemporáneos (Figura 3). Se distinguen dentro de una secuencia de tipo 1 tres *system tracts* (nivel bajo, transgresivo y nivel alto), mientras que existen dos en los de tipo 2 (margen de plataforma transgresivo y nivel alto). A partir de las secuencias se puede construir modelos estratigráficos donde se establece la distribución temporal de los distintos *system tracts* en modelos bidimensionales tiempo/ espacio. Es a partir de estos modelos que se puede reconstruir los cambios relativos del nivel del mar, o desplazamiento de la línea de costa sobre la plataforma, para deducir a continuación la curva eustática de oscilaciones del nivel del mar.

Sobre el margen continental de la Península Ibérica se ha diferenciado 5 modelos principales de geometrías en los depósitos de la plataforma continental, condicionados por las variaciones eustáticas del nivel del mar (Mougenot, 1983). El modelo 1 corresponde a una progradación oblicua de la plataforma continental, con poca subsidencia y escape de los sedimentos hacia el borde de la plataforma. El modelo 2 presenta asimismo una progradación oblicua, aunque está acompañada de un basculamiento de la superficie de depósito. El modelo 3 implica además, con respecto al modelo de disposición oblicua, una agradación sobre la propia plataforma, que da lugar a la formación de geometrías sigmoidales en los reflectores. Los modelos 4 y 5 desarrollan reflectores sigmoidales complejos, como resultado de la interrelación entre cambios eustáticos y aportes sedimentarios sobre márgenes pasivos. En general las plataformas progradantes tienen una configuración sigmoidal sobre márgenes subsidentes jóvenes y una configuración oblicua sobre márgenes maduros poco subsidentes.

#### El control eustático sobre los procesos de construcción del margen: aplicación a la plataforma

La forma y distribución de cuerpos deposicionales depende en parte de la cantidad de espacio disponible para su depósito. Los sedimentos son depositados en el espacio existente entre el fondo marino y el nivel de

base, generalmente el nivel del mar, cuyo cambio relativo está en gran parte ligado, excepto en área con fuerte control tectónico, con las oscilaciones del nivel del mar debidas a cambios eustáticos. Estos cambios eustáticos, en consecuencia, han dado lugar a una sucesión de system tracts que se han combinado para dar lugar al desarrollo de secuencias formadas entre puntos de inflexión en la curva eustática (Posamentier et al., 1988; Posamentier y Vail, 1988). El cambio eustático del nivel del mar y la subsidencia se combinan para generar el espacio necesario que facilita el relleno sedimentario. Como resultado se forman depósitos que enlapan (*onlap*) o cislapan (*offlap*) los cuerpos deposicionales y estratos del margen continental. Las condiciones locales de subsidencia o levantamiento continental, en relación al aporte sedimentario puede

enmascarar, aunque generalmente no elimina los efectos de las variaciones globales del nivel del mar. Se ha propuesto, en consecuencia, que cualquier variación eustática, tal como una asimetría o la existencia de escalones en la curva eustática, debe tener una respuesta global en las secuencias deposicionales de los márgenes continentales. Así, es probable que los tipo 1 de discordancias correspondan a descensos rápidos del nivel del mar, mientras que los tipos 2 discordancias identifiquen descensos lentos. En este caso, el desplazamiento hacia mar de la línea de costa puede ser compensado por el aporte sedimentario, no desplazándose hasta la ruptura de plataforma la zona litoral.

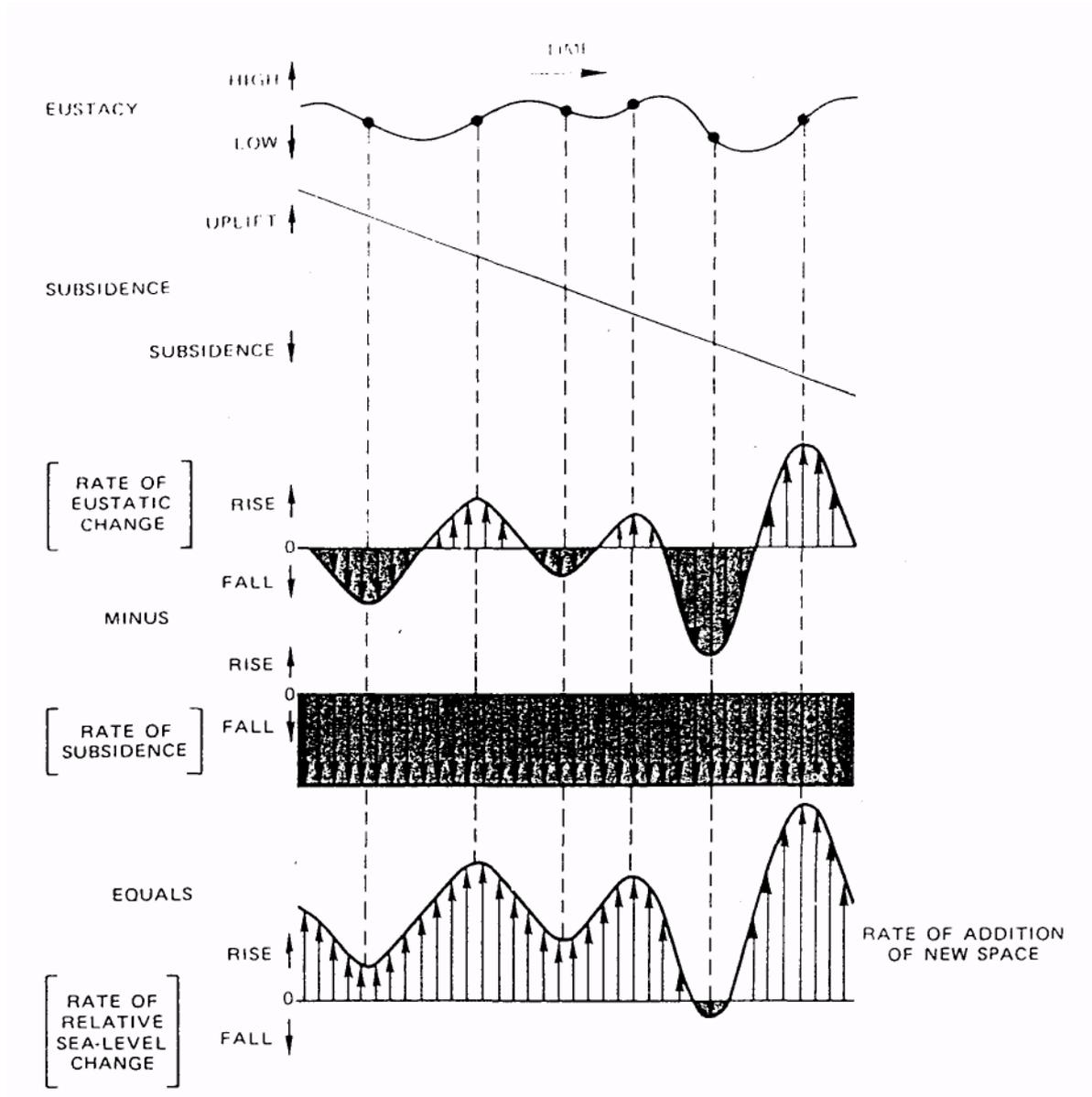


Figura 4. Cambios relativos del nivel del mar como función de la eustacia y subsidencia (de Posamentier y Vail, 1988)

Para establecer el índice relativo de cambio del nivel del mar se debe tener en cuenta las curvas eustáticas y el índice de subsidencia. Ambas curvas suministran unos vectores temporales de Índices eustáticos y de subsidencia, que se suman o compensan para determinar el índice relativo de cambio del nivel del mar (Figura 4). Se debe considerar además las diferencias en subsidencia de los diferentes sectores del margen continental. Para los márgenes continentales de tipo pasivo, hay en general un aumento de la subsidencia hacia mar adentro. En consecuencia para un mismo ciclo de cambio eustático puede darse un ascenso relativo continuo del nivel del mar sobre la plataforma exterior, mientras que en la zona litoral existe una oscilación compleja del nivel del mar, acompañada de exposición subaérea.

Los diferentes ciclos eustáticos, dependiendo de los índices de cambio y de los puntos de inflexión a lo largo de la curva, desarrollan *system tracts* de naturaleza diversa en función del Índice de cambio relativo del nivel del mar. Durante niveles eustáticos altos se forman los *system tracts* ligados al litoral o línea de bahía (*bayline*). Estos dan lugar a la formación de llanuras aluviales, deltas progradantes y depósitos asociados, que forman geometrías oblicuas y sigmoidales sobre la plataforma continental interna. El descenso eustático, si no es compensado por la subsidencia termal, se acompaña de un desplazamiento generalizado mar adentro de los cuerpos deposicionales, que van a instalarse sobre el borde de la plataforma continental. Durante el mínimo eustático hay un escape de los sedimentos hacia el margen continental distal, formándose los depósitos de la base del talud, mientras que la plataforma continental pasa a ser un dominio erosivo con encajamiento de la red fluvial. Las fases de ascenso eustático facilitan la formación de *system tracts* transgresivos, generalmente formados por facies someras gruesas, dispuestas discordantemente sobre los depósitos precedentes.

La evolución concreta y la formación de facies litorales en la secuencia, depende de múltiples factores, debiendo ser considerado además el aporte de sedimentos al medio y la capacidad de dispersión o nivel energético del área para distribuir dichos aportes. El desarrollo de depósitos costeros formados sobre ambientes costeros, su preservación, abandono o destrucción ha sido objeto de numerosos estudios y controversias (Schwartz, 1967; Sanders, 1975; Swift et al., 1978; Belknap y Kraft, 1980; Boyd y Penland, 1984). El modelo inicialmente propuesto implica el establecimiento de un perfil de equilibrio bajo condiciones ambientales específicas de aporte sedimentario y energía del medio, que se desplaza paralelamente a si mismo cuando existe un cambio relativo del nivel del mar. Se produciría en este caso sedimentación sobre el espacio nuevamente creado y

erosión de las zonas situadas por encima del nuevo perfil de equilibrio. En realidad, los cuerpos litorales de barreras se pueden quedar abandonados sobre la plataforma continental o ser desplazados hacia el continente durante las fases de ascenso eustático, dependiendo de numerosos factores que incluyen la forma de la curva eustática, la geomorfología de la plataforma, el aporte sedimentario y las características hidrodinámicas del medio, tal como lo demuestran los numerosos ejemplos analizados a escala mundial (Swift et al., 1984; Field y Roy, 1984; Díaz y Maldonado, 1990).

En cuanto al transporte de material terrígeno hacia mar se puede identificar dos modelos bien definidos (Swift, 1991; Thorne y Swift 1991). En el caso de los deltas el aporte sedimentario y escape del litoral hacia la plataforma se produce por el agua fluvial canalizada que se inyecta en el medio marino y aporte materiales finos (arcillas y limos) a las zonas de prodelta y cinturones de lodo asociados a prodeltas distales, que pueden ocupar extensas áreas de la plataforma continental. En el caso de zonas costeras con desarrollo de barras litorales, por el contrario, una gran parte de los materiales aportados a la plataforma continental que escapan del litoral, se realiza durante las épocas de tormentas, como consecuencias de comentes de retorno sobre el fondo que erosionan arenas de la playa inferior y la aportan a la plataforma continental donde quedan almacenadas.

## EJEMPLOS DE PLATAFORMAS EN EL MARGEN ESPAÑOL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Se analiza en este apartado algunos de los ejemplos de plataformas de la Península Ibérica estudiados por el autor durante las últimas dos décadas. Se describe con más detalle la plataforma continental del Delta del Ebro, donde existe una abundante bibliografía publicada y que además constituye un ejemplo aplicable a otros sectores del litoral español con importantes aportes sedimentarios.

### Encuadre geológico de la Península Ibérica

La Península Ibérica presenta una gran variedad y estilos de márgenes continentales, la mayoría de ellos estructurados a partir del Cenozoico (Fig. 1). Los márgenes del Mar Mediterráneo, y en consecuencia sus plataformas continentales, son de tipo pasivo, aunque asimismo presentan una gran variedad (Maldonado, 1985). Mientras que la fachada del levante peninsular, principalmente Cataluña y Valencia, se puede

considerar como márgenes pasivos clásicos, estructurados a partir de fallas lítricas paralelas al margen (Nelson y Maldonado, 1990), el sector más septentrional frente a los Pirineos y el sector meridional, frente a las Cordilleras Béticas están intersectados por dos cinturones orogénicos que les confieren unas características diferenciales .

