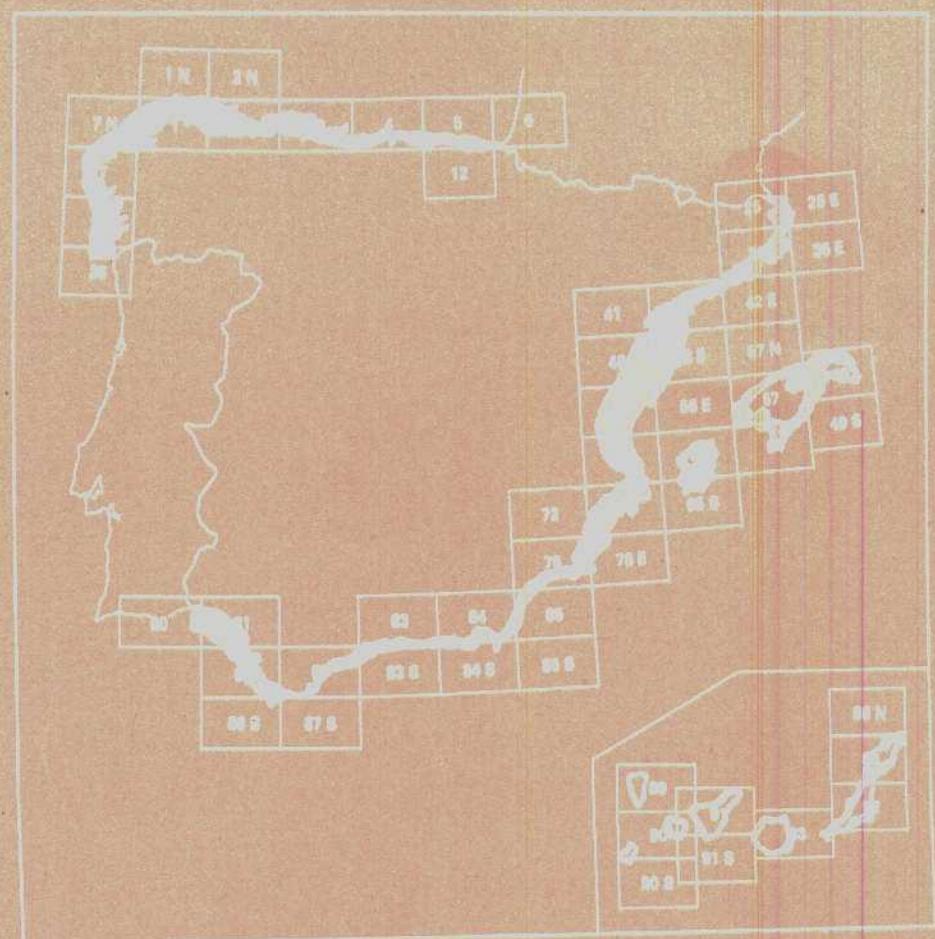


Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

35-42E

**MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES**
Escala 1:200.000



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

**MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES**

ESCALA 1.200.000

BARCELONA

Primera edición

MADRID, 1989

26042

El presente grupo de hojas ha sido realizado mediante un convenio entre el I.T.G.E. y la U.E.I. de Geología Marina del Instituto de Ciencias del Mar del C.S.I.C. (Barcelona).

Dirección y supervisión:
José Medialdea Vega (I.T.G.E.)

Instituto de Ciencias del Mar.
Andrés Maldonado López
José Ignacio Díaz Guerrero
Carlota Escutia Dotti
Marcelino Farrán Vert
Salvador Giró Molner
Moises Serra Díez

Instituto Tecnológico GeoMinero de España.
Teresa Medialdea Cela
Juan Tomás Vazquez Garrido

La Cartografía Geológica de la zona terrestre ha sido elaborada de acuerdo con la hoja nº 35 (Barcelona) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, modificado por A. Barnolas (1987).

Fotocomposición: GEOTEM, S. A.
Sambara, 40 1º 28027 - Madrid
Imprime: P. Montalvo
Depósito legal: M-7760-1989
NIPO: 232-89-004-6

ÍNDICE

1.	INTRODUCCION	7
2.	GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES	9
2.1.	MARCO GEOGRAFICO Y OCEANOGRAFICO	9
2.2.	MARCO GEOLOGICO DEL MARGEN CONTINENTAL MEDITERRANEO	10
3.	METODOLOGIA	11
3.1.	RECOPILACION DE DATOS	11
3.2.	CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS	11
3.2.1.	Campañas de geofísica	11
3.2.2.	Campañas de toma de muestras	13
3.3.	LABORES DE GABINETE Y ANALISIS DE LABORATORIO	13
3.3.1.	Análisis de perfiles sísmicos	13
3.3.2.	Análisis sedimentológico, geoquímicos y mineralógicos	13
3.3.3.	Proceso de datos	14
3.3.3.1.	Tratamiento estadístico	14
3.3.3.2.	Clasificación ambiental de los sedimentos	14
3.4.	ELABORACION DE MAPAS	15
4.	GEOMORFOLOGIA	17
4.1	ZONA LITORAL	17
4.1.1.	Costas abruptas	18
4.1.2.	Costas bajas	18
4.1.3.	Deltas	18
4.1.3.1.	Delta del Llobregat	19
4.1.3.2.	Delta del Besós	19
4.1.3.3.	Delta del Tordera	19
4.1.3.4.	Delta del Ter	19
4.1.4.	Zona inter infralitoral	19
4.1.5.	Evolución actual	20
4.2.	PLATAFORMA CONTINENTAL	20
4.2.1.	Tipos morfológicos	21
4.2.2.	Sectores morfológicos	36
4.2.2.1.	Área del Llobregat-Besós	36
4.2.2.2.	Área de Badalona-Blanes	36
4.2.2.3.	Área de Blanes-Punta de la Creu	37
4.2.2.4.	Área de Pals	39
4.3.	TALUD CONTINENTAL	39
4.3.1.	Cañones submarinos	40
4.3.2.	Plataformas pelágicas	40
4.3.3.	Depresiones periféricas	41
5.	GEOLOGIA	43
5.1.	PALEOZOICO	43
5.1.1.	El Paleozoico en el continente	43
5.1.1.1.	Cámbrico-Ordovícico	43

5.1.1.2. Caradoc-Ashgill	44
5.1.1.3. Silúrico	44
5.1.1.4. Silúrico-Devónico	44
5.1.1.5. Carbonífero	45
5.1.2. El Paleozoico en el margen continental	45
5.2. MESOZOICO	45
5.2.1. El Mesozoico en el continente	46
5.2.1.1. Triásico	46
5.2.2. El Mesozoico en el margen continental	47
5.2.2.1. Triásico	47
5.2.2.2. Jurásico	47
5.2.2.3. Cretácico	47
5.3. TERCARIO	48
5.3.1. Paleógeno	48
5.3.1.1. El Paleógeno en el continente	48
5.3.1.2. El Paleógeno en el margen continental	50
5.3.2. Neógeno	52
5.3.2.1. El Neógeno en el continente	52
5.3.2.2. El Neógeno en el margen continental	54
5.4. CUATERNARIO	65
5.4.1. El Cuaternario en el continente	65
5.4.2. El Cuaternario en el margen continental	66
5.4.2.1. Pleistoceno	66
5.4.2.2. Holoceno	69
5.5. IDENTIFICACION DE AMBIENTES DEPOSICIONALES Y FACIES	71
5.5.1. Ambientes litorales	71
5.5.2. Deltas	71
5.5.2.1. Caracterización de los ambientes deltaicos	73
5.5.2.2. La llanura deltaica	73
5.5.2.3. Frente deltaico	73
5.5.3. Plataforma continental	73
5.5.3.1. Definición estadística de los tipos de sedimentos	73
5.5.3.2. Tipos de sedimentos	79
5.5.4. Secuencias estratigráficas del Cuaternario superior	82
5.5.4.1. Secuencias de plataforma continental	82
5.5.4.2. Secuencias de prodelta	86
5.5.4.3. Secuencias de cuerpos de arena	86
6. TECTONICA	91
6.1. TECTONICA HERCINICA	91
6.2. TECTONICA ALPIDICA	91
6.3. NEOTECTONICA	95
7. PETROLOGIA	97
7.1. ROCAS PLUTONICAS	97
7.2. ROCAS FILONIANAS	98
7.3. ROCAS VOLCANICAS	98
7.4. ROCAS METAMORFICAS	98
8. HISTORIA GEOLOGIA	101
8.1. EL CICLO HERCINICO	101
8.2. EL CICLO ALPIDICO	101
8.2.1. Las fases preorogénica y orogénica	101
8.2.2. Las fases del Neógeno-Cuaternario	103
9. GEOLOGIA ECONOMICA	107
9.1. RECURSOS ENERGETICOS	107
9.2. ROCAS INDUSTRIALES	107
BIBLIOGRAFIA	109

1. INTRODUCCION

El presente grupo de hojas marinas nº 35 y 42 E (Barcelona) se enmarca dentro del "Programa de Cartografía Geológica de la Plataforma Continental y Zonas Adyacentes", cuyo desarrollo está siendo efectuado por el IGME y cuya aplicación habrá de extenderse a la totalidad de la misma.

El citado grupo de hojas se sitúa en la parte septentrional del Mediterráneo noroccidental y comprende la plataforma continental adyacente a parte de las provincias de Barcelona y Gerona.

Siguiendo el criterio establecido en el citado Programa General, el estudio cubre, no solamente la plataforma continental (cuyo límite de manera un tanto convencional, viene definido aproximadamente por la isobata de 200 m.), sino también a zonas más profundas. Igualmente ha sido objeto de consideración la cartografía geológica de las zonas del interior, correlacionando, en la medida de lo posible, los dominios marinos y terrestres.

Dados los medios específicos que se utilizan en la cartografía marina, ha parecido aconsejable en los primeros capítulos una descripción de la metodología utilizada, previa-

mente a la exposición de los apartados de Geomorfología, Estratigrafía, etc. Los depósitos terciarios y sobre todo cuaternarios han sido objeto de un más amplio estudio y tratamiento, como consecuencia de la disponibilidad de datos derivados de las campañas de prospección geofísica y de obtención de muestras superficiales del fondo marino, efectuadas expresamente para la elaboración de este grupo de Hojas.

La información obtenida de los trabajos de prospección geofísica y sondeos realizados por las diferentes compañías petrolíferas en el área considerada, ha dado lugar a la existencia de una valiosa información, que de otra forma nunca hubiera sido alcanzable. El IGME agradece a la empresa HISPANOIL, su colaboración en la aportación de datos.

Para el mapa geológico del ámbito terrestre se ha utilizado la hoja nº 35 (Barcelona) a escala 1:200.000 del IGME (1984), aunque se han incorporado nuevos datos, procedentes de trabajos posteriores a la publicación de esta hoja (Barnolas, Com. Pers.).

La numerosa documentación derivada de los diferentes trabajos desarrollados constituyen la documentación complementaria, que puede ser objeto de consulta en los archivos del IGME.

2. GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES

2.1. MARCO GEOGRAFICO Y OCEANOGRAFICO

El área abarcada por esta memoria incluye las Hojas 35 y 42 E de la cartografía a escala 1:200.000, correspondientes al sector del margen continental comprendido entre la ciudad de Barcelona y la Playa de Pals, en la provincia de Gerona. Este área se encuentra limitada por los paralelos 41°10'N y 42°00'04"N y los meridianos 2°08'49.5"E y 3°28'49.5"E (meridiano de Greenwich), comprendiendo la zona de tierra unidades morfoestructurales de los Catalánides y la Depresión Central Catalana.

La zona cartografiada está constituida por varias unidades morfológicas bien diferenciadas. En la parte terrestre se encuentran los relieves de los Catalánides (Hernández Pacheco, 1934, Llopis, 1947) constituidos por dos alineaciones montañosas (Cordillera Litoral y Cordillera Prelitoral), separadas por una depresión estructural (Depresión Prelitoral).

El margen continental presenta una plataforma relativamente estrecha, con una amplitud media de 20 km, surcada por dos grandes cañones submarinos (Blanes y La Fonera), que delimitan tres zonas de distintas características morfológicas. El sector septentrional es de reducida extensión y no presenta rasgos morfológicos notables; la plataforma del sector central es la de mayor anchura y se caracteriza por una gran variedad de accidentes morfológicos y la plataforma del sector meridional muestra una amplitud muy reducida frente a Barcelona (8 km), haciéndose progresivamente más ancha hacia el N y posee una amplia variedad morfológica.

En el litoral se distinguen diversas morfologías, entre las que destacan las costas

abruptas o acantiladas, las playas y los deltas. Este litoral se caracteriza por una notable concentración de núcleos de población, turísticos e industriales. Los puertos principales son los de Barcelona, Blanes, Palamós y Sant Feliú de Guíxols, además de otros de carácter deportivo o de menor importancia. La creciente actividad humana de los últimos años está creando un fuerte impacto sobre el litoral, produciendo desequilibrios en el medio y en la evolución costera.