Más al sur, en el Mar de Alborán, los márgenes siguen siendo de tipo pasivo, aunque en este caso se localizan alrededor de una cuenca formada dentro de una orogenia divergente (Maldonado, 1992). Su encuadre, además, dentro de una cuenca relativamente aislada, la importante actividad neotectónica y los notables aportes de sedimentos les imprimen un carácter diferencial notable con el resto de los márgenes continentales españoles.

### La plataforma del Ebro

Este es quizás uno de los sectores mejor estudiados de toda la plataforma continental española, tanto por su interés científico como por la existencia de notables recurso naturales que han condicionado una investigación intensiva por parte de la industria del petróleo (Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1986; Nelson y Maldonado, 1990). La plataforma española del Mediterráneo sufre una inflexión al sur de Tarragona y pasa de una anchura promedio de 15-20 km a más de 60 km, manteniéndose con esta extensión hasta aproximadamente la latitud al sur de Valencia, donde de nuevo sufre una inflexión y se reduce notablemente (Figura 5). Su notable extensión debe ser atribuida al aporte de sedimentos por el Río Ebro y sus posibles antecesores del Mioceno inferior, momento en que comienza a estructurarse este margen continental. De hecho, la zona de drenaje actual del Ebro es una parte significativa de la Península Ibérica nororiental.

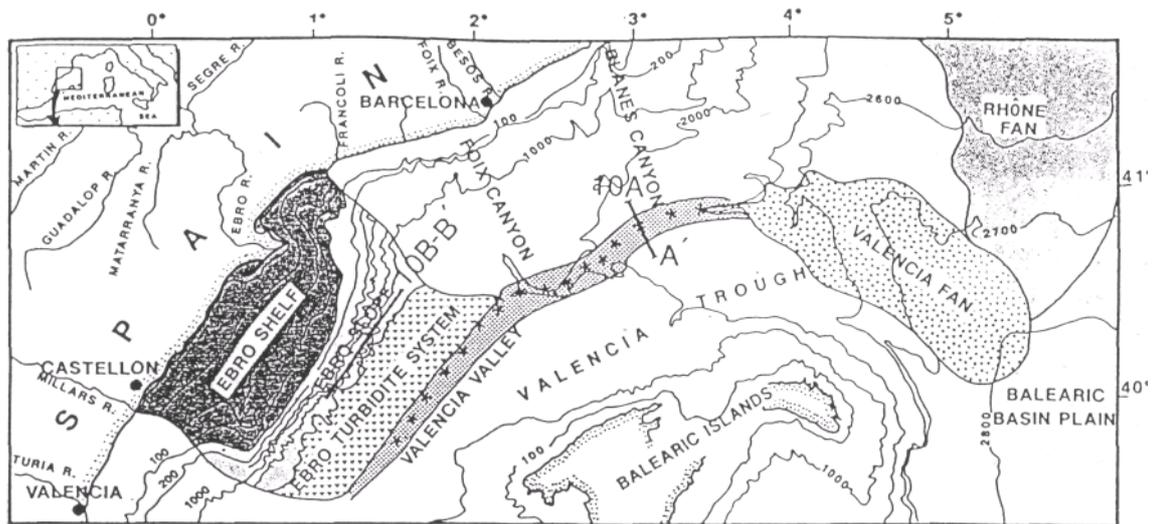


Figura 5. Ambientes deposicionales del margen continental del Ebro (de Nelson y Maldonado, 1990)

El Golfo de Cádiz representa un segmento del margen continental afectado por colisión (Maldonado y Nelson, 1988), al concurrir en el por una parte el cierre occidental de las cordilleras Béticas / Rif y por otra, el posible contacto entre las placas de Iberia (Euro/ Asia) y África. El margen del Cantábrico fue de tipo activo durante el Terciario inferior, cuando tuvo lugar la subducción de la corteza del Golfo de Vizcaya bajo la Península Ibérica. En la actualidad este margen es de tipo pasivo, aunque su variada historia geológica le confieren unas características peculiares, tal como lo accidentado del mismo y su reducida cobertera sedimentaria. Por último, el margen Atlántico de Galicia es de tipo pasivo clásico, situándose su origen en el momento de creación del Atlántico Norte, cuando se separaron la Península Ibérica y América del Norte durante el Mesozoico.

### Evolución geológica del margen del Ebro

Los materiales que forman el margen continental incluyen depósitos marinos desde el Aquitaniense, que registran las fases iniciales de estructuración, caracterizadas por una importante subsidencia térmica y fracturación (Figura 6). Toda la historia evolutiva del margen está caracterizada por el juego entre dicha subsidencia y los cambios eustáticos, que al tener lugar en una cuenca cerrada se encuentran modelados por los estrechos que establecen la comunicación en cada momento con los océanos mundiales (Figura 7). La historia evolutiva más reciente se puede establecer a partir del Messiniense, momento en que se reestablece la comunicación con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar, la cual había sido perdida durante la "crisis de salinidad" a causa del cierre de los estrechos del Mioceno en las Béticas y Rif.

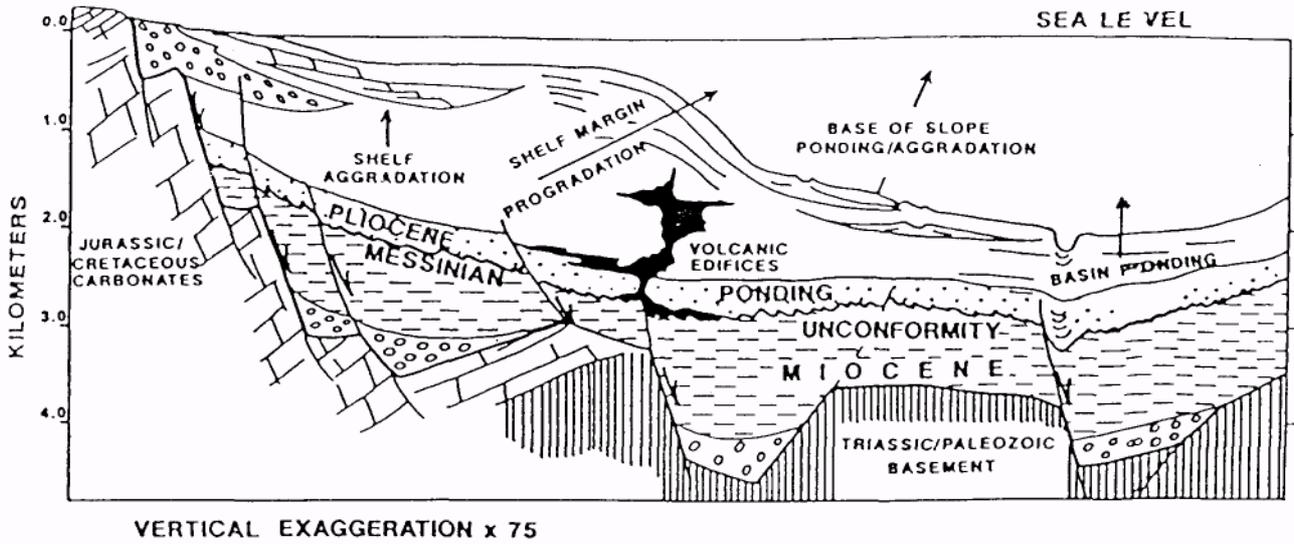


Figura 6. Perfil esquemático del margen continental del Ebro mostrando las principales unidades deposicionales y rasgos de desarrollo (de Nelson y Maldonado, 1990).

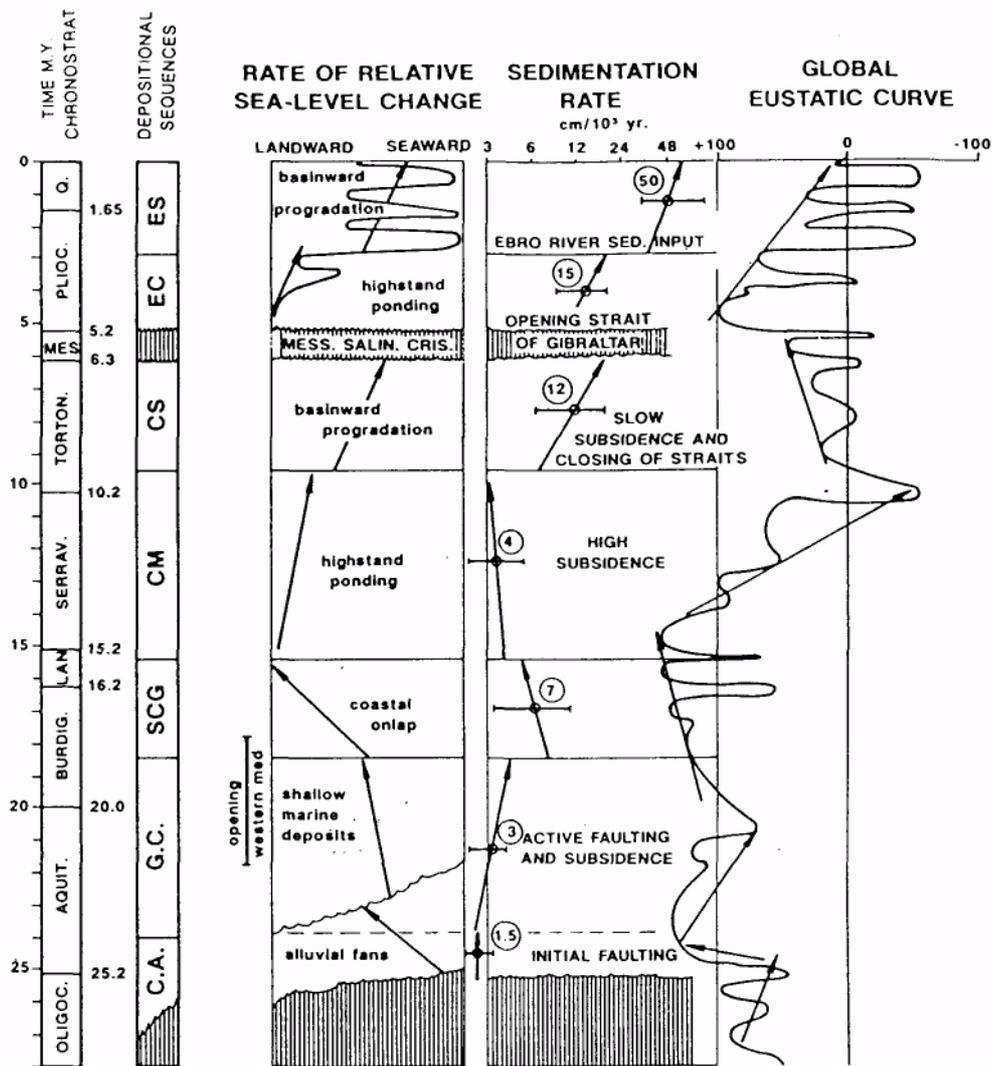


Figura 7. Principales secuencias posicionales y cambios relativos del mar en el margen continental del Ebro (de Dañobeitia et al, 1990).

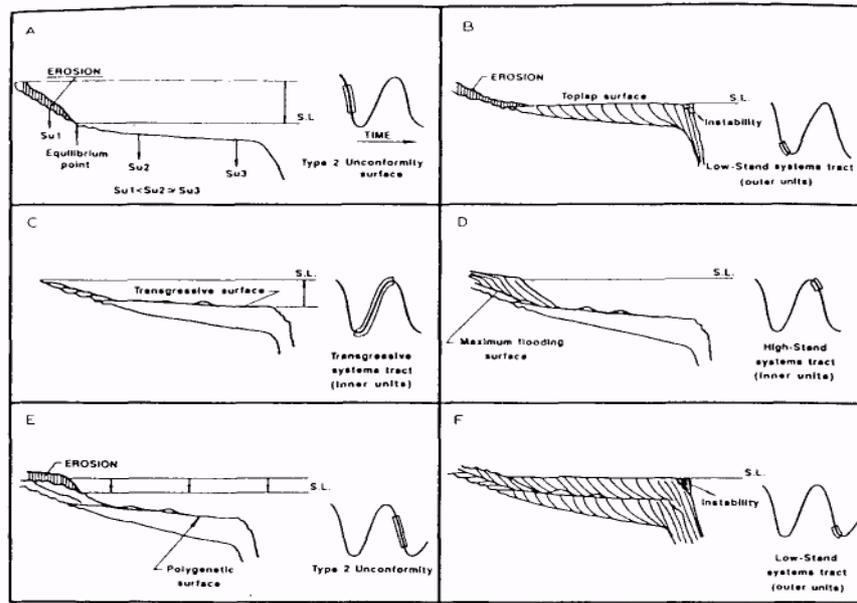


Figura 8. Modelo de desarrollo de la plataforma y talud en el margen del Ebro basado en la subsidencia, cambio de nivel del mar y aportes sedimentarios (de Farran y Maldonado, 1990).

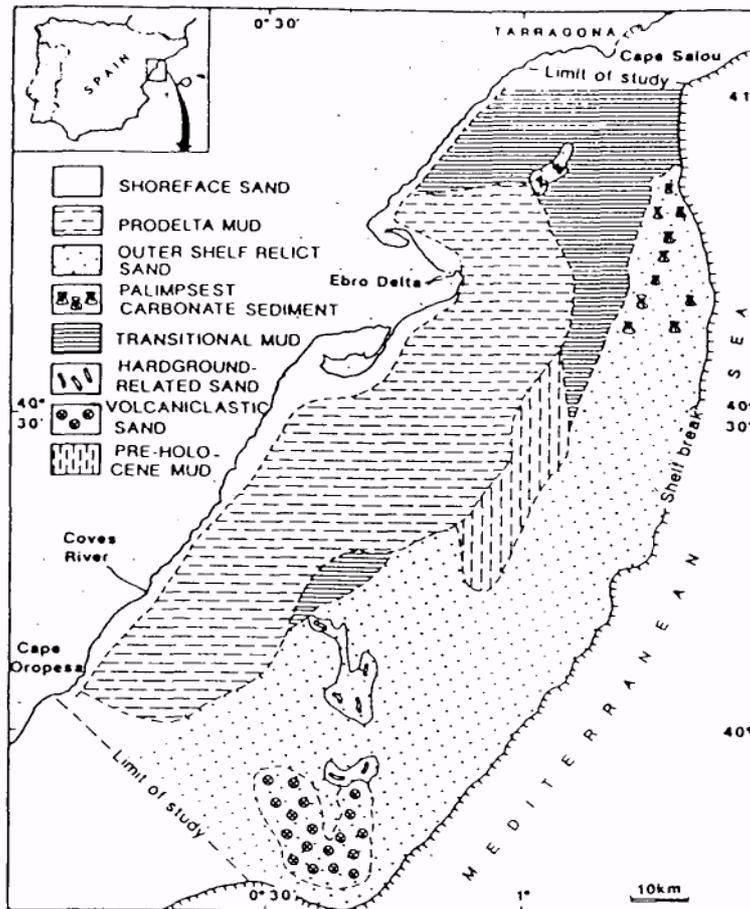


Figura 9. Distribución de los tipos de sedimentos en la plataforma continental del delta del Ebro (de Díaz et al., 1990).

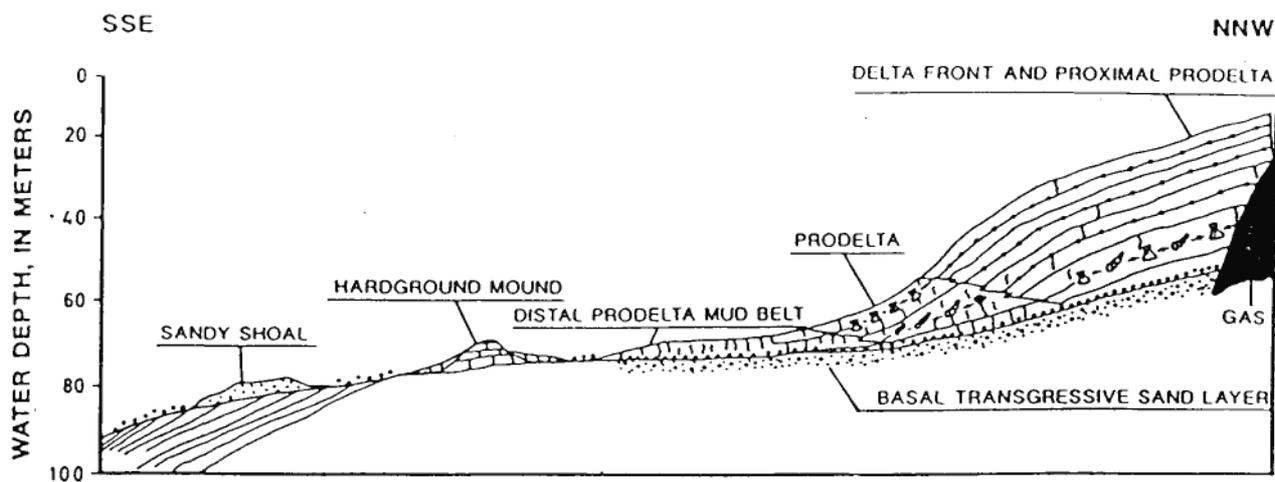


Figura 10. Perfil generalizado de la plataforma continental del Ebro mostrando la distribución de facies principales (de Díaz et al, 1990).

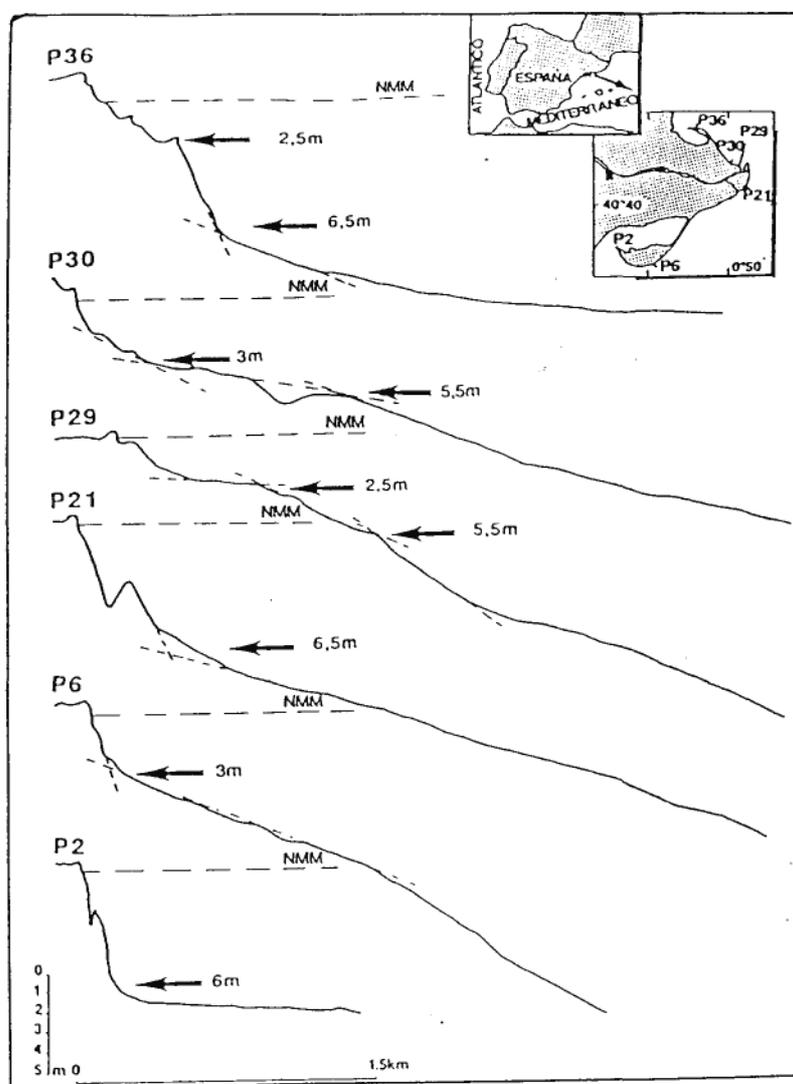


Figura 11. Perfiles topográfico-batimétricos indicando la posición de los principales cambios de pendiente del perfil (de Guillen, 1992).

Precisamente, desde el punto de vista de la geometría del margen y potencia de los depósitos, es a partir del Plioceno inferior que se produce la progradación más importante del margen del Ebro, que le confieren sus características diferenciales y gran extensión con respecto al resto de los márgenes españoles del Mediterráneo (Dafioibeitia et al., 1990).

#### *La estratigrafía de la plataforma*

La estratigrafía sísmica de la plataforma del Ebro está caracterizada por el desarrollo de cuerpos deltaicos superpuestos, separados por superficies de discordancias y formados como consecuencia de la relación entre los cambios eustáticos y la subsidencia térmica del margen (Farran y Maldonado, 1990). Se distinguen unidades deposicionales de la plataforma interna y externa (Figura 8). Las unidades de la plataforma interna son atribuidas a un apilamiento de unidades transgresivas y de nivel alto del mar, mientras que las de la plataforma externa corresponden a deltas marginales y deltas de plataforma que progradaron hacia el sur y mar adentro a profundidades relativamente estables como consecuencia de un equilibrio entre la subsidencia y el descenso eustático. El desarrollo del sector septentrional de esta plataforma está caracterizado por hiatos deposicionales importantes y series codensadas, consecuencia de un menor aporte sedimentario, el cual ha sido a lo largo de todo el Cuaternario dirigido predominantemente hacia el sur en la plataforma continental.

#### *Los procesos actuales en la plataforma*

La dinámica sedimentaria actual está dominada por la presencia del Delta del Ebro, que ejerce su influencia en la mayoría de la plataforma continental (Díaz et al., 1990). Básicamente se puede distinguir un frente deltaico y prodelta proximal, inmediatamente adyacente a la zona costera del delta (Figs. 9, 10). Este gradiente a un prodelta distal y cinturón de lodos que se extiende hasta la plataforma media y hacia el SW, como consecuencia de la circulación predominante en la plataforma continental. La plataforma externa y parte de la media está ocupada por depósitos relictos, que algunos sectores están siendo modificados en función de las condiciones energéticas actuales del medio.

#### *Evolución reciente del Delta del Ebro*

La evolución reciente del Delta del Ebro ha sido estudiada en el marco de un proyecto multidisciplinar patrocinado por la Generalitat de Catalunya (Jiménez et al., 1991; Guillen et al., 1992; Guillen, 1992). El Delta del Ebro es un delta controlado por la influencia fluvial y del oleaje (Maldonado, 1986). Sus 50 km de costa de arenas están caracterizados por la presencia de

dos flechas litorales, las cuales individualizan dos bahías costeras y marismas en la parte septentrional y meridional de la llanura deltaica. En la evolución histórica se identifica la existencia de varios lóbulos deltaicos, que han hecho progradar notablemente la llanura deltaica durante los últimos siglos. Esta tendencia se ha invertido durante las últimas décadas, principalmente a consecuencia del corte de los aportes terrígenos al medio marino ocasionado por la retención de sedimentos en las presas y la disminución del caudal fluvial del río paralelo al aumento de irrigación (Maldonado, 1986). El estudio sistemático de perfiles de costa, realizado entre 1988-92 muestra dicha evolución y permite caracterizar por el nivel de energía y tipos de procesos varios ambientes en el litoral (Fig. 12). Se distinguen además tres tipos de perfiles litorales: (1) progradantes, localizados en áreas de avance del frente deltaico, como frente a la desembocadura actual del río; (2) erosionales, en las zonas de retroceso del litoral, y (3) equilibrio, en las zonas estables.

La distribución litoral de sedimentos y tamaños de grano muestra un paralelismo con la evolución dinámica de la costa. La transición arena/ lodo en perfiles progradacionales es brusca y próxima al litoral (4-7 m). Los perfiles erosionales se caracterizan por la existencia de alfloramientos de lodos de la llanura deltaica, mientras que los perfiles en equilibrio muestran una transición gradual y más extendida (Guillen, 1992). Durante los periodos de erosión litoral acrecentada, como consecuencia de la disminución del aporte fluvial, los sedimentos se hacen más gruesos, debido al retrabajamiento y transporte hacia mar adentro del material más fino (Figura 13). En general durante las últimas décadas ha habido un aumento progresivo del tamaño de grano en la zona litoral, que indican la tendencia general del delta en el momento actual a un retroceso y erosión de la línea costera (Figura 14).