El clima es de tipo mediterráneo con una precipitación media comprendida entre 500 y 700 mm/año, aunque con zonas donde se alcanzan valores superiores a 1.000 mm/año. La máxima pluviometría suele corresponder al mes de septiembre, siendo julio, agosto y enero los meses que registran una menor precipitación. Los meses más calurosos suelen ser julio y agosto y el mes más frío, enero. Las zonas costeras se caracterizan por temperaturas medias más altas, con inviernos templados y veranos no excesivamente calurosos y algo húmedos.

Los vientos dominantes son los del N-NO (tramontana) y E-NE (levante). La tramontana es un viento seco y más bien frío que sopla con mayor intensidad de noviembre a marzo. El levante suele ser un viento racheado y húmedo que sopla durante todo el año, pero que se presenta principalmente en el otoño y en la primavera (Riba et al., 1976).

El régimen de circulación superficial de las aguas marinas en el Mediterráneo noroccidental es predominantemente de tipo ciclónico. Está originado por el desplazamiento de las masas de agua del Atlántico Norte que proceden del Estrecho de Gibraltar y condicionado por los afloramientos de agua profunda que se localizan en el golfo de León (Lacombe y Tchernia, 1972; Hopkins, 1985).

Los mecanismos que regulan la circulación

de la masa de agua en la plataforma continental catalana son relativamente complejos aunque están notablemente influenciados por la acción del viento (Young et al., 1983; Han et al., 1983). En la plataforma continental externa el régimen de circulación dominante depende del flujo general del Mediterráneo en este sector, independientemente del viento predominante. La plataforma continental interna también está afectada por este flujo, pero el viento ejerce un control mucho mayor sobre este sector, dando origen a una microcirculación local de gran variabilidad (Font, 1983). No obstante en lo que afecta a la dinámica sedimentaria en el litoral, el transporte de sedimentos se efectúa predominantemente hacia el SO, como ha sido puesto de manifiesto a partir del estudio de minerales pesados de las playas (Duboul-Razavet y Monaco, 1966; Sainz-Amor y Font-Altaba, 1964, 1966 y 1968; Giresse, 1965 a, b, 1970).

2.2. MARCO GEOLOGICO DEL MARGEN CONTINENTAL MEDITERRANEO

El sector comprendido en estas Hojas se sitúa en el extremo norte de la cuenca del Mediterráneo noroccidental. Los márgenes del Mediterráneo noroccidental se encuentran en una fase juvenil y evolucionan fundamentalmente debido a los mecanismos de subsidencia termal, a la fracturación y al desarrollo de prismas sedimentarios que sobreimponen una carga litostática adicional. Todos estos márgenes son en consecuencia del tipo pasivo o atlántico definido por Heezen (1974). Pueden observarse sin embargo, notables diferencias en cuanto a la morfología, estructura, naturaleza del basamento acústico y distribución de unidades sedimentarias, que

permiten diferenciar dentro de este tipo de margen varios estilos denominados: margen progradante, margen intermedio y margen abrupto (Mauffret et al., 1973; Stanley et al., 1976; Stanley, 1977). El margen continental de tipo progradante viene caracterizado por plataformas continentales relativamente extensas con importantes acumulaciones de sedimentos y notables depósitos en la base del talud. Este tipo de margen se desarrolla en áreas de fuertes aportes sedimentarios. El tipo de margen intermedio presenta una cobertura sedimentaria que fosiliza la mayoría de las irregularidades del basamento, pero que permite una cierta expresión morfológica de su estructura. El margen abrupto está caracterizado por taludes muy inclinados con una cobertura sedimentaria reducida o totalmente ausente y se localiza en áreas con reducido aporte sedimentario. El sector sur de la zona estudiada pertenece al tipo de margen progradante, pasando hacia el norte a ser de tipo intermedio. La parte externa del cañón de Blanes corresponde a un margen abrupto.

Los principales sistemas de fracturas, tanto en tierra como en el margen continental, originados bajo procesos de distensión, siguen una dirección NE-SO y NO-SE (Donville, 1976; Julivert et al., 1980; Rehault et al., 1984). Este conjunto de fracturas dan lugar en tierra a la formación de las depresiones del Ampurdán, La Selva, Vallés oriental y Llano de Barcelona. Asimismo los sistemas de fracturas se extienden en el margen continental formando altos estructurales y depresiones. Tanto en tierra como en el margen continental el relleno de estas depresiones está constituido por materiales terciarios y cuaternarios. Las fracturas de dirección NO-SE, son las que controlan el encajamiento de los cañones submarinos de Blanes y La Fonera.

3. METODOLOGIA

3.1. RECOPILACION DE DATOS

La primera fase del trabajo para la elaboración del presente grupo de Hojas ha consistido en la recopilación y subsiguiente tratamiento del fondo documental existente, relativo al área considerada y zonas adyacentes. En el ámbito marino se ha utilizado el fondo documental existente en la U.E.I. de Geología Marina del C.S.I.C., perteneciente a las campañas E-3D-78, 79-KLB, GC-82-1, CO-82-2, CL-82-1, GC-82-2 y CL-83-1, llevadas a cabo en el marco de varios programas de investigación. Igualmente ha sido de la mayor utilidad el fondo documental existente en el IGME, derivado de las campañas de prospección geofísica y de los sondeos efectuados por las compañías de investigación petrolífera.

3.2. CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS

Durante 1984 y 1985 se realizaron cinco campañas oceanográficas específicas para la elaboración del presente grupo de Hojas con el B/O "GARCIA DEL CID" del C.S.I.C. (Tabla 1). Estas campañas han sido de dos tipos: prospección geofísica y toma de muestras. Dentro de estas últimas y con el objeto de cubrir las áreas situadas fuera del límite de navegación de los buques oceanográficos, se han realizado dos campañas en el litoral sumergido por medio de buceo (AM-84-1 y AM-85-1). El material obtenido en las campañas indicadas, analizado e interpretado en su conjunto, constituye la base para la elaboración del presente grupo de Hojas y Memoria, así como para la creación del correspondiente fondo documental y litoteca.

3.2.1. CAMPAÑAS DE GEOFISICA

La campaña de geofísica (GC-85-5) fué llevada a cabo con los medios técnicos de la U.E.I. de Geología Marina del Instituto de Ciencias del Mar del C.S.I.C., complementados por Petro-Aster, S.A. En ella se utilizaron sistemas de sísmica de reflexión tipo Sparker (E.G. & G.) con una potencia de 4.500 joules, Boomer (Geopulse, Ferranti-Ore, 355 Joules), Sonar de Barrido Lateral (Ferranti-Ore, 100 kHz) y un Perfilador de Sedimentos (Ferranti-Ore, 3,5 kHz). El posicionamiento de los perfiles se efectuó con un sistema de radioposicionamiento Maxiran (Hidronav, S.A.).

Se estableció una malla básica de perfiles paralelos y perpendiculares a la costa con un espaciado de 5 km (GC-85-5). Dadas las características de frecuencia y potencia de emisión de los sistemas sísmicos utilizados, se ha podido obtener un elevado número de registros simultáneos con diferente penetración y resolución. En total se han interpretado 904 km de registros sísmicos con Sparker, 1.007 km de registros sísmicos con Boomer (Geopulse) y 975 km de registros con Sonar de Barrido Lateral y 3,5 kHz (Tabla 1).

La malla básica de perfiles se ha complementado con las dos campañas de geofísica GC-85-2 y GC-85-6, esta última llevada a cabo con el objeto de obtener registros en zonas de especial interés, que sirvieran de complemento a la campaña GC-85-5. El posicionamiento empleado en estas dos campañas se efectuó con satélite, Loran C y radar.

Como complemento de los perfiles obtenidos en las campañas de geofísica, se ha contado con una red de líneas sísmicas realizadas con el sistema de alta resolución (Ferranti-Ore, 3,5 kHz), durante las campañas de toma de muestras GC-84-1 y GC-85-6. Estos

T A B L A 1

Relación de campañas de geofísica y de obtención de muestras realizadas (S.B.L.: Sonar de Barido Lateral).

CAMPAÑA	SPARKER 4,5 kj (Km)	GEOPULSE (Km)	SURFBOOM (Km)	O.R.E. 3,5KHz (Km)	S.B.L. (Km)	TESTIGO CAJA	TESTIGO ROCA	TESTIGO GRAVEDAD	T. PISTON Kullenberg	DRAGAS CUCHARA	DRAGAS ARRASTRE	FOTO SUBMARINA
E-3D-78												3
79-KLB												
GC-82-1												
CO-82-1												
CO-82-2												
CL-82-1												
GC-83-2												
CL-83-1												
GC-84-1												
GC-84-6												
AM-84-1												
GC-85-2												
GC-85-5												
GC-85-6												
AM-85-1												65
TOTAL	984	1.126	130	2.385	1.553	9	661	26	15	248	3	65

registros han sido básicos para el estudio de la morfología de la plataforma continental y para la correlación entre perfiles de sísmica y las muestras obtenidas. En total se ha contado con 1.168 km de líneas sísmicas con este método (Tabla 1).

3.2.2. CAMPAÑAS DE TOMA DE MUESTRAS

Se han realizado tres campañas oceanográficas de obtención de muestras (GC-84-1, marzo de 1984, GC-84-6, noviembre 1984 y GC-85-6, octubre 1985) y se ha analizado el fondo documental perteneciente a campañas previas (E-3D-78, 79-KLB, GC-82-1, 82-CL, GC-83-2 y CL-83-1). Se han llevado a cabo además dos campañas de toma de muestras en el litoral por buceo con escafandra autónoma (AM-84-1 y AM-85-1).

Para la recogida de muestras se optó por la realización de perfiles transversales a la costa en la mayoría de los casos. Las zonas de mayor interés sedimentológico y estratigráfico seleccionadas a partir del análisis de los perfiles sísmicos de alta resolución, han sido objeto de un muestreo más detallado. El número total de muestras extraídas ha sido de 962 y el de las estaciones de foto submarina 65 (Tabla 1). Debe indicarse que en algunas estaciones se ha utilizado distintos tipos de equipos.

Las técnicas empleadas durante las diversas campañas fueron las siguientes: testigos de pistón tipo Kullemberg para la obtención de testigos continuos, que conservan las estructuras y secuencias sedimentarias, con lanzas de 5 y 10 m y diámetro interior de 5,5 cm; testigos de gravedad, que también proporcionan un testigo continuo relativamente inalterado, con lanzas de 1 a 5 m y diámetro interior 7,5 cm; testigos de caja Reineck para la obtención de muestras inalteradas de superficie (20 x 30 cm² de superficie y 50 cm de profundidad); testigos de roca para las muestras superficiales o subsuperficiales (15 cm de diámetro y 50 cm de longitud) y dragas de cuchara Van Veen, para muestras superficiales. Las fotografías submarinas han sido obtenidas por medio de una cámara Ricoh Marine en la zona litoral.

3.3. LABORES DE GABINETE Y ANALISIS DE LABORATORIO

3.3.1 ANALISIS DE PERFILES SISMICOS

Los perfiles sísmicos han sido interpretados para establecer la batimetría, morfología del

fondo, las unidades litosísmicas existentes y su estructura geológica.

La batimetría y la geomorfología han sido definidas en detalle a partir de los perfiles de Ecosonda 3,5 kHz, Boomer (Geopulse) y de Sonar de Barrido Lateral. La identificación de las secuencias se realiza por subdivisión de la sección sísmica en grupos de reflectores concordantes entre sí, separados por superficies de discontinuidad (Vail et al., 1977). El objetivo de este análisis es la determinación del ambiente de depósito y el reconocimiento de unidades litosísmicas, que se establecen en función de los siguientes criterios: a) superficies de discontinuidad en el techo y en la base claramente identificables y susceptibles de ser correlacionadas de unos perfiles a otros, b) gran extensión regional en el área de estudio y c) características de los reflectores internos de las diversas unidades (geometría, continuidad, amplitud y frecuencia) que permiten identificarlas individualmente.

Las distintas unidades litosísmicas han sido correlacionadas en todos los perfiles interpretados y posteriormente cartografiadas. Las unidades aflorantes y subaflorantes se han identificado a partir de las diversas muestras obtenidas en las campañas. Las unidades más profundas se han correlacionado estratigráficamente con los sondeos de las compañías de petróleo existentes en el área. La atribución estratigráfica de las unidades que forman gran parte de la serie pliocuaternaria de la plataforma continental se ha basado en la interpretación de modelos genéticos, al no existir un registro estratigráfico detallado de los primeros centenares de metros en las columnas de sondeos.

3.3.2. ANALISIS SEDIMENTOLOGICOS, GEOQUIMICOS Y MINERALOGICOS

Las muestras y los testigos han sido abiertos en el laboratorio y se ha realizado una descripción visual en la que se identifican las diferentes litologías y las características sedimentológicas y estratigráficas. En el caso de los testigos se han realizado perfiles litoestratigráficos detallados complementados con un registro fotográfico y radiográfico.

El criterio de selección de las diferentes muestras para análisis ha sido hecho en base a: 1) tener representadas las principales litologías existentes, 2) una distribución superficial homogénea y 3) un muestreo regular de los testigos que permita realizar un análisis estratigráfico.

Se han seleccionado un total de 571 muestras sobre las que han realizado un total de

3.473 análisis de laboratorio que incluyen: 1) granulometría; 2) contenido de carbonato; 3) componentes de la fracción arena; 4) mineralogía de arcillas; 5) minerales pesados y 6) estudio de láminas delgadas.

La granulometría ha sido realizada, previa separación por tamizado de las fracciones menor y mayor a 50 micras, con un analizador de tamaño por Rayos X (SEDIGRAPH) para la fracción fina, con el que se obtiene directamente la curva acumulativa y con un tubo de sedimentación para la fracción mayor de 50 micras. Los datos obtenidos han sido procesados con un programa que suministra la curva granulométrica acumulada, el histograma de frecuencia y los parámetros granulométricos estadísticos usuales (Giró y Maldonado, 1985). El contenido en carbonato ha sido determinado a partir del volumen de CO₂ desprendido por el ataque con HCl a la muestra previamente triturada.

Los componentes de la fracción arena han sido determinados con una lupa binocular, con el objeto de clasificar desde el punto de vista petrológico y genético los sedimentos según los criterios de Bathurst (1971) y Milliman (1974). Principalmente se trata de establecer la relación terrígenos/biógenos y la naturaleza de estos últimos componentes. En la plataforma continental estudiada, los componentes más importantes están representados por gasterópodos, bivalvos, briozos, algas calcáreas, foraminíferos planctónicos y bentónicos y restos vegetales. Entre los componentes terrígenos se encuentran: cuarzo y minerales ligeros, minerales pesados y escorias industriales. En la interpretación paleoecológica y paleoceanográfica de los microorganismos, se han utilizado los trabajos de Colom (1974); Ausseil Badie (1978); Haq y Boersma (1978) y Bizon y Burrollet (1984).

Para el estudio de la mineralogía de arcillas, fué analizada la fracción menor de 2 micras por difracción de Rayos X, utilizando un difractómetro convencional Siemens tipo D-500 con monocromador de grafito y tubo con anticátodo de Cu. Se obtuvieron espectros sin tratar, glicolados y calcinados.

En cuanto al análisis de minerales pesados se realizó en algunas muestras superficiales previo tratamiento con HCl, posterior separación de la fracción pesada con bromoformo y recuento e identificación al microscopio petrográfico (Pérez Mateos, 1965).

El estudio de láminas delgadas, obtenidas de las muestras de roca, ha sido efectuado para identificar unidades litológicas correlacionables con las formaciones en tierra y caracterizar las unidades sísmicas aflorantes del basamento.

3.3.3. PROCESO DE DATOS

3.3.3.1. Tratamiento estadístico

Los resultados de los análisis texturales, junto con los de componentes de la fracción arena, el contenido en carbonato y la cota batimétrica a la que han sido obtenidas las muestras superficiales, han sido tratados estadísticamente por medio de un programa que efectúa cálculos uni y multivariados, incluyendo un análisis factorial de tipo de componentes principales y un análisis de asociaciones no jerarquizado (Davis, 1973). El análisis de componentes principales basado en el descrito por Lebart et al., (1977) se fundamenta en la matriz de correlación y asocia las variables en grupos denominados componentes principales, cuya composición viene definida por el coeficiente de contribución de cada variable a dichos componentes. El tratamiento de asociaciones no jerarquizado clasifica las muestras agrupándolas en clases homogéneas, en las que la varianza entre muestras dentro de cada una de ellas es mínima, pero máxima entre las diferentes clases (Anderberg, 1973).

Se han representado además, en diagramas triangulares y binarios, los resultados de los análisis texturales y del contenido en carbonato, con el objeto de definir los tipos de sedimentos y caracterizar los procesos que los han originado.

3.3.3.2. Clasificación ambiental de los sedimentos

Los sedimentos de la plataforma continental pueden presentar tres estadios diferentes respecto al medio deposicional sobre el que se encuentran en un momento determinado:

1) *Sedimentos modernos*. Se encuentran en equilibrio dinámico con el medio deposicional y se están desarrollando en este momento en función de los diversos factores ambientales.

2) *Sedimentos relictos*. Son depósitos formados bajo condiciones ambientales diferentes a las del ambiente deposicional en el que se encuentran y que conservan gran parte de sus características deposicionales primitivas (Emery, 1968).

3) *Sedimentos palimpsest*. Son depósitos relictos parcialmente modificados bajo las nuevas condiciones ambientales que sucesivamente han ocupado el lugar deposicional (Swift et al., 1971).

3.4 ELABORACION DE MAPAS

Se han realizado dos conjuntos de mapas diferentes: mapas geomorfológicos, litoestratigráficos y estructurales a escala 1:200.000 (1,2) y mapas sedimentológicos a escala 1:400.000 (3,4).

La cartografía a escala 1:200.000 de estas Hojas consta de dos mapas:

1. Mapa Geológico del margen continental y zona terrestre. En él se han integrado los principales mapas realizados a partir de los perfiles sísmicos, como los siguientes:

— *Mapa batimétrico*: realizado a partir de los perfiles sísmicos de Ecosonda, Boomer (Geopulse) y 3,5 kHz, obtenidos en la campaña de geofísica GC-85-5. El mapa original fué elaborado a escala 1:100.000 con curvas batimétricas cada 10 m entre 0 y 150 m, de 50 m hasta 200 m, y cada 100 m a partir de 200 m de profundidad. Esta cartografía ha sido reducida a escala 1:200.000 simplificando las curvas batimétricas.

— *Mapa geomorfológico*: Este mapa ilustra los tipos morfológicos existentes en el área y las irregularidades superficiales. Para su elaboración se ha tendido a representar características con un significado genético y evolutivo de todo el margen continental. Ha sido realizado a partir de los perfiles de alta resolución de 3,5 kHz y de Sonar de Barrido Lateral, complementados con los perfiles sísmicos de Boomer (Geopulse) de mayor penetración.

Para la denominación de los principales accidentes morfológicos se ha atendido a varios tipos de criterios. Se han conservado los nombres de accidentes procedentes de cartas batimétricas preexistentes u otras publicaciones, que por su utilización y difusión han sido respetados (Got, 1973; Serra, 1975). Del mismo modo se han conservado los nombres de accidentes morfológicos comúnmente conocidos entre los pescadores de la zona.

— *Mapa de unidades litosísmicas aflorantes e isopacas de las mismas*: El mapa muestra la distribución superficial de las diversas unidades aflorantes y subaflorantes en la plataforma continental. Ha sido elaborado básicamente a partir de los perfiles de Boomer (Geopulse) y Sparker, complementados con los perfiles de las compañías de investigación petrolífera.

— *Mapa estructural*: En este mapa vienen representadas todas las estructuras geológicas aflorantes y subaflorantes que han podido ser cartografiadas en los diferentes perfiles sísmicos, principalmente en los de mayor penetración, Boomer (Geopulse) y Sparker.

2. Mapa Morfoestructural del margen continental y zona terrestre. Este mapa incluye:

— *Batimetría*.

— *Isopacas del Pliocuaternario con un intervalo de curvas de 250 m.*

— *Isobatas de la base del Terciario, con un intervalo de curvas de 500 m.*

— *Mapa estructural*.

La realización de este mapa ha sido posible gracias al abundante fondo documental procedente de las compañías petrolíferas (perfils sísmicos). Junto con la documentación citada se adjuntan cortes geológicos profundos, así como otros datos de interés (situación de sondeos, etc.).

Los mapas sedimentológicos realizados tienen dos finalidades: 1) mostrar los distintos tipos de sedimentos existentes en la plataforma continental y su distribución, y 2) ayudar a la interpretación genética y evolutiva de estos sedimentos en el área de estudio. De los diversos mapas realizados, se incluyen con esta memoria dos a escala 1:400.000 que resumen dichas características.

3. Mapa textural y de isopacas de sedimentos. Este mapa ha sido obtenido a partir de la representación triangular de los valores textuales con los vértices arcilla, limo y arena más grava (Shepard, 1954), permitiendo diferenciar diez tipos de sedimentos superficiales. Sobre este mapa se han superpuesto las isopacas de gravas, arenas y lodos que se encuentran aflorantes en la plataforma continental.

4. Mapa de relación textura-carbonatos y de isolíneas de porcentaje de gravas más arenas. Este mapa representa el contenido en carbonatos frente a los porcentajes de arena más grava, y de limo más arcilla, permitiendo una división de los depósitos en tres grandes grupos desde el punto de vista de contenido en carbonato: carbonatados ($>60\% \text{ CO}_3\text{Ca}$), mixtos (30-60% CO_3Ca) y terrígenos o silicicoclásticos ($<30\% \text{ CO}_3\text{CA}$). Además, los valores de grava más arena y de limo más arcilla establecen una diferenciación de estos materiales según el tamaño de grano. También se representan las isolíneas del porcentaje de arena más grava en los depósitos, que muestran con más precisión el tipo de textura existente.

Otros mapas realizados como documentación complementaria de estas Hojas pero no incluidos en la Memoria son:

— *Mapa de isolíneas de porcentaje de limos.*

— *Mapa de isolíneas de porcentaje de arcillas.*

— *Mapa de contenido en carbonato.*

— *Mapa de isolíneas de media en phi.*

— *Mapa de tipos de sedimentos.*

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. ZONA LITORAL

El litoral o zona de interfase entre el mar y el continente comprende desde el límite superior que alcanza el oleaje en tierra, hasta el nivel inferior o base del oleaje. Es el sector de mayor energía de la plataforma continental, en el que las variaciones eustáticas y los cambios hidrodinámicos, naturales o inducidos por la actividad humana, producen variaciones más notables e inmediatas.

Frente a las acciones periódicas del mar, la playa adopta un perfil que se encuentra en equilibrio dinámico. El continuo movimiento vertical y horizontal del agua da lugar a un activo transporte del material, que origina sucesivas variaciones en la morfología y naturaleza del sedimento. Estos cambios implican, generalmente, la destrucción total o parcial de morfologías preexistentes o su sustitución por nuevos rasgos morfológicos en equilibrio con las condiciones reinantes en cada momento.

Los sedimentos que forman las playas provienen principalmente de la carga sólida que es transportada por los ríos, siendo los de mayor influencia en este área el Llobregat, Besós, Tordera, Daró y Ter. Además todo el litoral se halla surcado por numerosos torrentes, rieras y ramblas de funcionamiento estacional o esporádico, que pueden aportar gran cantidad de sedimento cuando se producen lluvias torrenciales, generalmente al principio del otoño. El material aportado en estas avenidas suele ser de tamaño relativamente mayor al transportado por los ríos, que es predominantemente fino, mientras que el de los torrentes es más heterométrico.

La acción erosiva del mar sobre las costas

rocosas y acantilados y el viento, contribuyen también en parte al material que forma la playa, aunque en menor proporción. Finalmente el medio marino también aporta sedimentos al litoral, que se componen de bioclastos y sedimentos de plataforma retrabajados.

La importancia de la acción del oleaje sobre el litoral es bien conocida, aunque sus efectos varían según la intensidad y orientación. Los temporales y mar de fondo producen un oleaje de mayor periodo que puede causar efectos contrapuestos, aportando o sustrayendo sedimentos a las playas. La corriente de deriva litoral es un factor importante a su vez en la dinámica litoral de la costa catalana. La deriva predominante es hacia el suroeste, siendo responsable del transporte de sedimentos paralelamente a la costa e influyendo en el desarrollo de los prodeltas, que tienen una marcada progradación hacia el sur (Díaz et al., 1983; Calafat, 1986; Checa et al., 1986). El modelado de la playa y de su perfil está así condicionado por el oleaje y las corrientes de deriva litoral, junto a factores estructurales, en función de fenómenos de deposición-erosión.

El litoral comprende tres zonas:

—*La zona supralitoral*, situada por encima del límite superior del oleaje y constituida por diversas formas (dunas y acantilados entre otras).

—*La zona interlitoral*, o zona de flujo y reflujo del oleaje.

—*La zona infralitoral*, que comprende la parte sumergida de la playa hasta el nivel inferior del oleaje (nivel de base) que, en el mar Mediterráneo, y en condiciones normales, se sitúa a veinte metros de profundidad aproximadamente.

La zona supralitoral del área estudiada puede-

dividirse en dos partes principales: 1) costas de transporte libre, en las que la transferencia litoral de sedimentos tiene lugar sin interrupciones a lo largo de grandes distancias, y 2) costas de transporte restringido, en las que la transferencia longitudinal queda limitada localmente. Ejemplos del primer caso son la costa entre Barcelona y Blanes, que abarca toda la zona del Maresme y la costa del golfo de Pals, al norte del grupo de Hojas. La Costa Brava, por el contrario, es una costa de transporte restringido.

Se han diferenciado además tres tipos de morfologías litorales: costas abruptas, costas bajas y deltas.