#### *Modelo evolutivo*

La evolución de la plataforma no puede ser aislada del conjunto del margen continental, al constituir un sistema integrado (Figura 5). Existe una estrecha relación en el desarrollo de los diferentes cuerpos deposicionales en la plataforma y margen continental distal, condicionada por la localización del nivel del mar. Ello ha controlado la acumulación de los depósitos en un sector u otro del margen y el escape de sedimentos de la plataforma hacia aguas profundas. En esta evolución se pueden proponer varias etapas en la edificación de la plataforma y margen continental, directamente relacionadas con la localización del nivel del mar (Figuras 15, 16, 17). En la evolución más reciente se distinguen dos modelos principales (Nelson y Maldonado, 1990). El correspondiente al Holoceno está caracterizado por la progradación del delta fluvial

sobre la plataforma y el gran desarrollo del cinturón de lodos mar adentro de los ambientes litorales (Figura 16). Durante el régimen actual, denominado cultural, el delta está afectado por una intensa erosión que favorece el desarrollo de plataformas someras erosivas en la localización de los antiguos lóbulos deltaicos, al mismo tiempo que el curso bajo del río pasa a tener un régimen estuarino (Figura 17).

### La plataforma continental de Cataluña

La plataforma de Cataluña ha sido extensamente investigada para la realización de la cartografía del margen continental, dentro del programa del Instituto Tecnológico y Geominero de España (Instituto Geológico y Minero de España, 1986, 1989; Instituto Tecnológico Geominero de España, 1994). Esta plataforma está individualizada en una serie de sectores, separados por profundos cañones submarinos que cortan a la plataforma. En general la plataforma presenta un recubrimiento de depósitos desde el Mioceno poco espeso, llegando en varios sectores a aflorar el zócalo acústico de materiales del Terciario inferior e incluso del Paleozoico. Solamente aparecen espesores de depósitos más notables en la zonas que existen aportes fluviales, como frente a los deltas del Llobregat/ Besós, Tordera y del Fluvià/ Muga, en la Bahía de Rosas (Figura 41). En el resto de la plataforma predominan las secuencias deposicionales poco potentes o las superficies de abrasión a veces recubiertas de depósitos relictos.

Como consecuencia, la distribución superficial de sedimentos muestra un mosaico de tipos de depósitos, predominantemente de tamaño de grano grueso, que se distribuyen irregularmente sobre la plataforma. Desde el punto de vista de formación de barras de arena, la zona del Maresme, entre Mataró y Blanes tiene un gran interés (Díaz y Maldonado, 1990). En esta plataforma se han identificado tres generaciones de barras sumergidas de arena, que se entienden a diversas profundidades en la plataforma continental, entre los ambientes litorales actuales y el borde de la plataforma (Figura 18). Están constituidas por arenas limpias de tipo litoral, que alcanzan varios metros de espesor. Su desarrollo está ligado con el último ascenso eustático del nivel del mar, en función de los aportes terrígenos, la morfología del fondo y el oleaje climático del área (Figura 19). Las dos barras más profundas son relictas, siendo sólo ligeramente modificadas en el momento actual en función de las nuevas condiciones hidrodinámicas del medio.

En la plataforma continental al sur de Barcelona se identifican cuerpos deposicionales en la plataforma media, que se atribuyen a cuerpos de prodeltas relictos (Checa et al., 1988). El sistema prodeltaico actual muestra un solapamiento de los ríos Besós/ Llobregat,

mientras que el prodelta del Foix está separado de los anteriores y no presenta facies opacas en los depósitos, características de acumulaciones de gas (Figs., 21, 22). El sistema deltaico relictos formado durante el Holoceno, se distingue del actual por una discordancia erosiva. Sus mayores depocentros pertenecen al Río Llobregat y están desplazados 30 km hacia el SW con respecto al delta actual, llegando sus materiales a interdigitarse con los correspondientes al Río Foix. Los materiales relictos del Besós, por el contrario, están poco desarrollados, debido a la paleobatimetría y el régimen hidrodinámico. El estudio de estos prodeltas muestra que su desarrollo se correlaciona con las fases de ascenso eustático, en contraste con la mayoría de modelos de estratigrafía secuencial que proponen la formación de dichos cuerpos básicamente durante las fases de descenso eustático.

### Las plataformas españolas en el Mar de Alborán y Golfo de Cádiz

La intensa actividad neotectónica, los fuertes aportes sedimentarios estacionales del continente y el intercambio de aguas Mediterráneo/ Atlántico han gobernado la evolución y las características deposicionales en el Mar de Alborán y Golfo de Cádiz (Figura 23). Desde el punto de vista tectónico, el Mar de Alborán constituye una cuenca interna a una orogenia divergente, que ha sido controlada por la aproximación de la placas Euroasiática y Africana durante el Cenozoico superior y por el desplazamiento hacia poniente del Dominio de Alborán (Maldonado, 1992). Esta tectónica ha sufrido notables cambios desde el Mioceno superior, estando la evolución más reciente ligada a la apertura del Estrecho de Gibraltar al final de la "crisis de salinidad" del Messiniense.

La influencia climática en el desarrollo de estas plataformas es más notable en áreas de escaso aporte terrígeno, como algunos sectores de las plataformas de Cabo de Gata, que constituye un modelo deposicional de sedimentación mixta, carbonatada y silicoclastica (Instituto Geológico y Minero de España, 1982; Zamarreño et al., 1993). Los diversos sectores que se pueden identificar están condicionados por la presencia o ausencia de aportes terrígenos (Figura 24). En áreas de fuertes aportes terrígenos, como en el Golfo de Almería, se produce una sedimentación terrígena predominante, controlada por la formación de abanicos/ deltas que dan lugar a la formación de una capa de lodos sobre la mayoría de la plataforma, mar adentro de un cinturón litoral estrecho de arenas y gravas. Debido al régimen estacional de estos ríos y torrentes y a la importante carga sedimentaria de la descarga fluvial, se pueden formar en las épocas de crecidas capas nefeloides profundas que atraviesan la plataforma continental y transportan los sedimentos hasta el margen continental distal.

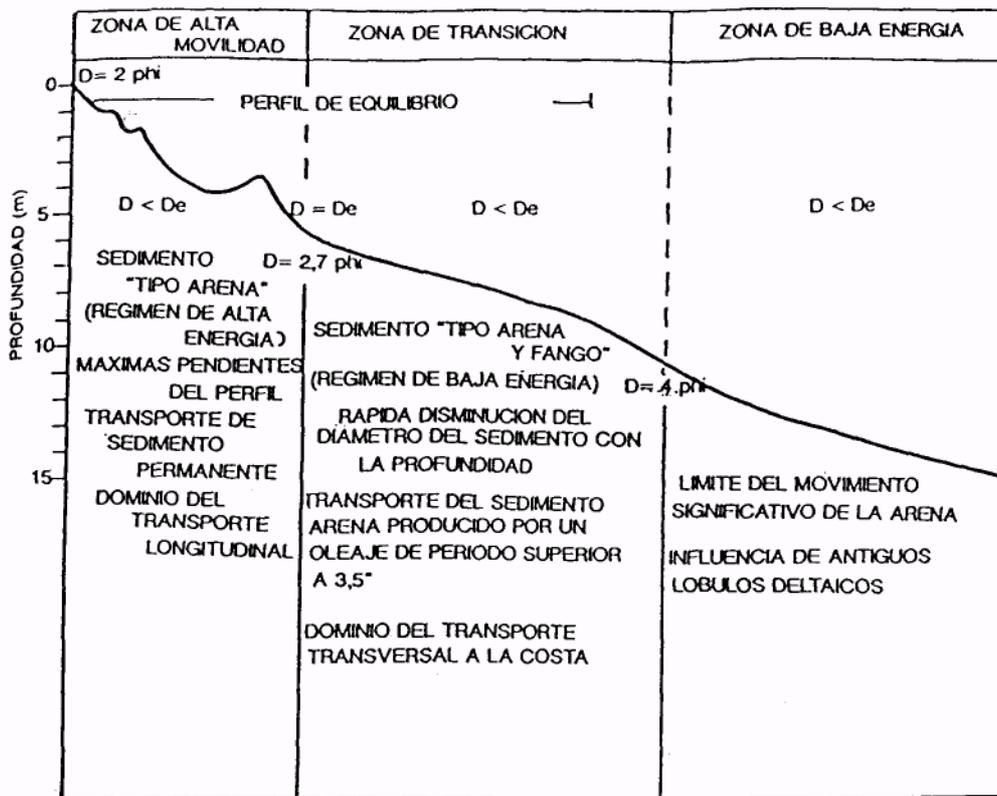


Figura 12. Esquema de distribución y características más relevantes de las zonas dinámicas identificadas en el litoral del Delta del Ebro (de Guillen, 1992).

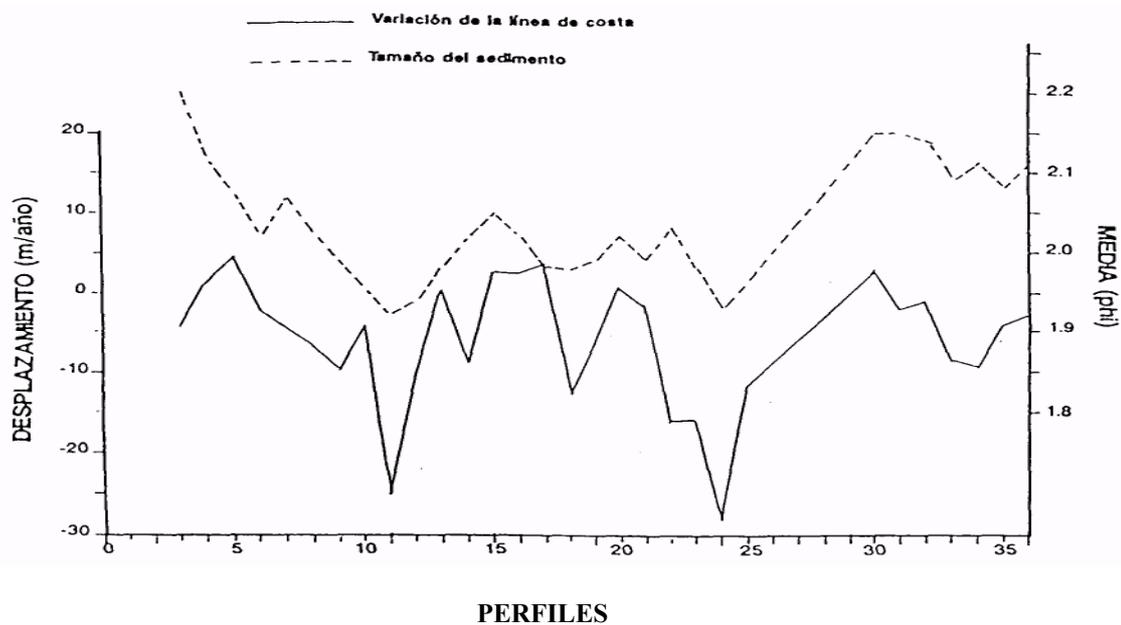


Figura 13. Comparación entre la distribución longitudinal del tamaño del sedimento de la playa y la tasa de desplazamiento anual de la línea de costa durante el periodo de Junio de 1988 a Marzo de 1991 (de Guillen, 1992).