4.1.1. COSTAS ABRUPTAS

Las costas abruptas se dividen en costas rocosas y costas acantiladas. Las primeras tienen una pendiente suave, mientras que las segundas, atendiendo a la altura del acantilado, se clasifican a su vez en costas de pequeños y de grandes acantilados (Calvet y Gallart, 1973). Dentro de este tipo es frecuente encontrar entrantes que terminan en una forma característica de fondo de saco, donde se instalan pequeñas playas encajadas (calas).

En la zona estudiada, las costas abruptas quedan limitadas a la parte norte entre Blanes y el cabo de Bagur. Las costas de grandes acantilados que se encuentran entre cabo Bagur y Llafranc, están constituidas esencialmente por pizarras, cuarcitas y calizas del Cambro-Ordovícico. También aparecen entre cabo Pentiné y Tossa, estando constituidas principalmente por rocas plutónicas hercínicas.

Las costas rocosas se localizan entre Llafranc y Sant Feliú de Guíxols y están constituidas por rocas plutónicas cuyo fuerte diaclasado influye determinantemente en el modelado de la costa, al ofrecer una línea de mínima resistencia a la acción erosiva del mar. Del mismo modo algunas fallas transversales a la línea de costa dan lugar a la formación de calas.

4.1.2. COSTAS BAJAS

Las costas bajas se caracterizan por tener pendientes relativamente suaves sin desniveles acusados y pueden subdividirse en playas encajadas y playas abiertas. Las primeras son aquellas que se instalan al abrigo de los entrantes rocosos y abundan en el litoral comprendido entre Blanes y cabo de Bagur. Se pueden citar de norte a sur las siguientes calas: Tamarit, Pedrera, Aiguafreda, Aiguablava,

Llafranc, Bona, S' Algues, Clevadó, Llorell y Santa Cristina entre otras. En este tipo de playas entre cantiles, prácticamente no hay transferencia de sedimento a lo largo de la costa, por lo que su dinámica está limitada por las variaciones estacionales que dan lugar a modificaciones del perfil de equilibrio, con la formación de barreras submarinas en invierno y la recuperación de la superficie de playa en verano.

Las playas abiertas presentan la línea de costa poco arqueada y de diferente longitud según se encuentren al abrigo de costas rocosas, como es el caso de las playas de Pals, Palamós y Playa de Aro o en lugares abiertos como las playas del Maresme, siendo característica la movilidad de arena a lo largo de las mismas. Los materiales que las constituyen son generalmente arenas gruesas y microgravas. Frecuentemente se observan una o más bermas. Las dunas, que no son abundantes, se encuentran en San Pol de S' Agaró como formas aisladas degradadas y en la playa de Pals donde alcanza un mayor desarrollo. Se ha identificado un tómbolo al norte del delta del río Tordera al resguardo de la Roca de la Palomera, separando la playa de Salanell de la de Blanes. El origen de estas formas se debe a la pérdida de energía del oleaje y difracción del mismo, al incidir sobre un obstáculo próximo a la costa, dando lugar de este modo a depósitos de arena que llegan a emerger, formando una barra transversal a la costa, en uno de cuyos extremos hay una isla rocosa.

4.1.3. DELTAS

Los deltas consisten en importantes acumulaciones sedimentarias formadas a partir de los aportes de un río en su desembocadura al mar y constituyen la principal fuente de alimentación de materiales sólidos a las playas. Las ríos y ramblas aportan asimismo gran cantidad de sedimentos, pero no todos llegan a desarrollar en su desembocadura formas deltaicas aparentes. En la zona estudiada se han diferenciado cuatro morfologías deltaicas, que de sur a norte son: Delta del Llobregat, Delta del Besós, Delta del Tordera y Delta del Ter. En el caso de los deltas de los ríos Ter y Llobregat, las desembocaduras de los mismos quedan fuera de los límites de este grupo de hojas, aunque están incluidas buena parte de sus llanuras deltaicas. Todos los deltas en el área de estudio presentan forma lobulada y sus llanuras deltaicas están divididas por el canal del río en dos partes disímétricas, siendo la parte del sur la que muestra un mayor desarrollo.

En los deltas del Besós y Tordera se ha observado en sus desembocaduras sendas barras o cordones litorales, resultado de la interacción fluvial y marina. Estas barras son características en costas arenosas en las que existe un movimiento de arena paralelo a la costa, por acción del oleaje o por corrientes de deriva litoral y donde domina la acción del mar sobre la dinámica del río. Se forma así una barra de arena que crece en el sentido de deriva del sedimento, produciendo la inflexión de la desembocadura del río en el mismo sentido.

4.1.3.1. Delta del Llobregat

Este delta está constituido sobre materiales del Paleozoico y Mesozoico. Ha avanzado de forma generalizada hasta 1935, debido a la progradación de la línea de costa por la formación de barras y a las variaciones del curso fluvial del río. A partir de 1948 experimenta un franco retroceso, que se atenúa hacia el sector de la Ricarda-Remolar al alterarse la relación dinámica entre el río y el mar en favor del último, debido principalmente a la construcción del puerto de Barcelona y a la extracción de áridos en el cauce (Marqués y Juliá, 1977; Manzano, 1986).

4.1.3.2. Delta del Besós

La evolución del Delta del Besós en estos últimos siglos está ligada a las obras del puerto de Barcelona y a la acción humana en las costas del Maresme. Su morfología actual es poco evidente. La llanura deltaica está surcada por un único cauce, que sufre un estrechamiento en su desembocadura debido a la existencia de barras. En realidad el actual Delta del Besós, se mantiene gracias a las defensas artificiales creadas por las industrias próximas y a las campañas de vertido (1975-1977) de tierras, procedentes de la construcción y residuos industriales (Garau, 1983).

El proceso de degradación del Delta del Besós comenzó hacia 1887, cuando tuvo lugar una reducción del transporte neto de sedimentos ($211.350 \text{ m}^3/\text{año}$ a $68 \text{ m}^3/\text{año}$) debido a las extracciones en el cauce del río (Garau, 1983).

4.1.3.3. Delta del Tordera

Este Delta está situado sobre materiales del zócalo paleozoico y mesozoico y a favor de la falla del Tordera, de dirección aproximada

NO-SE. Pueden diferenciarse dos ambientes bien definidos en la parte emergida del mismo: la llanura deltaica, caracterizada por la presencia de un sólo canal funcional anastomosado y el frente deltaico, donde se observa la existencia de una barra o cordón litoral que produce la inflexión de la boca del canal hacia el SO. Esta evolución indica que los efectos del oleaje y de las corrientes de deriva prevalecen sobre las del río durante la mayor parte del año, si bien en épocas de grandes avenidas se puede producir la rotura de dicha barra.

4.1.3.4. Delta del Ter

En el extremo sur de la llanura deltaica del Ter destaca la existencia de un campo de dunas y la presencia de una serie de pequeñas lagunas en el frente deltaico, cuyo origen ha de buscarse en formaciones en flecha que se han cerrado (Marqués y Juliá, 1983).

4.1.4. ZONA INTER INFRALITORAL

La pendiente general de los perfiles correspondientes a la zona infralitoral es normalmente mayor frente a las costas rocosas y acantilados, especialmente al norte del grupo de Hojas. La frecuente presencia de afloramientos rocosos, prolongación de los afloramientos del litoral, les confiere además un aspecto abrupto e irregular. Los perfiles de las costas bajas y calas, por el contrario, suelen ser suaves, especialmente en algunas calas protegidas, si bien algunos correspondientes al Maresme muestran mayor pendiente. En general, la magnitud de pendiente a lo largo del perfil, tanto en la zona interlitoral como infralitoral es directamente proporcional al tamaño de grano de los sedimentos (Swift, 1976a).

La zona interlitoral suele ser la de mayor pendiente. Representa la zona de máxima energía, caracterizada por el retrabajamiento intenso de los materiales bajo la acción del oleaje y en ella se encuentran las partículas de mayor tamaño (Niedoroda et al., 1985). Parte de la fracción gruesa actúa formando una película de sedimento con tamaño superior a la media, que resiste la acción del oleaje y se sitúa en las áreas de máxima agitación, tales como la zona de lavado y la base del talud sedimentario, que se halla a una profundidad de 1-3 metros (Garau, 1983).

En ninguno de los perfiles realizados al norte del río Tordera se ha reconocido la presencia de barras submarinas longitudinales

paralelas a la costa, aunque pueden formarse tras los temporales de invierno. Sin embargo, este tipo de barras submarinas están mejor representadas al sur del río Tordera donde se desarrollan a distancias inferiores a un kilómetro de la costa (Calafat, 1986). Son barras que se inician en el frente deltaico del río con perfil asimétrico y fuerte pendiente en el lado situado hacia tierra, extendiéndose al menos hasta Pineda (Calafat, 1986).

4.1.5. EVOLUCION ACTUAL

El aporte principal de los materiales que forman las playas del Maresme proviene de los ríos y torrentes que desembocan en este área, así como de la erosión de las costas rocosas situadas más al norte. Los aportes actuales del río Tordera son escasos, ya que se han efectuado extracciones en su cauce, los cuales actúan como trampas, que apenas permiten el paso de la carga sólida que transporta el río hacia el mar (Garau, 1983; Calafat, 1986). El río Besós es otra fuente importante de sedimentos, que alimenta la zona del puerto de Barcelona, aunque su aporte actual es casi nulo y el retroceso de su desembocadura ha sido frenado por defensas artificiales. Por otra parte, la construcción de diversas obras portuarias en distintos puntos de la costa, ha llegado a anular prácticamente el transporte del material que se realiza paralelamente a la costa, hacia el sudoeste (Garau, 1983; MOPU, 1985).

Por otra parte, en las playas encajadas y calas, el transporte inducido por la corriente de deriva litoral es poco efectivo, estando frecuentemente alimentadas por torrentes que desembocan en ellas.

Como resultado de esta evolución existe un equilibrio relativo, con tendencia hacia un balance sedimentario negativo. Este se caracteriza por la formación de playas a levante de los puertos y espigones y por el retroceso general de las playas debido a la escasez de aportes y la eliminación selectiva del material más fino en tramos de playa en proceso de erosión (Garau, 1983). Así se desarrollan playas residuales con tendencia a aumentar el tamaño medio de grano (Malgrat) y playas de gravas (Mongat), habiendo sido necesaria la construcción de escolleras para la protección de la carretera y vía férrea en determinados puntos de la costa del Maresme.

4.2 PLATAFORMA CONTINENTAL

Se considera plataforma continental al do-

minio que se extiende entre el litoral y el borde de la plataforma, caracterizado por un aumento de la pendiente que da paso al talud continental. Se distinguen tres provincias principales:

1) *Plataforma interna*. Se localiza a continuación de la zona infralitoral distal y se extiende hasta la batimetría de 30-40 m. Es una zona de gran variedad morfológica donde tienen lugar los principales fenómenos deposicionales, disminuyendo rápidamente la fuerte dinámica litoral y la influencia continental.

2) *Plataforma media*. Corresponde a la zona subhorizontal de la plataforma continental con pendiente suave, extendiéndose hasta una profundidad de unos 80 m. La morfología de detalle, sin embargo, es bastante complicada y está caracterizada por la presencia de dunas, barras, terrazas y resalte edificados o esculpidos sobre una superficie de abrasión plana o irregular. Todas estas morfologías son, en su mayor parte, heredadas de condiciones dinámicas diferentes de las actuales.

3) *Plataforma externa*. Se sitúa a continuación de la anterior y generalmente no presenta un recubrimiento sedimentario actual. Algunas de las morfologías de la plataforma media se extienden a esta provincia, donde frecuentemente afloran unidades con características sedimentológicas y paleoambientales diferentes de las actuales. Las fallas de crecimiento y los fenómenos gravitacionales que afectan a la parte superior del talud continental, pueden extenderse a esta provincia.

El borde de la plataforma continental se define como la línea o franja situada en la parte más externa de la plataforma, en la que tiene lugar el principal cambio de pendiente, constituyendo el límite entre dos provincias deposicionales importantes, la plataforma y el talud continental (Vanney y Stanley, 1983).

La plataforma continental estudiada incluye tres sectores fisiográficos, delimitados por dos profundos y abruptos cañones submarinos: el cañón de La Fonera de orientación NO-SE y el cañón de Blanes de orientación N-S. En el sector septentrional, comprendido entre la playa de Pals y el cañón de La Fonera, tiene una anchura media de 17 km, con 12 km de longitud y presenta el borde de plataforma a 170 ± 5 m, dando paso a un talud continental suave.

El sector central se encuentra delimitado al norte por el cañón de La Fonera y al sur por el cañón de Blanes, y la plataforma continental presenta una anchura media de 26 km, con 44 km de longitud. El borde de la plataforma es abrupto en los flancos y cabeceras de los cañones a profundidades de 60 a 150 m,

intermedio en la parte meridional a 200 ± 15 m y en rampa en la septentrional a 160 ± 15 m. En este sector se encuentran las cabeceras del cañón de Sant Feliú y del Entrante de Palamós, los cuales no cortan a la plataforma continental.