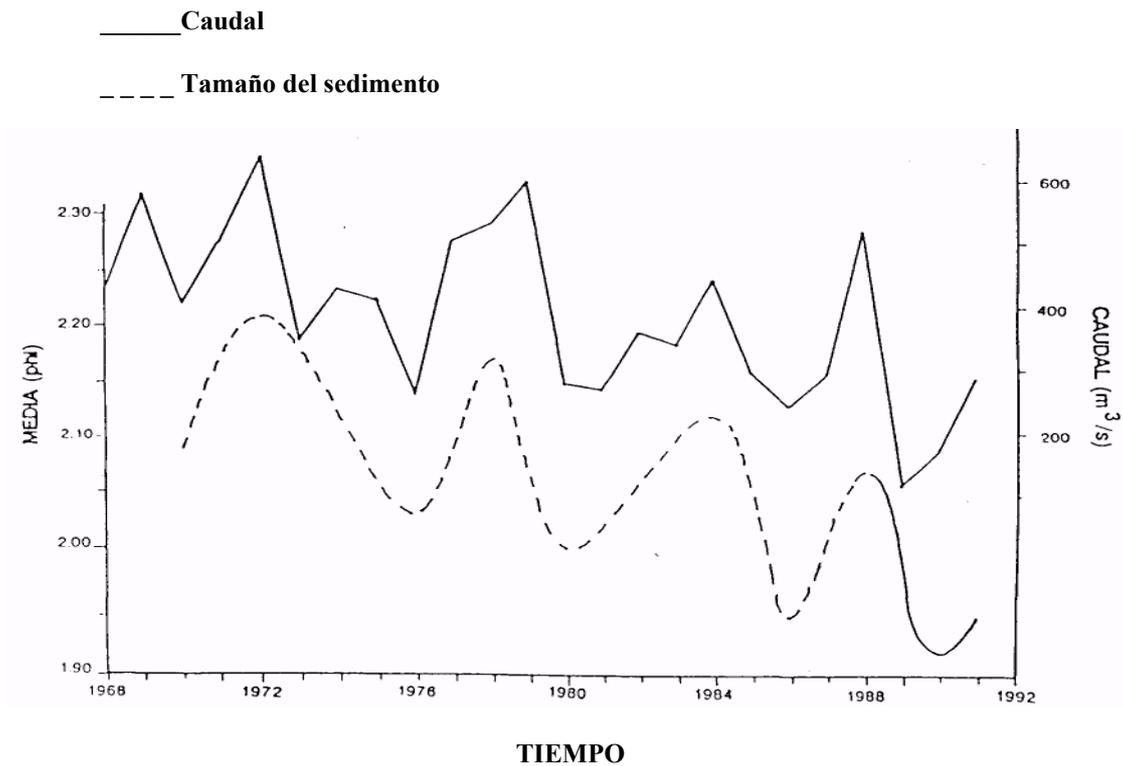


Figura 14. Esquema conceptual donde se interpretan las variaciones del tamaño del sedimento de la playa como función de la descarga del Río Ebro. El tamaño del sedimento de la playa en 1970 y durante el periodo 1988-91 ha servido de pauta para interpretar el resto de los ciclos (de Guillen, 1992).

PLEISTOCENE TRANSGRESSIVE

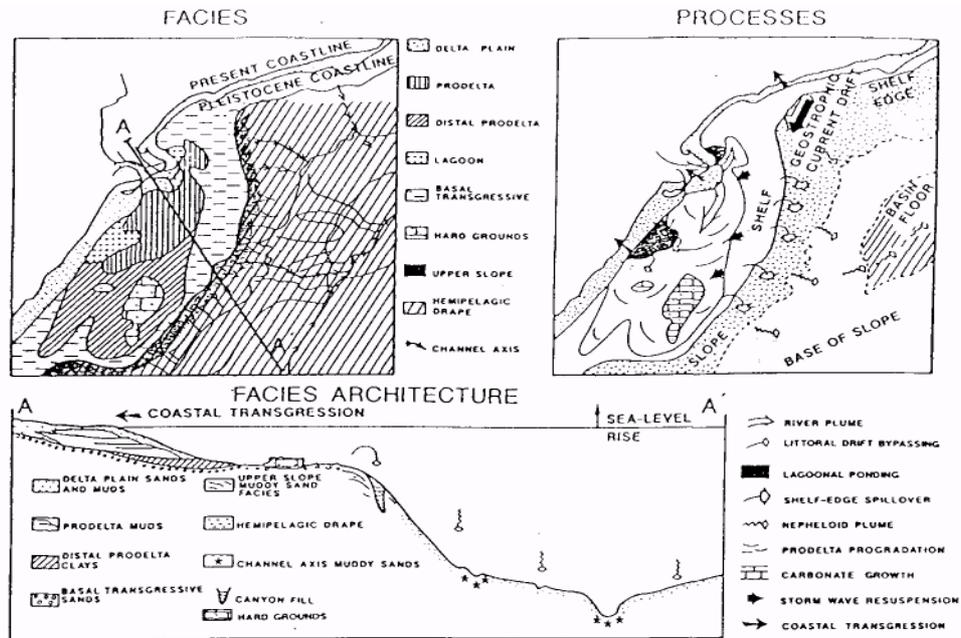


Figura 15. Modelo evolutivo del margen del Ebro durante una fase transgresiva del Pleistoceno (de Nelson y Maldonado, 1990).

HOLOCENE

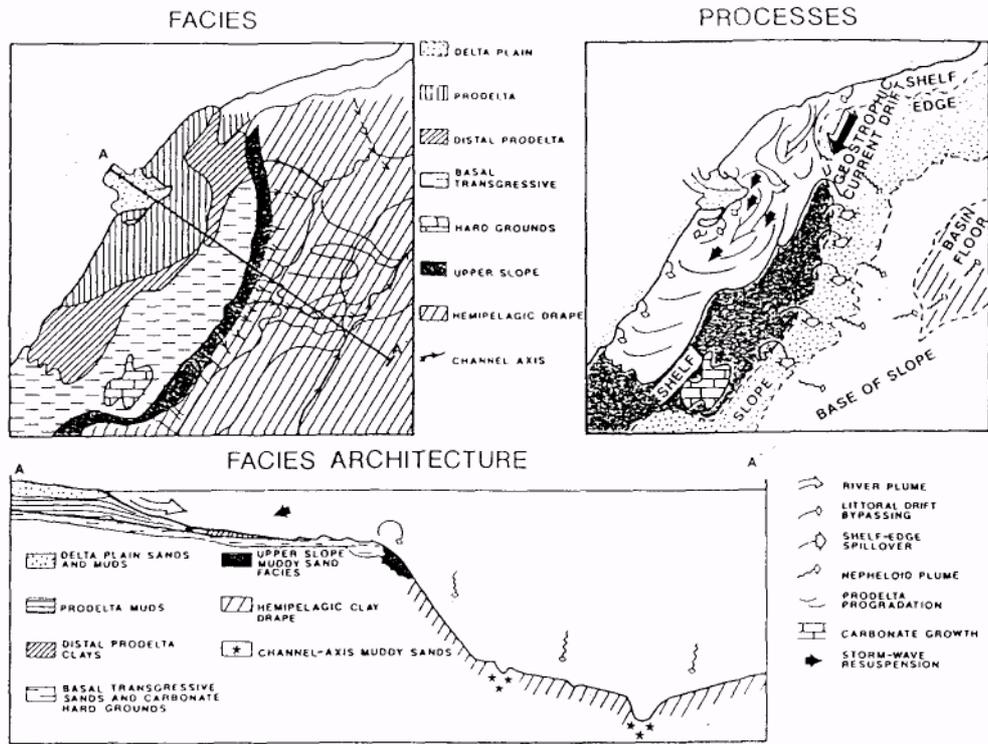


Figura 16. Modelo evolutivo del margen del Ebro durante el Holoceno (de Nelson y Maldonado, 1990).

MODERN-CULTURAL REGIME

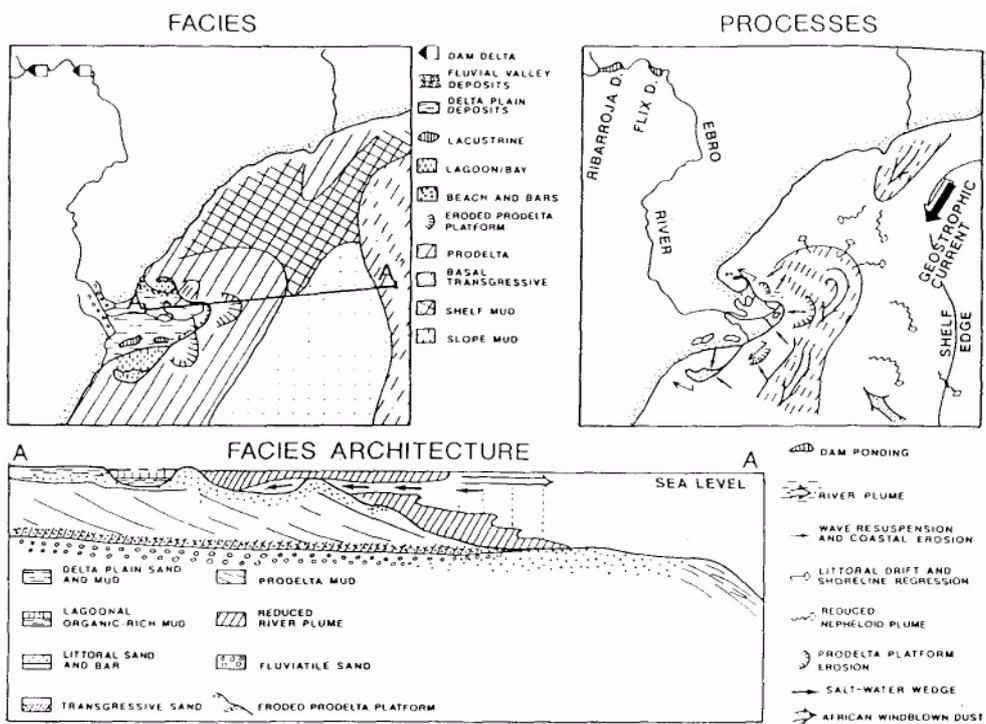


Figura 17. Modelo evolutivo del margen del Ebro durante el régimen cultural actual (de Nelson y Maldonado, 1990).

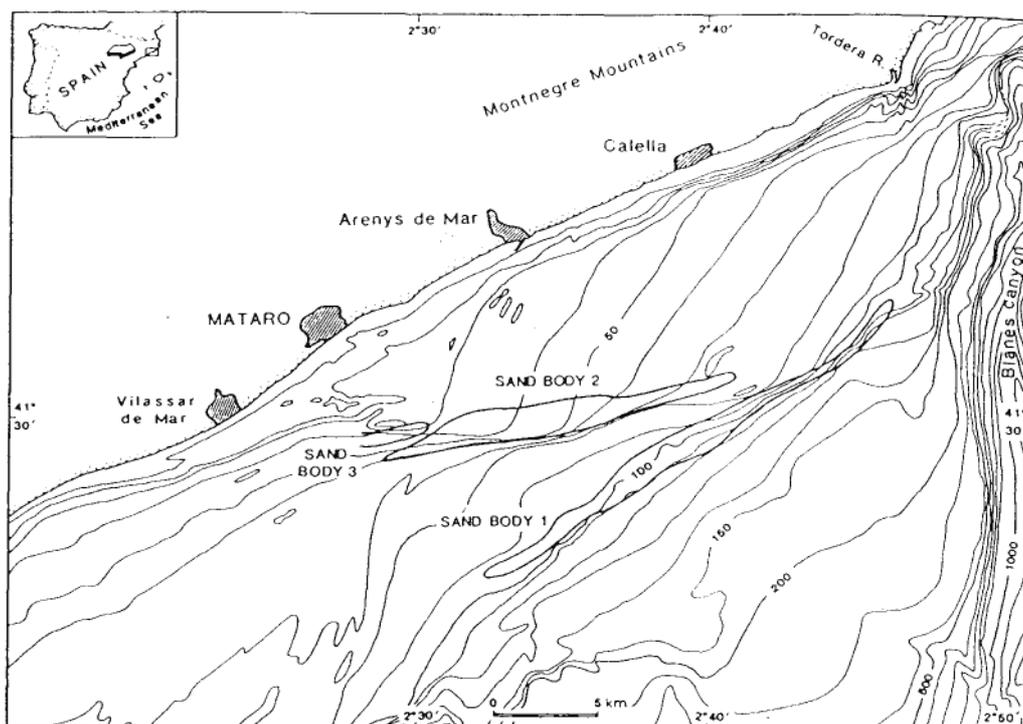


Figura 18. Mapa de distribución de focies del sistema deltaico relictivo y delta marginal (de Checa et al. 1988).