El sector meridional, comprendido entre el cañón de Blanes y Barcelona, es el de mayor extensión alcanzando los 65 km de longitud. En él se pueden distinguir dos zonas diferenciadas desde el punto de vista morfológico. La zona situada más al sur, frente al Barcelonés, es la más reducida con una longitud de 15 km y una anchura media de solo 8 km; el borde de la plataforma continental es muy suave y está a 100 ± 10 m. A pesar de su reducida extensión, es la zona deposicional más importante de todo el área de estudio. La zona del Maresme tiene una longitud de 45 km, con 21 km de anchura promedio. El borde de la plataforma es abrupto en el flanco occidental del cañón de Blanes, mientras que en el resto puede ser tanto en rampa como abrupto, encontrándose a profundidades de 80 a 160 m. Al sur de esta zona se encuentran las cabeceras de los cañones del Besós y Arenys que no llegan a entallar la plataforma continental.

4.2.1. TIPOS MORFOLOGICOS

Se han cartografiado un total de 15 tipos morfológicos, que pueden ser agrupados bajo tres categorías: (a) deposicionales, (b) erosivos y (c) gravitacionales.

Las morfologías de origen deposicional incluyen: (1) prisma litoral, (2) prodeltas y bisel prodeltaico,(3) barras prodeltaicas, así como los diferentes relieves del fondo, (4) dunas y barras, (5) cuerpos de arena, y (6) prisma sedimentario adosado. Las morfologías erosivas se caracterizan por modificar los depósitos preexistentes, apareciendo en los perfiles sísmicos reflectores truncados o biselados. Se han distinguido: (7) superficies de abrasión, (8) superficies de abrasión onduladas, (9) resaltes morfológicos, (10) terrazas, (11) canales, (12) "gullies", y (13) cañones y valles submarinos. Las morfologías de tipo gravitacional se deben a procesos de deformación postdeposicional, estando estos fenómenos generalmente ligados a zonas con alta tasa de sedimentación o elevadas pendientes. Las formas que se han distinguido son: (14) escurrimientos ("creeps"), y (15) deslizamientos("slumps").

Las principales características de cada una

de estas morfologías y su interpretación genética se resumen a continuación.

Prisma Litoral

El prisma litoral constituye un cuerpo deposicional generalmente en forma de cuña, que representa la zona de transición entre el continente y la plataforma continental. Su investigación con perfiles de sísmica de monocanal presenta especiales dificultades, al estar constituido por sedimentos gruesos de alta impedancia acústica, así como por la poca profundidad existente, que limita la maniobrabilidad del buque y la aparición de múltiples en los registros. Por todo ello, las características morfológicas que se describen a continuación corresponden al borde de este cuerpo deposicional, en la zona de transición entre los ambientes infralitorales y la plataforma interna.

En el área Premiá-Mataró el prisma litoral se extiende a lo largo de 11 km con una potencia de 16-25 m y hasta 16° de pendiente en su flanco orientado mar adentro (Fig. 1a). El borde del prisma litoral llega hasta profundidades de 15-20 m, y está constituido por una unidad de alta reflectividad acústica, desarrollándose a su pie una cuña deposicional que fosiliza su parte inferior (Fig. 1a). Entre Arenys de Mar y el bisel prodeltaico del río Tordera, al sur de Calella, el prisma litoral llega a 10 m de profundidad, con pendientes de unos 4° y potencias de 15 m. Existe también una cuña deposicional adosada a su pie, con 8 m de potencia máxima, pero de poca extensión.

Al norte de la desembocadura del río Tordera, el prisma litoral es irregular y existen numerosas zonas en las que su desarrollo está limitado por las costas acantiladas y los afloramientos de rocas, localizándose sólo en las calas y bahías. Desde la desembocadura del río Tordera hasta la Punta de Garbí, el prisma litoral presenta fuerte pendiente, con un mayor desarrollo en las proximidades de las puntas del Faro y Garbí, donde supera los 30 m de potencia. El espesor del prisma disminuye considerablemente en las zonas restantes, localizándose a profundidades más sencillas y con pendientes más suaves.

Prodeltas y Bisel Prodeltico

Los prodeltas son grandes cuerpos deposicionales de la plataforma continental, que corresponden a la cuña deposicional de los materiales deltaicos sumergidos (Fig. 1b, c,d).

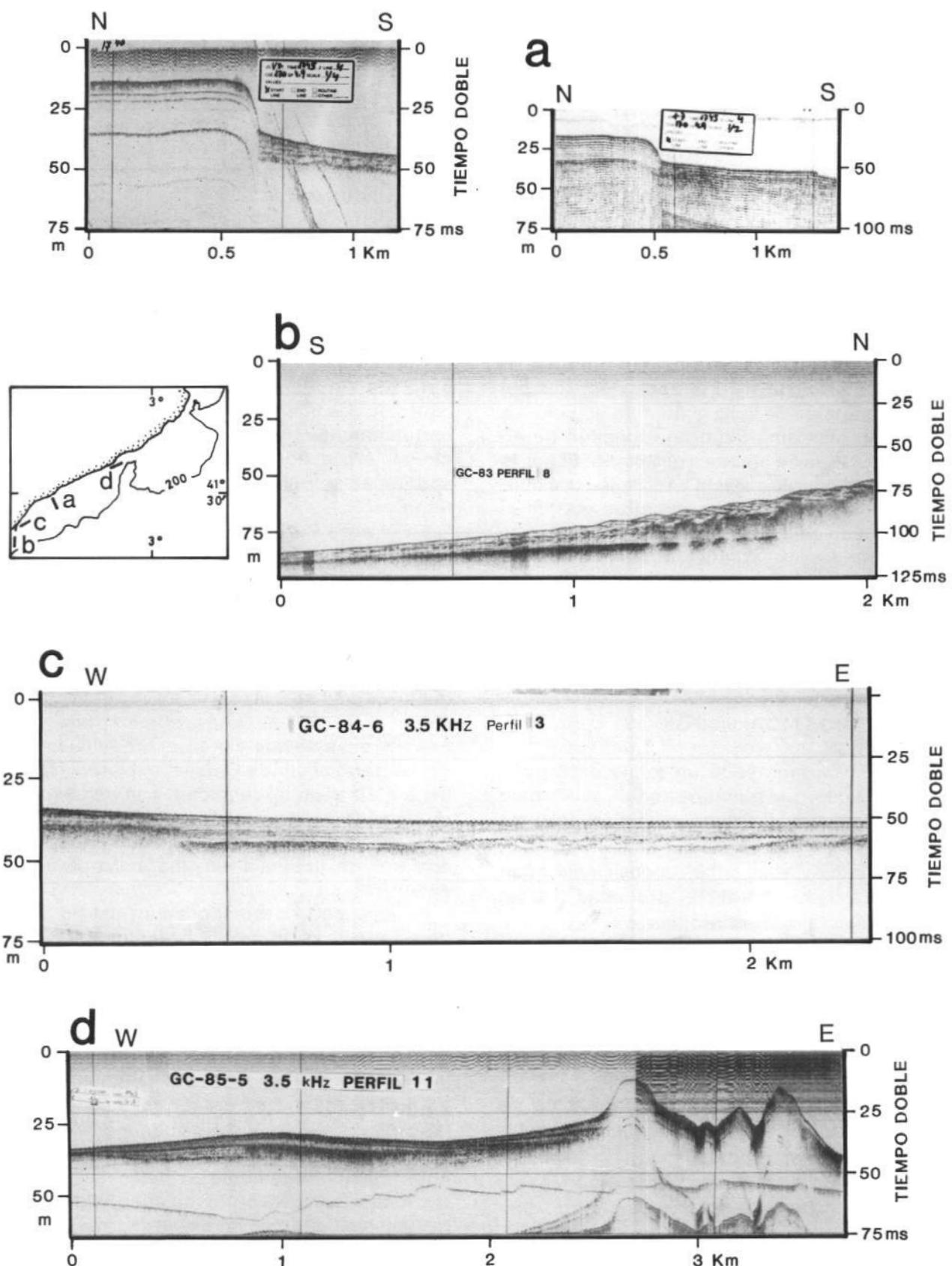


Figura 1— Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz y GEOPULSE) correspondientes a diferentes morfologías deposicionales. (a) Borde del prisma litoral y cuña deposicional desarrollada al pie del mismo (ORE 3,5 kHz y GEOPULSE). (b) Prodelta medio y distal del río Llobregat con desarrollo de escurreimientos ("creeps") sobre una zona de acumulación de gas ("table"), que origina una morfología superficial ligeramente ondulada en el prodelta medio (ORE 3,5 kHz). (c) Prodelta del río Besós mostrando zonas de alta absorción acústica por acumulación de gas ("table") y una unidad basal con pocos reflectores fuertemente oblicuos, que constituyen secuencias de barras litorales (ORE 3,5 kHz). (d) Prodelta del río Tordera en el que se aprecia la existencia de barras de boca de distributario y distintas superficies de erosión de alta amplitud acústica, que marcan las distintas fases de crecimiento del cuerpo prodeltaico (ORE 3,5 kHz).

Se individualizan morfológicamente por presentar un talud relativamente inclinado sin grandes irregularidades, que suele tener diferentes roturas de pendiente y que enlaza en su parte más distal con la plataforma continental. Se originan por la superposición de varios lóbulos deltaicos edificados en distintas fases de crecimiento y su desarrollo está condicionado por el volumen de aportes fluviales, por el régimen general de corrientes, la morfología de la costa y la subsidencia de la zona (Wright, 1985; IGME, 1986).

En el área de estudio se localizan cuatro prodeltas que, por orden de importancia, corresponden a los ríos Llobregat, Besós, Ter y Tordera, aunque no existe límite definido entre los prodeltas de los dos primeros ríos. Estos dos prodeltas, juntamente con el del río Ter responden a las características generales descritas, en cambio el del río Tordera se caracteriza por la presencia de barras sumergidas, que posteriormente serán objeto de descripción.

Localmente, en las zonas de mayor pendiente del prodelta medio, existen procesos ligados a deslizamientos en masa, que engrosan la potencia de este sector y producen una morfología externa ligeramente ondulada (Fig. 1b). En los sectores más proximales, existen zonas de gran absorción acústica (efecto "table"), originadas por acumulaciones de gas en los sedimentos (Fig. 1b y c). Las pequeñas ríos estacionales Riudaura, Molins y pequeñas ramblas establecidas en la costa del sector central, no edifican prodeltas, aunque su influencia se aprecia en los depósitos de la plataforma continental.

Barras Prodeltaias

Las barras prodeltaias son depósitos submarinos construidos en la proximidad de una desembocadura fluvial, y son equivalentes a las denominadas barras de la boca del distritario (Fig. 1d). Dichos depósitos incluyen un conjunto de canales menores, levees submarinos y barras intracanales producidas por el predominio de los procesos fluviales, cuyo desarrollo está regido por la naturaleza estacional del régimen del río (Coleman y Wright, 1975). En épocas de tormentas, la alta densidad que presenta la masa de agua y los sedimentos aportados por el río (flujo hiperpicnal), permite que esta masa se distribuya por debajo de la cuña de agua salina, más allá de los ambientes proximales del frente deltaico. Este mecanismo controla asimismo el desarrollo del delta, reduciendo su progradación (Elliot, 1978).

Las barras prodeltaias diferenciadas en el presente grupo de Hojas se ubican a menos de 1 km de la desembocadura del río Tordera. Sus crestas se sitúan a 13-15 m de profundidad y presentan potencias de hasta 20 m, con desniveles de 12 m sobre los canales (Fig. 1d).

Dunas y Barras

Las dunas y barras submarinas son morfologías deposicionales constituidas por acumulaciones de materiales arenosos. Son formas ampliamente descritas en las plataformas continentales del Atlántico, Índico y Pacífico (Duane et al., 1972; Flemming, 1978; Bouma et al., 1980; Parker et al., 1982). Su formación se encuentra ligada fundamentalmente a la transgresión holocena, bien por formas que quedan abandonadas tras la transgresión (Stubblefield et al., 1984 a y b), o con posterioridad a ésta, por fenómenos relacionados con tormentas y corrientes de retorno (Swift y Field, 1981; Swift et al., 1984). En el Mediterráneo español han sido descritas en las plataformas de Tarragona y Valencia (Díaz et al., 1984; Rey y Díaz del Río, 1984; Giró, 1985; IGME, 1986).

Las dunas son formas asimétricas con su flanco más abrupto orientado generalmente mar adentro y cuyo desarrollo se encuentra limitado fundamentalmente por afloramientos, tanto en su extremo situado hacia tierra como hacia mar adentro (Fig. 2a y b). En el sector septentrional de la zona de estudio, han sido identificadas como formas aisladas a profundidades comprendidas entre 54 y 64 m. Muestran una extensión horizontal limitada, siempre inferior a 1 km, su potencia alcanza los 5 ó 6 m y su amplitud es de 800 a 1.500 m. En ocasiones es difícil establecer sus límites, al indentarse progresivamente con los sedimentos adyacentes de la plataforma. En la cabecera del cañón de La Fonera, a 83 m de profundidad, existe una morfología semejante pero de mayores dimensiones. Su potencia máxima alcanza los 14 m, su amplitud no supera los 900 m y su extensión longitudinal es inferior a los 2 km (Fig. 2c).