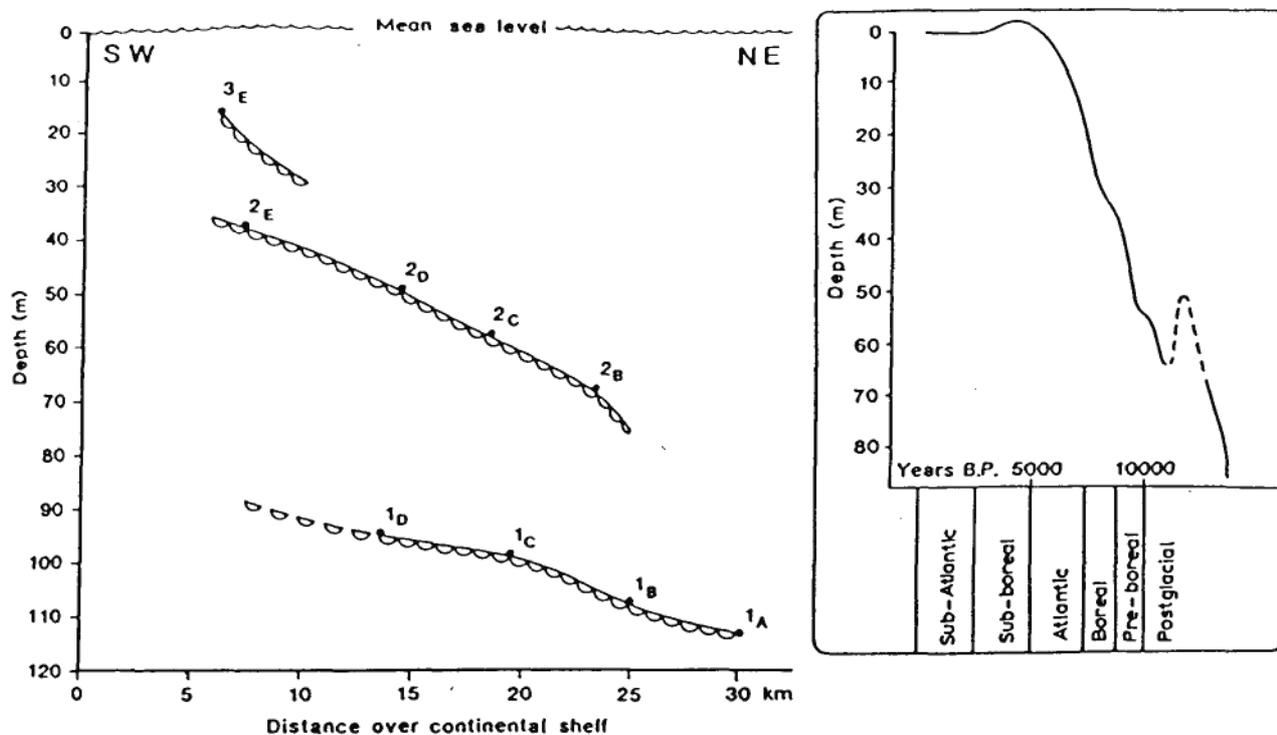


Figura 19. Isopacas (en ms, td) del sistema deltaico actual (H3). A: limite de las focies sísmicas opacas. B: limite externo actual de la plataforma (de Checa et al. 1988).

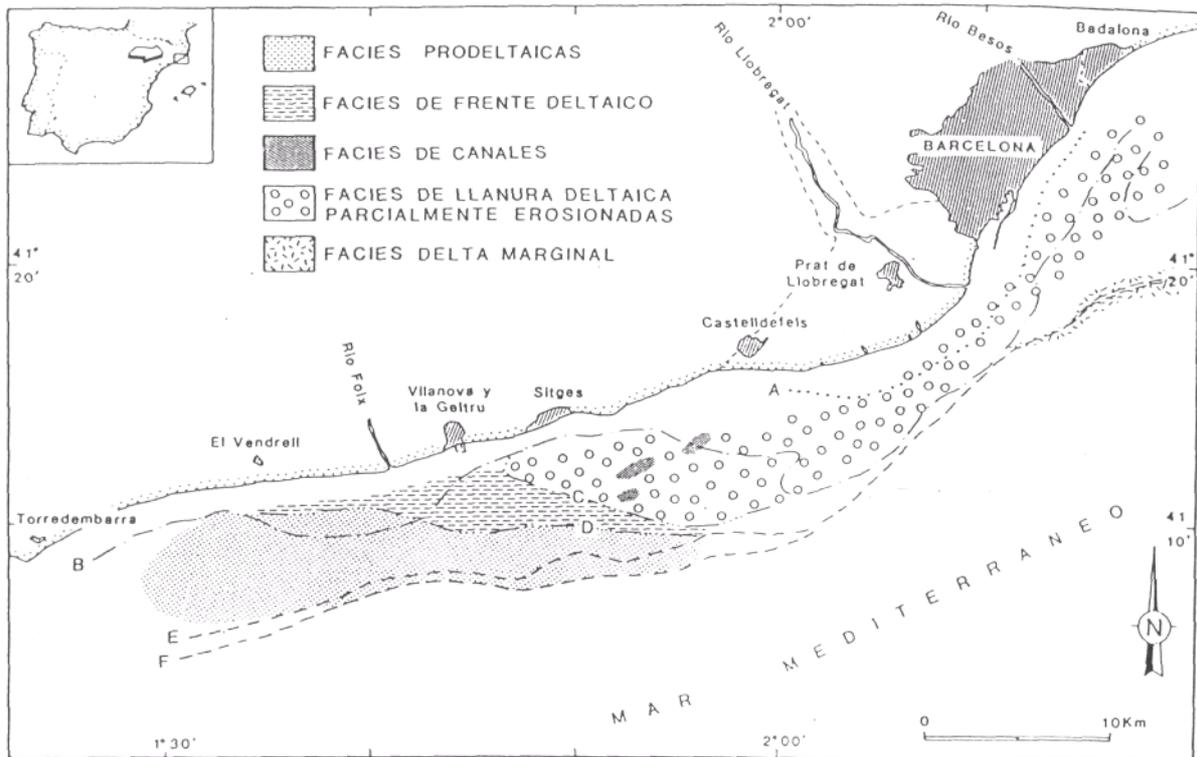


Figura 20. Isopacas del sistema deltaico relicto (H2). A : Limite externo de las facies sísmicas opacas. B: Limite del sistema deltaico actual. C: Limite de las facies de frente deltaico. E y F: Limite extemo de la plataforma anterior y posterior al sistema deltaico relicto, respectivamente (de Checa et al. 1988).

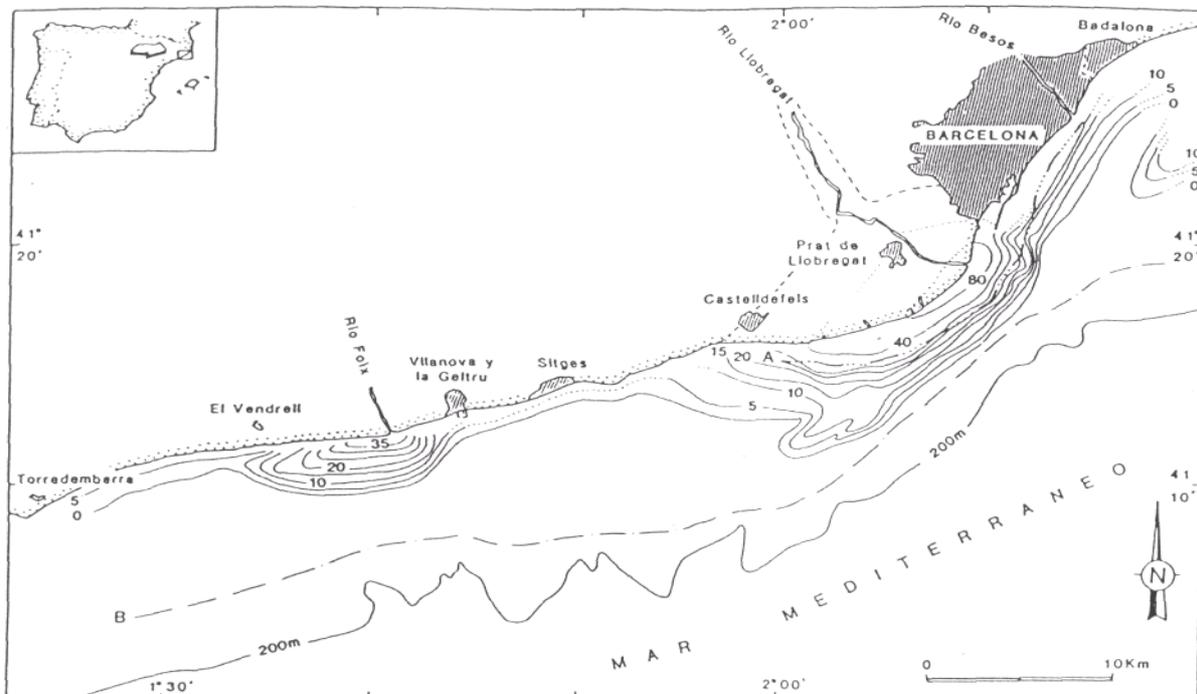


Figura 21. Mapa batimétrico de la plataforma continental al norte de Barcelona mostrando la distribución de cuerpos de arena (de Díaz y Maldonado, 1990).

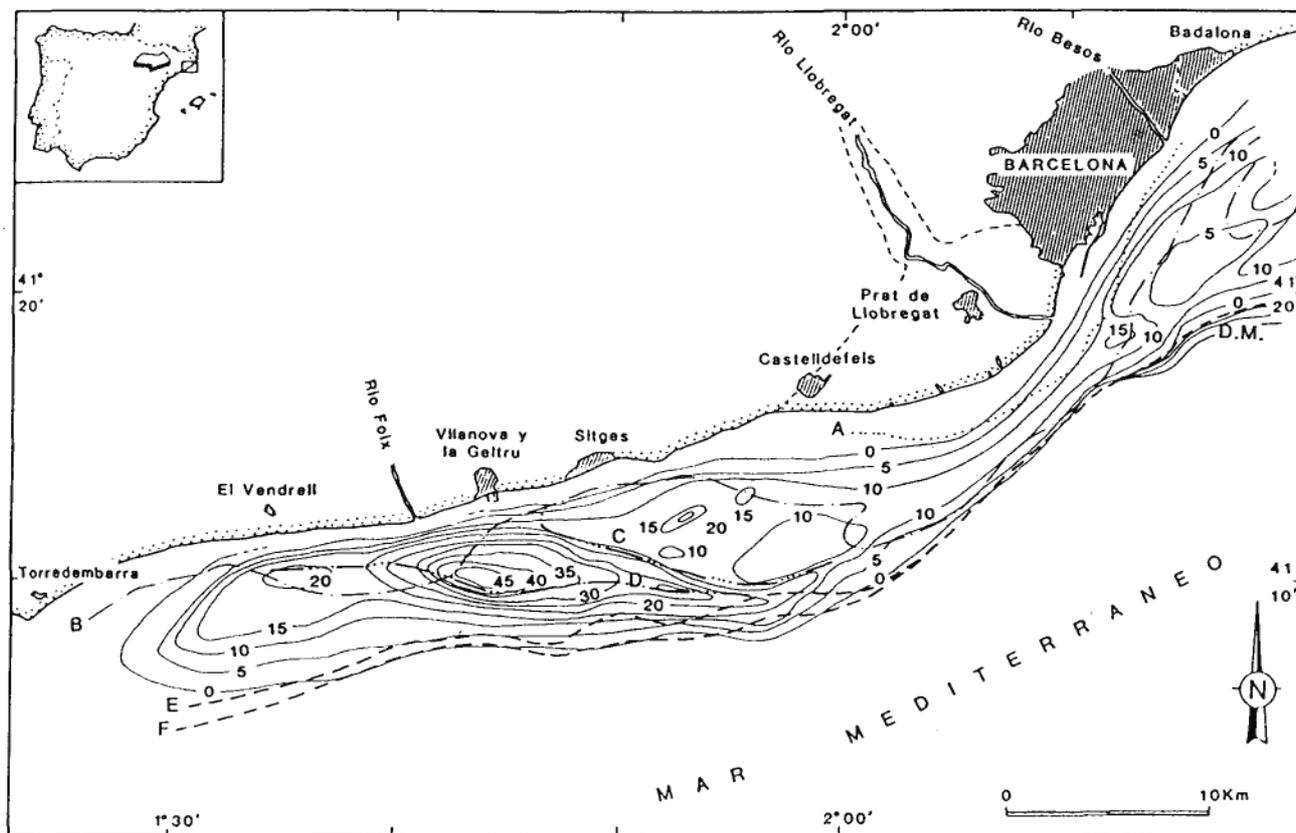


Figura 22. Esquema interpretativo de la distribución batimétrica de los cuerpos de arena del Maresme y su desarrollo en relación a la curva del último ascenso eustático (de Díaz, y Maldonado, 1990).