En los registros del Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz), se identifican claramente como una unidad transparente sobre un sustrato acústico de alta impedancia, constituido por costras calcáreas y/o arenas y gravas bioclásticas (Fig. 2a y b). En los registros de Sonar de Barrido Lateral presentan lineaciones de corriente que se atribuyen a flujos helicoidales, que actúan paralelos a la dirección principal de la corriente (Allen, 1966, 1968). Estas lineaciones, que corresponden a

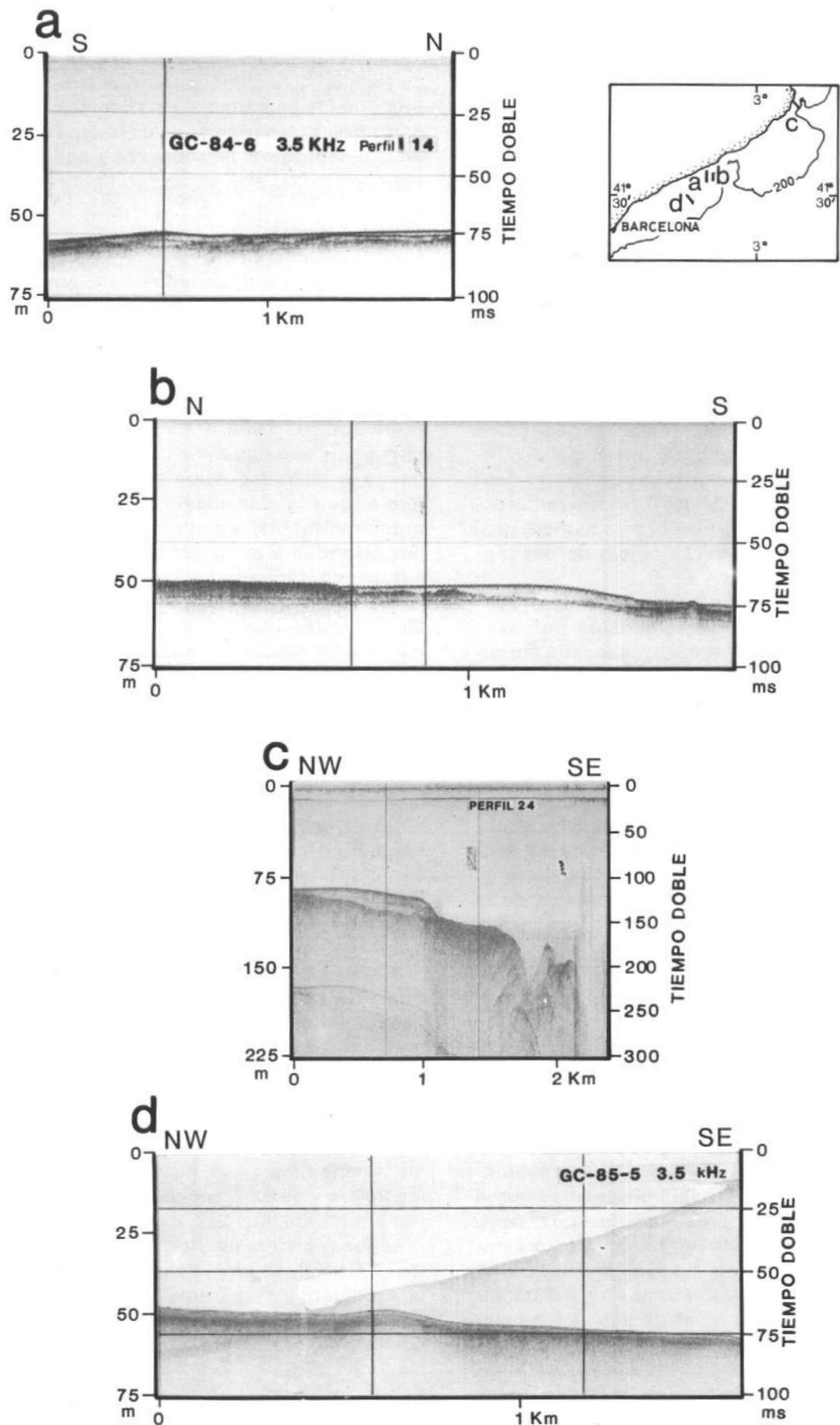


Figura 2.— Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz y GEOPULSE) mostrando ejemplos de pequeñas morfologías deposicionales. a) y b) Dunas relictas en la plataforma interna que ocasionalmente (a), se desarrollan entre afloramientos, fosilizando resaltes. (c) Duna de grandes dimensiones en la cubierta del cañón de La Fonera (ORE 3,5 kHz y GEOPULSE). (d) Barra relictica que presenta un núcleo concéntrico de alta amplitud acústica.

variaciones en el tamaño del grano, son la respuesta actual a las condiciones hidrodinámicas establecidas en la plataforma interna tras la transgresión holocena (McKinney et al., 1974; Cacchione et al., 1984).

Las barras únicamente han sido identificadas en el sector septentrional a profundidades de 60 a 90 m. Tienen una forma relativamente simétrica, alcanzando un menor desarrollo que las dunas (Fig. 2d). Su extensión longitudinal es también reducida, su amplitud se sitúa entre 400 y 800 m y su potencia oscila entre 1,5 y 3 m, en relación inversa a su amplitud. Las características acústicas son semejantes a las de las dunas, aunque presentan un núcleo de alta amplitud, probablemente constituido por materiales de grano más grueso (Fig. 2d). En los registros de Sonar de Barrido Lateral, presentan una respuesta homogénea de baja reflectividad.

Tanto las dunas como las barras se encuentran actualmente en ambientes de plataforma interna distal y plataforma media y pueden considerarse como depósitos litorales abandonados durante la transgresión, conservándose como formas relictas (Duane et al., 1972).

Cuerpos de Arena

Constituyen la principal forma deposicional en el área después de los prodeltas y del prisma litoral y, aunque se desarrollan fundamentalmente en el sector meridional, también se encuentran al NE de la desembocadura del río Tordera. En esencia, son depósitos arenosos de grandes dimensiones en forma de cuña con el flanco más abrupto orientado mar adentro (Fig. 3). En el sector meridional se han individualizado tres cuerpos que se describen en orden decreciente de profundidad.

Cuerpo de arena 1. Es el de mayor longitud (24 km), con potencias de 12 a 16 m y amplitud variable en función de la morfología del sustrato sobre el que se apoya. Así, al NE, su amplitud es más reducida (1 km aproximadamente), descansando sobre un peleorrelieve en escalón; hacia el SO este escalón se suaviza a la vez que aumenta la amplitud del cuerpo deposicional, que supera ligeramente los 2 km (Fig. 3b, c y d). Otra característica de este escarpe deposicional, es su orientación ligeramente subparalela a la línea de costa actual y la profundidad de su cresta, que aumenta desde el SO (95 m) hacia el NE (113 m). En los registros de 3,5 kHz no se observa penetración en estos cuerpos, debido a la respuesta de alta impedancia del recubrimiento arenoso (Fig. 3a). En los registros de Boomer (Geopulse) (Fig. 3b, c, d, y e) estas unidades

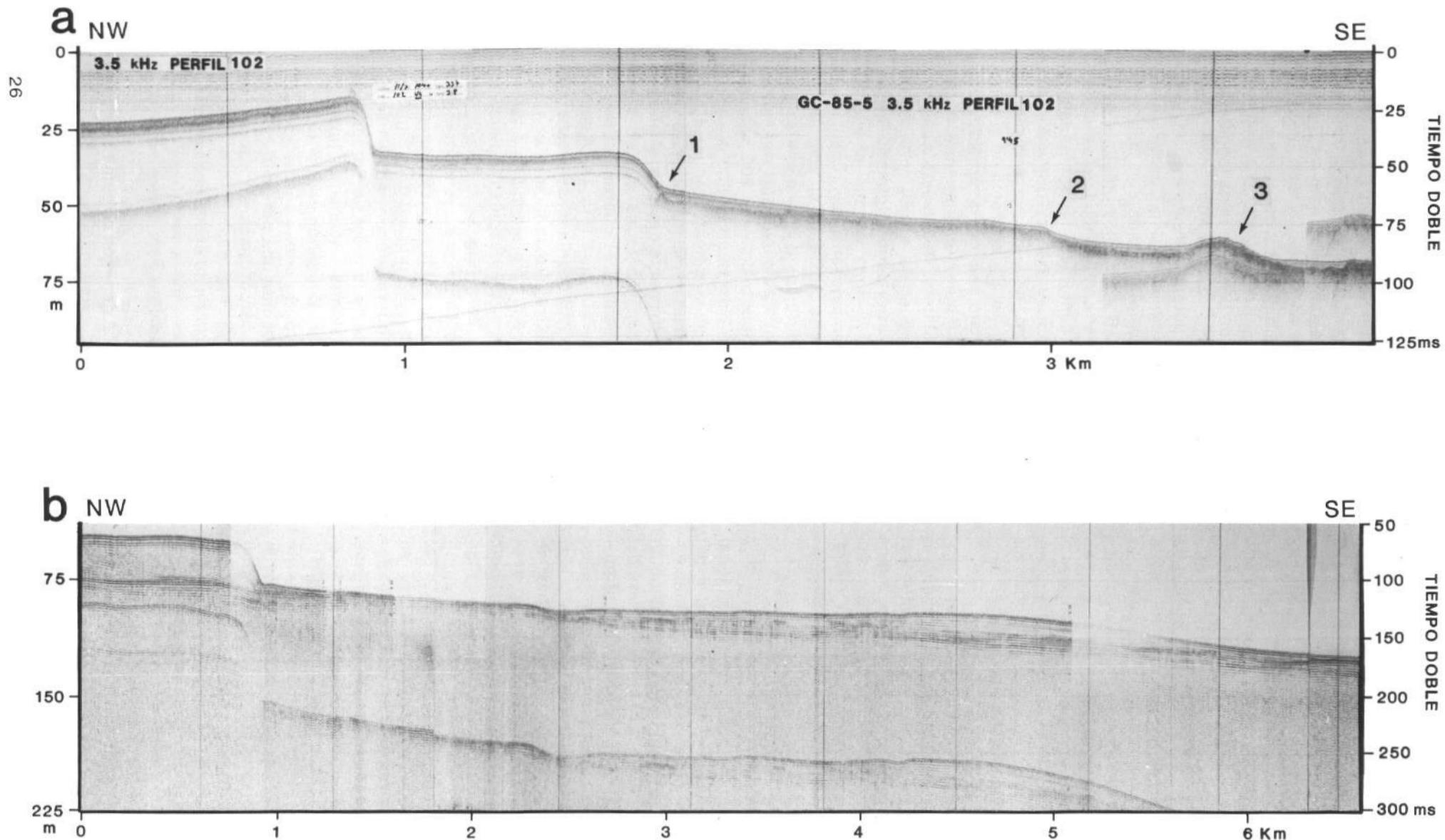
tienen estratificación interna oblícua con reflectores paralelos o subparalelos con base cislapante mar adentro ("distal downlap") y truncación superior de la estratificación ("toplak"). Los registros de Sonar de Barrido Lateral muestran en ambos flancos lineaciones subparalelas a la cresta del cuerpo.

Cuerpo de arena 2. Se dispone oblícuamente a la línea de costa con una longitud de 23 km y potencias de 12 a 30 m, observándose la máxima potencia frente a Arenys de Mar a 49 m de profundidad (Fig. 3b). Su amplitud, directamente relacionada con la potencia, varía entre 0,8 y 1,8 km, y presenta pendientes de 6° a 14° en el flanco hacia mar. Se apoya sobre una superficie más aplanada que la anterior, aunque su extremo oriental es un poco más abrupto, estando por ello menos desarrollado (Fig. 3b, c y d). Como en el caso anterior, la profundidad de la cresta varía desde los 80 m en su extremo oriental, hasta 35 m al SSO de Mataró. Desde esta localidad hacia el NE, hay en la cresta una suave depresión, que se va amortiguando hasta desaparecer en la zona en que el cuerpo adquiere su máximo desarrollo vertical.

Cuerpo de arena 3. Como el anterior es oblícuo a la línea de costa y tiene una extensión menor (4 km). Las pendientes del flanco orientado mar adentro alcanzan 20°, con una potencia de 18 m y amplitud de 900 m, desarrollándose fundamentalmente frente a Mataró. Sus características morfológicas son semejantes al anteriormente descrito, al que se encuentra adosado, de forma que la base sobre la que descansa el cuerpo 3 corresponde al techo del cuerpo 2 (Fig. 3a). A semejanza del cuerpo 2, presenta en su cresta una vertiente hacia tierra, dando lugar a una depresión de hasta 7 m de profundidad y 100 m de amplitud, con el eje desplazado hacia el borde del prisma litoral (Fig. 3a).