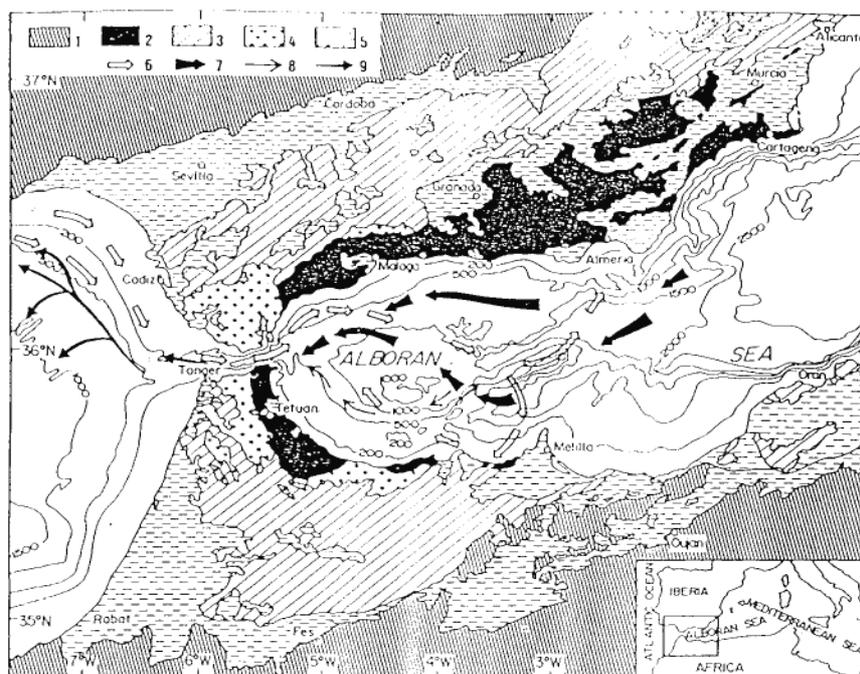


Figura 23. Encuadre geológico del Mar de Alborán y el Golfo de Cádiz mostrando la distribución de corrientes para las principales masas de agua.

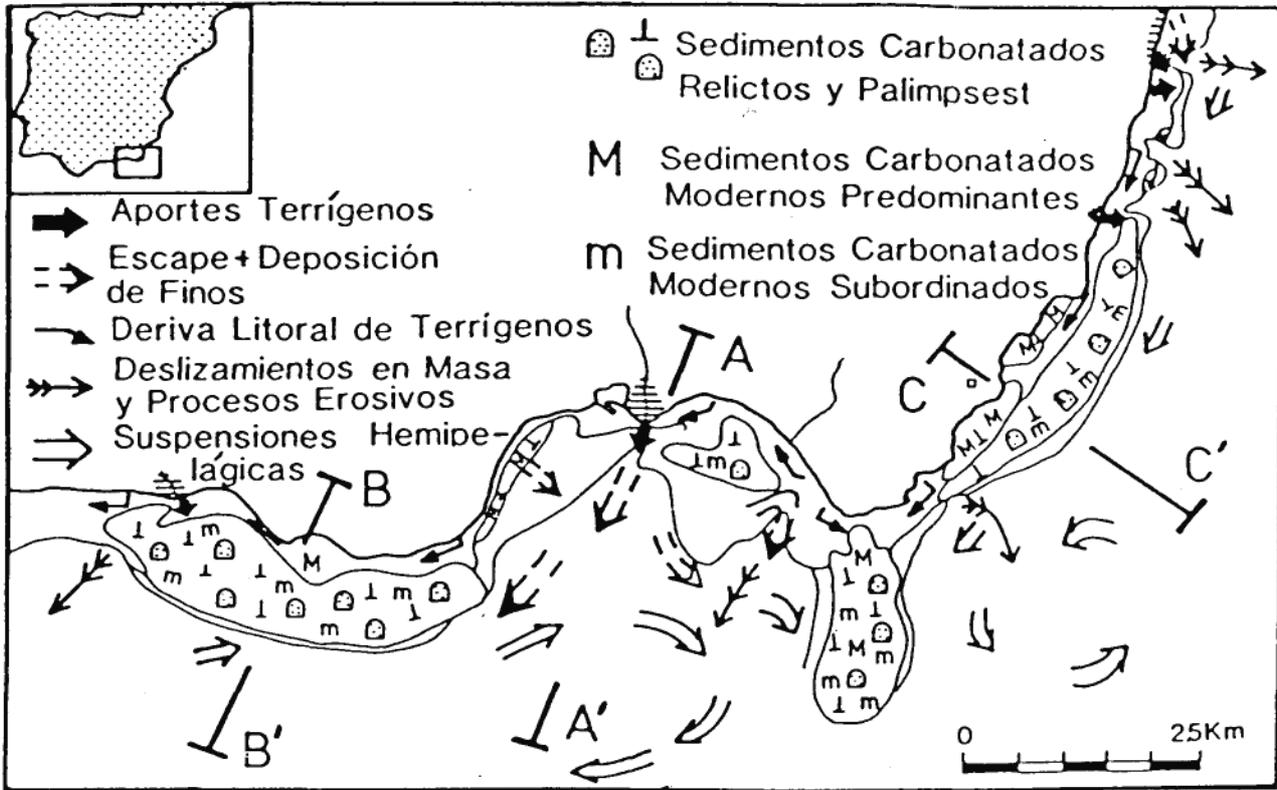


Figura 24. Esquema mostrando la distribución de los principales tipos de facies y procesos sedimentarios responsables de su desarrollo durante el Holoceno, en la plataforma continental de A Imeria (de Zamarreño et al., 1983).

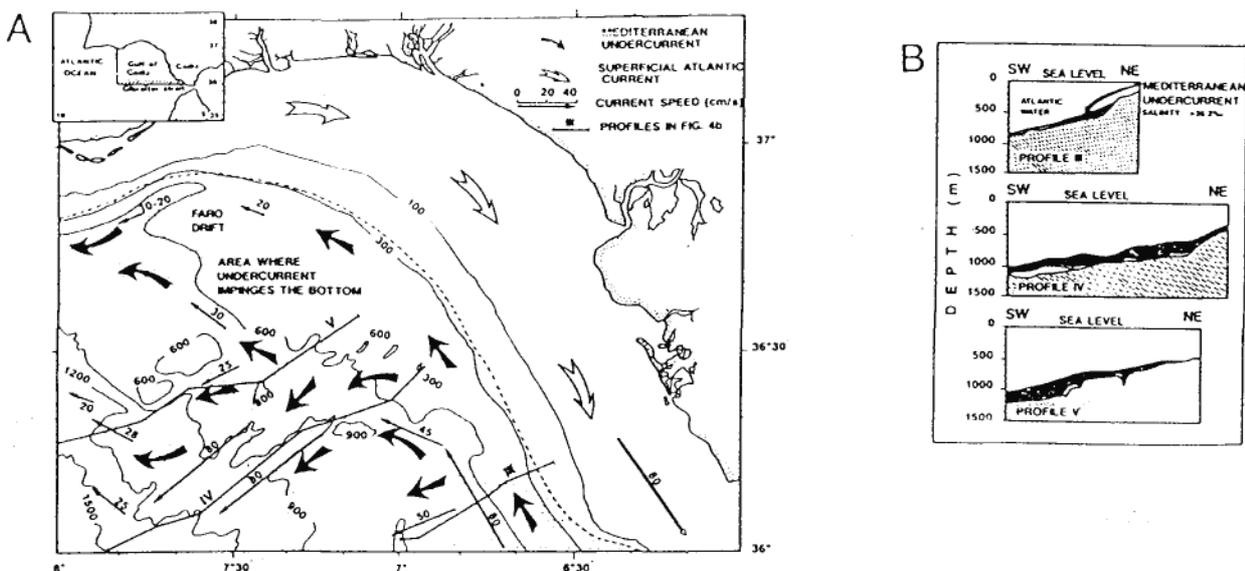


Figura 25. Sistema de corrientes actual en el Golfo de Cádiz y procesos que controlan la evolución del margen (de Nelson et al, 1993).

En zonas de poco aporte sedimentario, por el contrario, el modelo deposicional corresponde a depósitos carbonatados de climas templados, con el desarrollo de bio-construcciones pseudo arrecifales, donde abundan las algas calcáreas. En este caso los depósitos actuales y subactuales suelen ser poco potentes y formados por secuencias condensadas separadas por numerosas superficies de discordancia.

En el desarrollo del margen continental del Golfo de Cádiz, por el contrario, tienen una influencia predominante el régimen de circulación de corrientes y la morfología del margen. Este presenta un relieve accidentado, resultado de su evolución tectónica y la influencia de las diversas masas de agua de origen Atlántico y Mediterráneo que lo recorren (Maldonado et al., 1989; Nelson et al., 1993; Instituto Tecnológico Geominero de España, 1995). La evolución geológica está dominada por la intersección con la terminación oriental de la línea de fractura Azores-Gibraltar y por el Arco de Gibraltar, que ocupa el sector oriental del área (Biju-Duval, 1978; Maldonado, 1985). Esta tectónica ha dado lugar a la formación de una serie de dorsales estructurales, orientadas NE-SW, que intersectan el conjunto del margen continental con una fuerte expresión morfológica superficial, excepto en la plataforma continental donde se encuentran erosionadas y recubiertas por una cobertera sedimentaria de espesor variable.

El régimen hidrodinámico actual está caracterizado por la interacción de las aguas Atlánticas superficiales de entrada al Mediterráneo y la corriente profunda de aguas más salinas procedente del Mediterráneo (Figura 25). El agua superficial Atlántica fluye en superficie hacia levante a lo largo de la plataforma continental del Golfo de Cádiz, mientras que el agua profunda Mediterránea se adapta al talud continental y fluye hacia el WNW a lo largo del margen continental (Nelson et al., 1993). Debido a la diferencia de densidades entre estas masas de agua, el agua Mediterránea se hunde progresivamente a medida que circula hacia poniente, entre los 200 m a la salida del Estrecho de Gibraltar y 1800 m en el sector occidental. Este agua mantiene contacto con el fondo hasta los 1000 m de profundidad, con velocidades máximas de 180-250 cm/seg, aunque decrece hasta 80 cm/seg hacia poniente.

La estratigrafía sísmica en el margen continental del Golfo de Cádiz refleja dicha evolución tectónica y la gran influencia de las diferentes masas de agua en su desarrollo. Así es característica la formación de importantes superficies de erosión, donde varias decenas de metros de sedimentos pueden haber sido eliminadas, y la presencia de depósitos formados por

corrientes de fondo, paralelos al margen, los cuales alternan con otros depósitos debidos a flujos gravitativos (Nelson et al., 1993). Sobre las plataformas continentales estos dos fenómenos son asimismo registrados. Pero en este caso hay otro factor importante que controla el desarrollo de los cuerpos deposicionales y del margen, condicionado por la relación entre subsidencia térmica y los cambios eustáticos del nivel del mar. Así aparecen una serie de cuerpos prodeltaicos, ligados a las principales desembocaduras de los ríos, que se han desplazado en la plataforma durante las principales fases de cambio eustático. Básicamente se pueden diferenciar entre los cuerpos de plataforma interna, correspondiente a niveles altos del mar, y los cuerpos de plataforma externa, desarrollados durante las fases de descenso del nivel del mar, próximos al borde de plataforma, como consecuencia de un equilibrio entre subsidencia y descenso eustático que permite la formación de cuerpos prodeltaicos progradantes bajo una lámina de agua relativamente constante.

La distribución de sedimentos sobre el margen continental refleja estos procesos. Sobre la plataforma continental existe un mosaico de sedimentos superficiales donde alternan los depósitos finos, correspondientes a los prodeltas actuales y los gruesos, desarrollados durante la última fase de ascenso eustático. En las zonas de fuertes corrientes sobre el fondo y con escaso recubrimiento sedimentario, como en el sector oriental de la plataforma, asimismo se localizan importantes campos de dunas de arena sometidas a una dinámica activa. Los sedimentos más profundos en el margen continental muestran el juego entre las corrientes de contorno del agua Mediterránea y los flujos gravitativos perpendiculares al margen, que suelen seguir la morfología impuesta por las dorsales estructurales (Figura 25).