Al norte del río Tordera, estas morfologías son más reducidas, estando localizadas por encima de los 40 m de profundidad (Fig. 3e). Un ejemplo es el cuerpo encontrado a 1 km al NO de la desembocadura del río Tordera, en la estrecha plataforma continental entre la costa y la cabecera del cañón de Blanes, con 5,5 km de longitud. Su cresta está a 28 m de profundidad y presenta una potencia máxima de 21 m. Este cuerpo descansa sobre una superficie inclinada mar adentro, que se dispone oblícua a la línea de costa, con una pendiente máxima próxima a los 15°. Presenta también una pendiente muy suave en dirección a tierra.

La interpretación genética de estos cuerpos es problemática, existiendo pocas citas de depósitos semejantes. Las dorsales ("sand ridges")



Figuras 3.1 y 3.2— Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz y GEOPULSE) en los que se observan diferentes cuerpos de arena. (a) Cuerpos de arena 2 y 3 con desarrollo de vertientes hacia tierra y del prisma sedimentario adosado al pie de la primera; en su base y fosilizado por éste, se observa un pequeño escarpe correspondiente al resalte de 40-48 m (flecha 1). Aguas afuera se aprecia una terraza que limita el desarrollo del prisma sedimentario adosado (flecha 2) y un resalte (flecha 3), que presenta depresiones a ambos lados parcialmente rellenas (ORE 3,5 kHz). (b, c y d) Perfiles de GEOPULSE de los cuerpos de arena 1 y 2, en los que se puede observar la estructura interna de estos cuerpos deposicionales. De este (d) a oeste (b), el paleorrelieve sobre el que descansan se va suavizando progresivamente y el cuerpo de arena 2 presenta un desarrollo mayor en esta dirección. (e) Cuerpo de arena situada en la cabecera del cañón de Blanes al NE de la desembocadura del río Tordera (ORE 3,5 kHz y GEOPULSE).

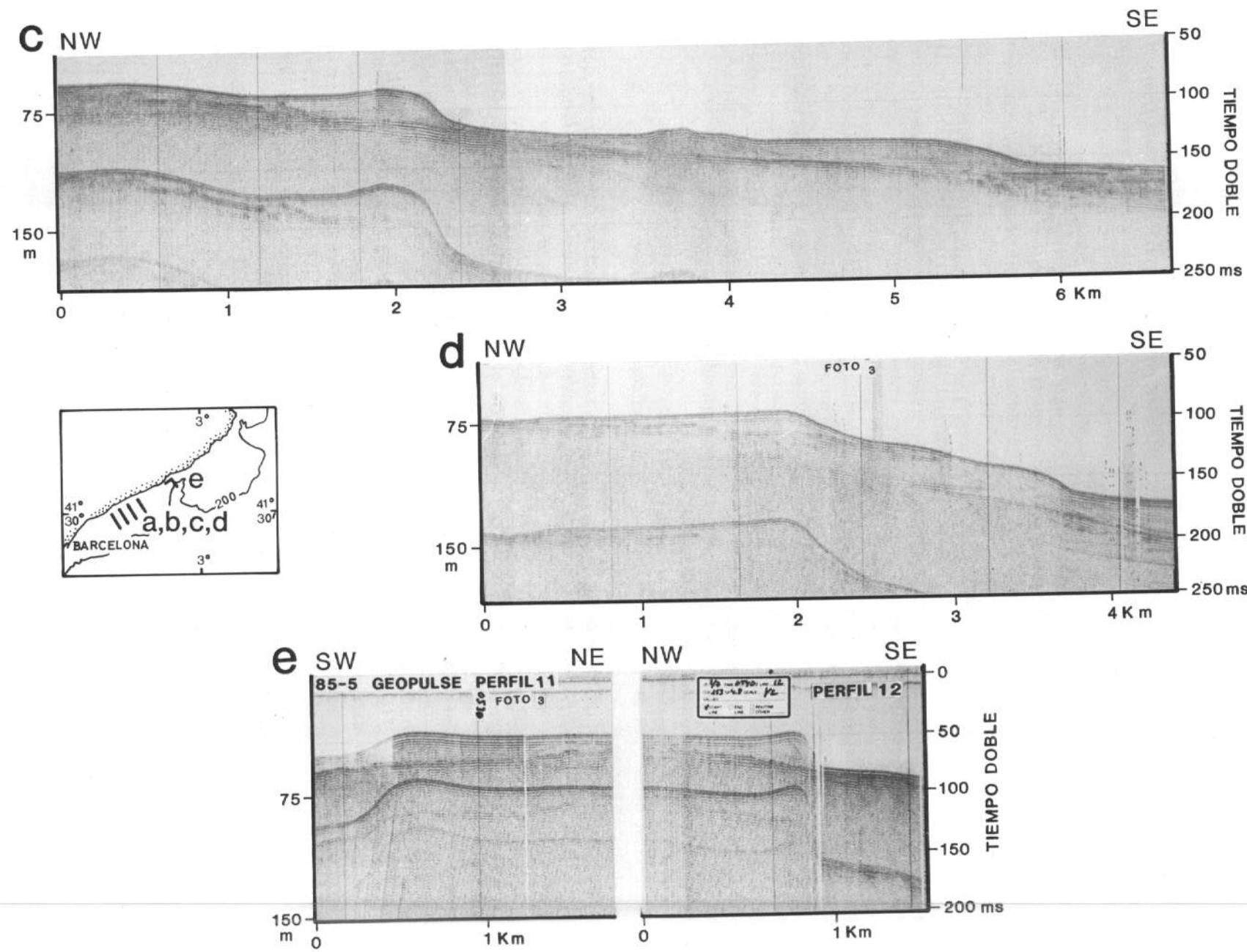


Figura 3.2

de la plataforma continental interna de la costa oriental de Estados Unidos, se han desarrollado hasta alcanzar 14 m de altura y longitudes de onda de 0,5 a 1,5 km (McKinney et al., 1974; Hunt et al., 1977; Swift et al., 1978). En las costas de Alaska, formas semejantes presentan alturas de 10 a 12 m y de 0,9 ("sand-waves") a 5 km ("sand-ridges") de longitud de onda (Bouma et al., 1980; Field et al., 1981). En el océano Índico, han sido identificadas formas individuales de 17 m de altura y casi 700 m de amplitud de onda, denominadas "giant dunes" (Flemming, 1980). Son formas transversales a la plataforma continental situadas en ambientes de plataforma interna distal y plataforma media, cuya génesis parece estar relacionada con las corrientes oceánicas de alta velocidad (Flemming, 1978; 1980). Las formas de mayor altura han sido identificadas en el mar del Norte, con características semejantes a las descritas. Presentan potencias de hasta 35 m y se originaron durante y después de la transgresión, por la acción de corrientes de marea (Houbolt, 1968; 1982).

Al igual que las dunas y barras, estas morfologías pueden considerarse directamente ligadas a la transgresión holocena. Se trata de estructuras relictas, en el sentido de que no corresponden a las condiciones hidrodinámicas del ambiente que actualmente ocupan. Su formación parece estar directamente relacionada con la existencia de afloramientos del sustrato o con zonas en las que el basamento del Pleistoceno se encuentra endurecido, así como por la acción conjugada de corrientes litorales y corrientes de retorno. Su edificación tiene lugar por debajo del límite inferior de la acción del oleaje (zona infralitoral), a profundidades de 10 a 15 m, siendo el sedimento transportado hasta estos ambientes por las corrientes de retorno ("downwelling bottom flows"). La morfología resultante está controlada además por la pendiente de equilibrio impuesta por el ángulo de reposo de los materiales, ligada a la granulometría y energía de la zona (Díaz et al., 1986). Las depresiones que existen en la zona de cresta, constituyen una respuesta a la acción de corrientes paralelas al litoral, generadas por los flujos de retorno e influenciadas tanto por la fuerza de Coriolis, como por el régimen general de circulación en el Mediterráneo Noroccidental (Niedoroda et al., 1985).

La conservación de estos cuerpos de arena como formas relictas en la plataforma continental, se debe a que se forman por debajo de la zona litoral más energética, pasando paulatinamente a zonas de menor energía, conforme avanza la transgresión (Díaz et al., 1986).

Prisma Sedimentario Adosado

El prisma sedimentario adosado consiste en un pequeño cuerpo deposicional, que se dispone al pie de los cuerpos de arena con un gradiente de 0,4° - 0,6° hacia mar adentro. Tiene forma de cuña y potencias medias de 2 a 3 m, aunque localmente alcanzan los 8 m. Presenta un adelgazamiento progresivo hasta enlazar con la cobertura centimétrica de sedimentos fangosos, que cubren la plataforma continental (Figs. 1a y 3a y b). En el sector meridional se desarrolla principalmente a continuación del cuerpo 2, aunque también existe al pie del cuerpo de arena 3, prolongándose incluso al pie del prisma litoral frente a Premiá. En esta zona, el límite externo del prisma sedimentario se encuentra a 38 m de profundidad, situándose a mayor profundidad hasta desparecer al SSE de Arenys de Mar a 89 m, como ocurre con las cuerpos de arena. Otro prisma sedimentario adosado de menor extensión, se localiza frente a Punta del Faro, en el sector central.

Al igual que los cuerpos de arena, a los que se encuentran asociados, son formas relictas. Existe sin embargo un recubrimiento centimétrico superficial más fangoso, depositado con posterioridad a la transgresión holocena.

Superficies de Abrasión

Las superficies de abrasión son áreas subhorizontales, sin grandes irregularidades, originadas a partir de la erosión de los materiales situados por encima del perfil de equilibrio, durante el último ascenso eustático (Díaz et al., 1984; IGME, 1986). En los registros del Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz), se distinguen por la truncación de los reflectores internos o por la existencia de una superficie opaca de alta impedancia, que corresponde al término basal de la transgresión holocena (Fig. 4a). En los registros de Sonar de Barrido Lateral, se observa que estas superficies presentan lineaciones más o menos paralelas a la batimetría, debidas a terminaciones de capas infrayacentes (Fig. 4a).

Superficies de Abrasión Onduladas

Las superficies de abrasión onduladas son áreas con ondulaciones del fondo de gran amplitud y altura no superior a 2 m, originadas por fenómenos de endurecimiento y erosión diferencial, ligados también a la última trasgresión (Bouye, 1983; IGME, 1986). Estas superficies, con un desarrollo bastante

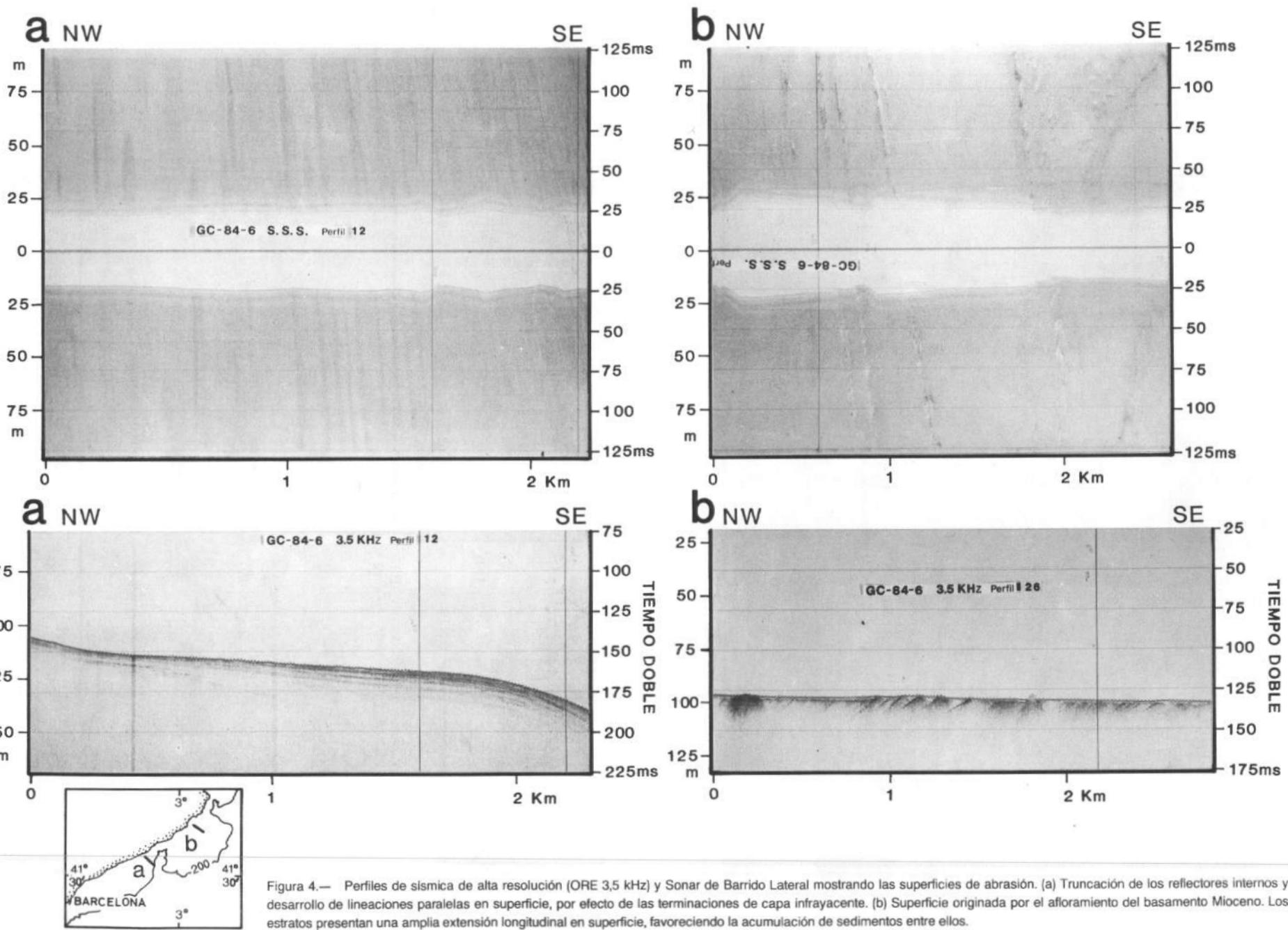


Figura 4.— Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz) y Sonar de Barrido Lateral mostrando las superficies de abrasión. (a) Truncación de los reflectores internos y desarrollo de lineaciones paralelas en superficie, por efecto de las terminaciones de capa infrayacente. (b) Superficie originada por el afloramiento del basamento Mioceno. Los estratos presentan una amplia extensión longitudinal en superficie, favoreciendo la acumulación de sedimentos entre ellos.