## CONCLUSIONES

La mayoría del margen continental español pertenece al tipo pasivo, aunque hay notables diferencias en cuanto al encuadre tectónico. Los ejemplos que se pueden considerar más representativos se localizan en la fachada mediterránea oriental, mientras que otros sectores, como el Mar de Alborán, presentan un encuadre más complejo dentro de una orogenia. La gran mayoría de estos márgenes fueron estructurados durante el Terciario, como consecuencia de los movimientos relativos entre Iberia, África y Europa. Para los márgenes mediterráneos, la evolución más reciente se puede establecer a partir del final del Mioceno, momento que se reestablece la conexión del Mediterráneo con el Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar.

Las variaciones principales en el estilo y desarrollo de la plataforma continental del litoral español en épocas recientes está predominantemente influenciada por el encuadre tectónico del área y los aportes sedimentarios. Así, por ejemplo, en sectores relativamente próximos de la plataforma de Cataluña la presencia de deltas condiciona las características diferenciales más notables. En el Mar de Alborán/ Golfo de Cádiz la presencia del Estrecho de Gibraltar que regula el intercambio de masas de agua Mediterráneo/ Atlántico es asimismo un factor importante en cuanto condiciona la distribución y tipos de depósitos. Su influencia, sin embargo, está subordinada a la presencia de aportes terrígenos importantes de origen continental.

El último ascenso eustático ha modelado las características morfológicas y deposicionales que se observan actualmente en las plataformas españolas. La presencia de barras de arena y cuerpos prodeltaicos relictos en varios sectores de la plataforma ha estado controlado por la relación entre el Índice relativo de ascenso eustático, ligado a la subsidencia del margen, y los aportes terrígenos. Estos cuerpos de arena relictos se localizan en áreas del margen relativamente estables, como la plataforma del Maresme.

La evolución más reciente cultural de la plataforma está controlada por la influencia del hombre. Esta se caracteriza por el drástico descenso de los aportes terrígenos al medio marino, lo que condiciona la traslación hacia tierra del perfil de equilibrio litoral. Los ejemplos más llamativos se localizan en áreas deltaicas, donde el equilibrio dinámico entre la dinámica fluvial y marina ha sido modificado.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, B., Parran, M. and Maldonado, A., 1989. *Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: Factores de control durante el Cuaternario.* Revista Sociedad Geológica de España 2: 269-289.
- Belknap, D.F. and Kraft, J.C., 1980. *Preservation potential of transgressive coastal lithosomes on the U.S. Atlantic shelf.* Marine Geology 42: 429-442.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Montadert, L., 1978. *Structure and evolution of the Mediterranean Basins.* In: Hsü, K.J., Montadert, L. et al. (Eds), Initial Reports of the Deep sea Drilling Project. Leg 42. U.S.Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1, pp.951-984.
- Boyd, R. and Penland, S., 1984. *Shoreface translation and the Holocene stratigraphic record: examples from Nova Scotia, the Mississippi Delta and Eastern Australia.* Marine Geology 60: 391-412.
- Curry, J.R., 1969. *Hystory of Continental Shelves.* In: (Eds), *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation.* Amer. Geol. Inst., Jc-VI a Jc-I-18,
- Checa, A., Díaz, J.I., Parran, M. and Maldonado, A., 1988. *Sistemas deltaicos Holocenos de los ríos Llobregat, Besos y Foix: modelos evolutivos transgresivos.* Acta Geológica Hispánica 23: 241-255.
- Christopher, G.S., Kendall, C. and Lerche, L., 1988. *The rise and fall of eustasy.* Society Economic Paleontologist Mineralogists 42: 3-17.
- Dañoibeitia, J.J., Alonso, B. and Maldonado, A., 1990. *Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas.* In: Maldonado, A. and Nelson, C.H. (Eds), *The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea.* Marine Geology 95 (3/4), pp.265-287.
- Díaz, J.I. and Maldonado, A., 1990. *Transgressive Sand Bodies on the Maresme Continental shelf, Western Mediterranean Sea.* Marine Geology 91: 53-72.
- Díaz, J.I., Nelson, C.H., Barber Jr., J.H. and Giró, S., 1990. *Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf.* In: Maldonado, A. and Nelson, C.H. (Eds), *The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea.* Marine Geology 95 (3/4), pp.333-352.
- Farran, M. and Maldonado, A., 1990. *The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns.* Marine Geology 95: 289-312.
- Field, M.E. and Roy, P.S., 1984. *Offshore transpon and sand-body formation: evidence from a steep, high-energy shoreface, southeastern Australia.* Journal Sedimentology Petrology 54: 1292-1302.
- Guillen, J., 1992. Dinámica y balance sedimentario en los ambientes fluvial y litoral del Delta del Ebro. Ph.D. Thesis, Universidad de Barcelona, 580 p.
- Guillen, J., Maldonado, A., Palanques, A., Sánchez-Arcilla, A., Jiménez, J.A. and García, M.A., 1992. Littoral morphology and sediment distribution in the Ebro Delta (NW Mediterranean Sea). Rapporte Commission Internationale Pour TExploration Scientifique de la Mer Méditerranée 33: 135.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change.* In: (Eds), *Sea-Level Changes-An integrated Approach.* SEPM Special Publication 42, pp.71-108.

- Inman, D.L. and Nordstrom, C.E., 1971. *On the tectonic and morphologic classification of coasts*. Journal of Geology 709: 1-21.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1982. Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000. Memoria y hojas 84,85,848 y 85S (Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses). Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 105.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1986. Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000. Memoria y hojas nº 41 y 42 (Tarragona). Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 78.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 1989. Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000. Memoria y hoja nº35-42E (Barcelona). Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 117.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), 1994. Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000. Memoria y hojas 25-25E (Figueres). Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 92.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), 1995. Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000. Memoria y hojas 86-86E (Cádiz). Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, in litt.
- Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A., Asee, M., García, M.A., van Overeem, J. and Maldonado, A., 1991. *The Ebro Delta Project: a first sediment budget*. In: Kraus, N.C., Gingerich, K.J. et al. (Eds), Quantitative Approaches to Coastal Sediment Processes. American Society of Civil Engineers. New York, II, pp.2323-2334.
- Kennett, J., 1982. Marine Geology. Prentice-Hall, Inc.. Englewood Cliffs, N.J., 813.
- Maldonado, A., 1985. *Evolution of the Mediterranean Basins and a detailed Reconstructions of the Cenozoic Paleooceanography*. In: Margalef, R. (Eds), A Natural History of the Mediterranean from the Strait of Gibraltar to the Sicilian Channel. Pergamon Press, Oxford, 2, pp. 17-59.
- Maldonado, A., 1986. *Dinámica sedimentaria y evolución litoral reciente del Delta del Ebro (Mediterráneo occidental)*. In: Marino, M. (Eds). El Sistema Integrado del Ebro: Cuenca Delta y Medio Marino. Hermes. Madrid, pp.33-60.
- Maldonado, A., 1992. *Geo-Marine Letters*. In: Bouma, A.H. (Eds). Alboran Sea. Springer International 12 2/3, pp.61-188.
- Maldonado, A., Baraza, J., Checa, A., Nelson, C.H., Barber, J.H., Hampton, M.H., Kayen, R.E. and Lee, H.J., 1989. Tectonic framework, patten of sedimentation, and potential environmental problems of the Cádiz continental margin. Spain. Washington, D.C. 2-3: 356.
- Maldonado, A. and Nelson, C.H., 1988. *Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: elmargen del Elbro y el Golfo de Cádiz*. Revista de la Sociedad Geológica de España I: 317-325.
- Maldonado, A. and Zamarreño, I., 1983. *Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo*. In: Castellví, J. (Eds), Estudio Oceanográfico de la plataforma continental. Gráficas Buper, Barcelona, pp.24-83.
- Mitchum, R.M.J., Vail, P.R. and Thompson III, S., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: Payton, C.E. (Eds). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 26, pp.53-62.
- Mougenot, D., Boillot, G. and Rehault, J.P., 1983. *Prograding shelfbreak types on passive continental margins: some european examples*. Society of Economic Paleontologist Mineralogists 33: 61-77.
- Nelson, C.H., Baraza, J. and Maldonado, A., 1993. *Mediterranean undercurrentsandy contourites, Gulf of Cádiz, Spain*. Sedimentary Geology 82: 103-131.
- Nelson, C.H. and Maldonado, A., 1990. *The Ebro continental margin, northwestern Mediterranean Sea*. Special Issue. Netherlands, 95, 157-442.
- Philip, K. and Vine, F.J., 1990. Global Tectonics. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 1,1-302.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988. *Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework*. Society Economic Paleontologist Mineralogists 42: 110-123.
- Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988. *Eustatic controls on clastic deposition U-Sequence and systems tract models*. Society Economic Paleontologist Mineralogists 42: 125-154.

- Sanders, J.E. and Kutnar, N., 1975. *Evidence of shoreface retreat and in-place "drowning" during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York.* Geological Society of America Bulletin 86: 65-76.
- Schwartz, M.L., 1967. *The Bruun theory of sea level rise as a cause of shore erosion.* Journal of Geology 75: 76-92.
- Shepard, F.P., 1973. Submarine Geology. Harper&Row, New York, 517.
- Swift, D.J.P., 1975. *Barrier island génesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A.* Sedimentology Geology 14: 1-43.
- Swift, D.J.P., 1976. *Continental shelf sedimentation.* In: Stanley, D.J. and Swift, D.J.P. (Eds), Marine Sediment Transport and Environmental Management. New York, 14, pp.311-350.
- Swift, D.J.P., 1991. *Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation.* In: Swift, D.J.P., Tillman, R.W. et al. (Eds), Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, facies and Sequence stratigraphy. Int. Ass. Sedimentologists Spec. Publ., 14, pp.3-31.
- Swift, D.J.P., McKinney, T.F. and Stahl, L., 1984. *Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges of the New Jersey continental shelf: Discussion.* In: Siemers, C.T. and Tillman, R.W. (Eds), Siliciclastics Shelf Sediments. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 34, pp.25-36.
- Swift, D.J.P., Parker, G., N.W., L., Perillo, G. and Figge, K., 1978. Shoreface-connected Sand Ridges on American and European Shelves: a Comparison. Estuarine and Coastal Marine Science 7: 257-273.
- Thorne, J.A. and Swift, D.J.P., 1991. *Sedimentation on continental Margins, Part VI. A regime model for depositional sequences, the ir component systems tract, and bounding surfaces.* In: Swift, D.J.P., Tillman, R.W. et al. (Eds), Geometry, facies and Sequence stratigraphy. Int. Assoc. Sediment. special Pub., 14, pp. 188-243.
- Vail, P.R., 1987. *Seismic stratigraphy interpretation procedure.* In: Bally, A.W. (Eds), Atlas of Seismic Stratigraphy. Amer. Associ. Petrol. Geol., 27(1), pp.1-11.
- Vail, P.R., Andermard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-cruz, G., 1991. *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology overview.* In: Einsele, G., Ricken, W. et al. (Eds), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer Verlag, pp.617-659.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.J. and Thompson, M.S., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: global cycles of relative changes of sea level.* In: Payton, C.E. (Eds), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 26, pp.63-81.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.* In: (Eds) Sea-Level Changes- An integrated Approach. SEPM Special Publication. 42, pp.39-45.
- Vanney, J.R., 1977. *Geomorphologie des plates-formes continentales.* In: Editeurs, D. (Eds), Paris, pp.300.
- Wright, L.D., Nielsen, P., Shi, N.C. and List, J.H., 1986. Morphodynamics of a bar trough surf zone. Marine Geology 70: 251-285.
- Zamarreño, L., Vázquez, A. and Maldonado, A., 1983. *Sedimentación en la plataforma de Almería: Un ejemplo de sedimentación mixta silicico-carbonatada en clima templado.* In: Castellví, J. (Eds), Estudio oceanográfico de la plataforma continental. Seminario Interdisciplinar. Proyecto de investigación cooperativa Hispano-Norteamericano. Gráficas Buper, S.A., Barcelona, 793, pp.97-119.