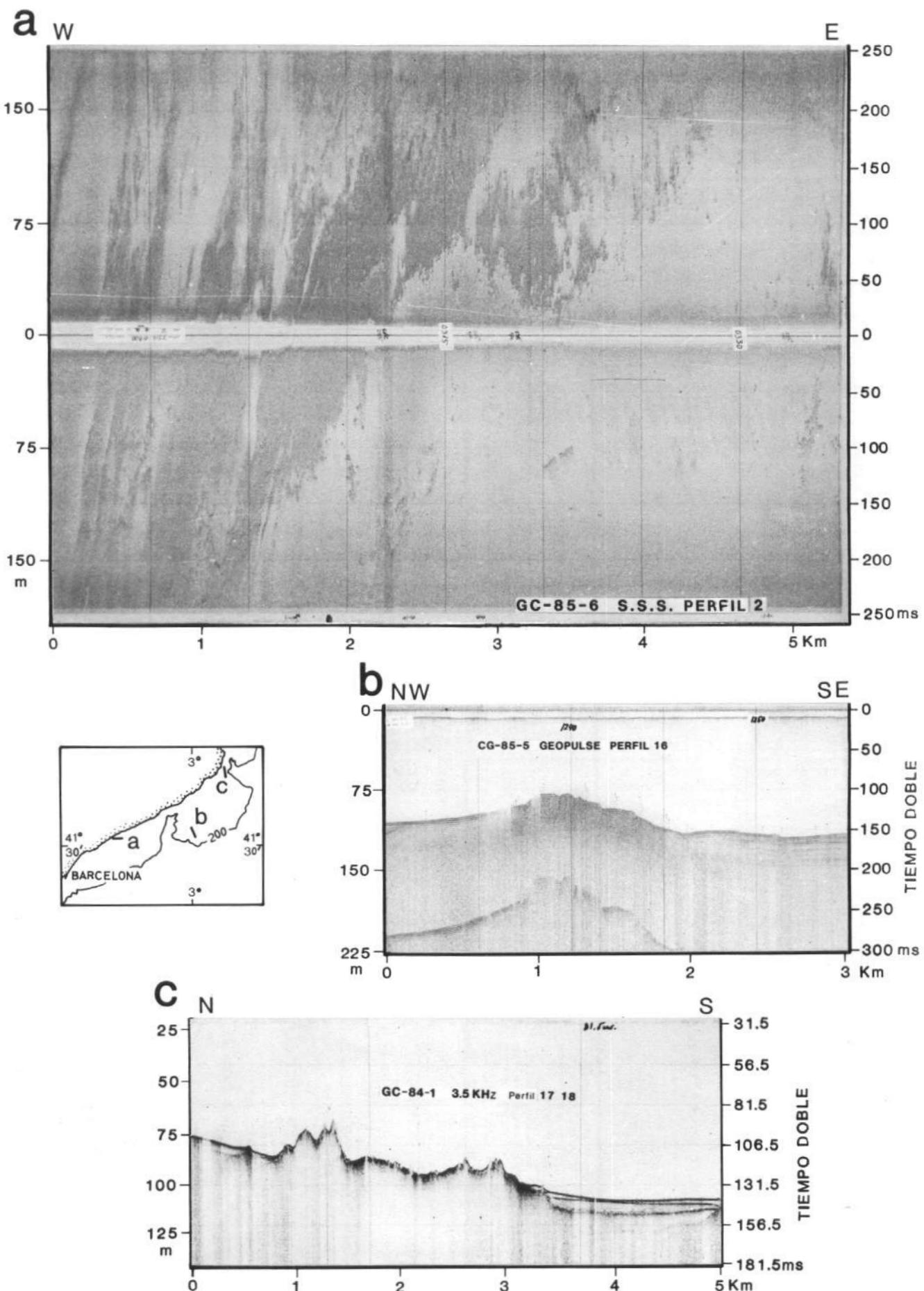


Figura 5.— Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3.5 kHz y GEOPULSE) y Sonar de Barrido Lateral en el que aparecen representados distintos ejemplos de los resalte morfológicos originados por afloramientos rocosos. (a) Distribución irregular en superficie de los afloramientos rocosos de la zona litoral (Sonar de Barrido Lateral). (b y c) Afloramientos del basamento en el sector central de la plataforma continental (b, GEOPULSE y c, 3.5 kHz).

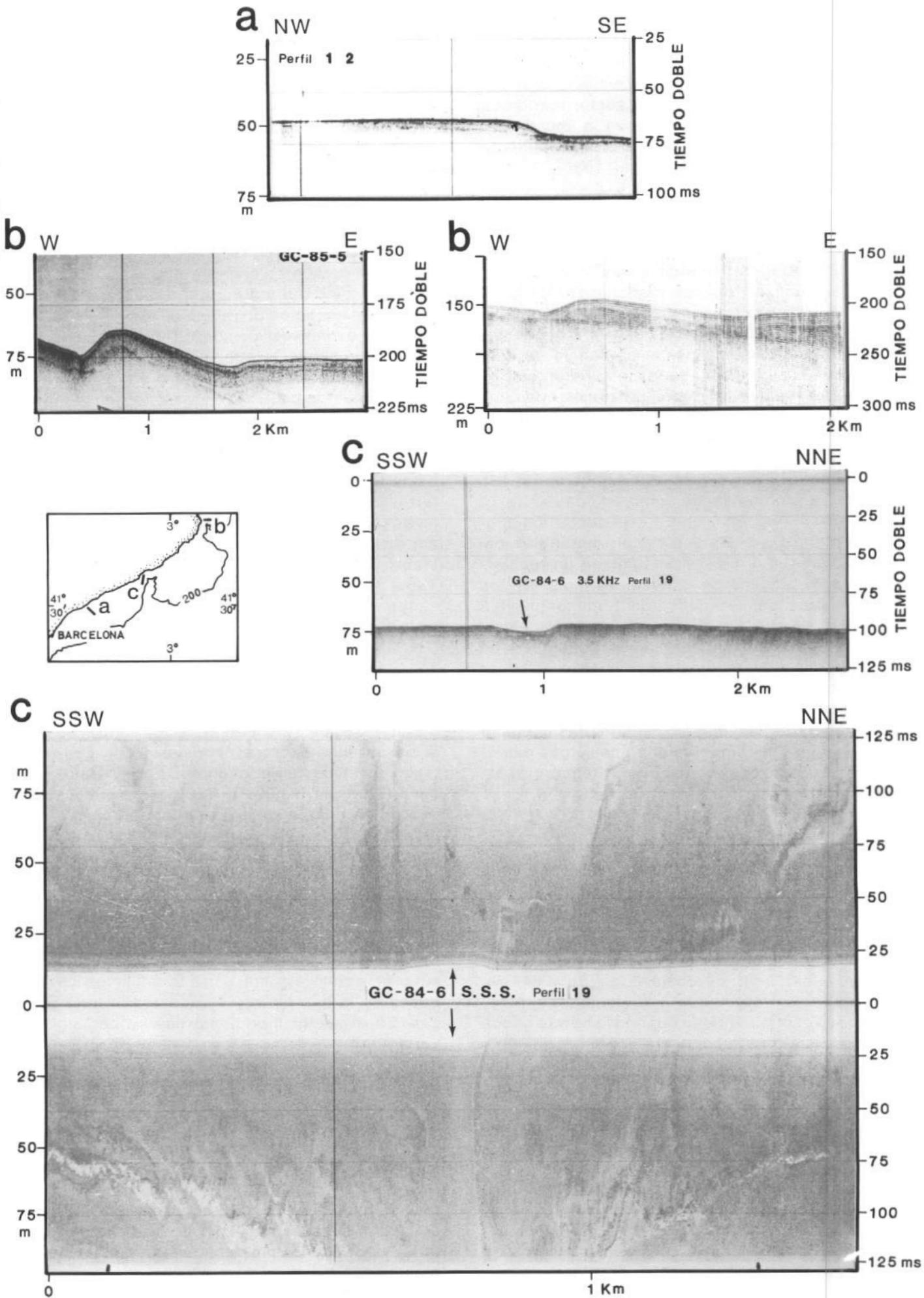


Figura 6.— Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz y GEOPULSE) y Sonar de Barrido Lateral, mostrando diversos tipos morfológicos. (a) Terraza y superficie de abrasión sin afloramientos (ORE 3,5 kHz). (b) Superficie ondulada resultado de la disposición de cuerpos progradantes discontinuos fosilizados por una cobertura fangosa originada por diferentes canales que desembocan en tributarios del cañón de La Fonera. (c) Depresión correspondiente a un paleocauce del río Tordera (flecha) o resultado de una avenida estacional, que corta un resalte de trazado muy irregular (ORE 3,5 kHz y Sonar de Barrido Lateral).

restringido, se presentan en ambientes de plataforma media tanto en el sector meridional como central, sin que tengan la importancia de las estudiadas en la plataforma continental del golfo de San Jorge (IGME, 1986).

Resaltes Morfológicos

En las superficies de abrasión se pueden individualizar resaltes morfológicos caracterizados por la presencia de grandes irregularidades (hasta 20 m de desnivel), originadas fundamentalmente por la presencia de afloramientos de las unidades infrayacentes y en menor medida, por construcciones ligadas a la actividad de organismos y procesos de cementación (Figs. 4b y 5). La zona más importante de resaltes se presenta al este del cañón de Blanes, con una extensión de 165 km², a profundidades comprendidas entre 70 y 110 m (Fig. 5b y c). En este sector los afloramientos se relacionan con materiales del Mioceno, que presentan también un recubrimiento biógeno de espesor variable. En los registros del Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz), se observa el buzamiento de los estratos, mientras que las capas se siguen en superficie por medio de los registros de sonar de barrido lateral (Fig. 4b). En el sector meridional, son más abundantes los afloramientos irregulares de playas cementadas ("beach rock") y las cementaciones por algas calcáreas o briozoos incrustantes (Reguant et al., 1986).

Terrazas y Resaltes

Las terrazas son formas parcialmente deposicionales y erosivas que constituyen pequeños escarpes, más o menos paralelos a las líneas batimétricas y que se interpretan como antiguas líneas de costa (Figs. 3a y 6a). Su desarrollo está ligado a la última fase transgresiva, originándose cuando la berma queda por debajo de la zona de rompiente, debido a una pulsación transgresiva rápida (Swift et al., 1972; Swift, 1976 b; Díaz et al., 1984).

Los resaltes son pequeños escarpes que pueden interpretarse también como antiguas líneas de costa, aunque a diferencia de los anteriores, pueden no estar ligados a pulsaciones transgresivas, sino originados por erosión diferencial. Su extensión está relacionada directamente con la del fenómeno responsable de su desarrollo, aunque algunos de ellos se prolongan lateralmente como terrazas. Estos accidentes son más resistentes a las condiciones erosivas, impuestas por la

migración del perfil de equilibrio durante la transgresión (Fig. 3a).

Es frecuente que ambas morfologías se presenten asociadas a pequeñas formas deposicionales (dunas y barras) o erosivas, presentando en estos casos depresiones con la misma orientación, tanto en la parte orientada hacia tierra como mar adentro (Figs. 2a, b y 3a). Se ha observado también, que las terrazas no se presentan siempre a la misma profundidad, sino que cortan diferentes batimétricas. Este hecho es un reflejo de los distintos estadios evolutivos en que se encuentran y puede ser debido a subsidencia diferencial por compactación del sustrato o a la acción de la neotectónica. En la Tabla 2 se resumen las características de todos los escarpes diferenciados.

En los sectores meridional y central de estas Hojas, se han cartografiado diferentes terrazas originadas por pulsaciones transgresivas rápidas, correlacionables con las terrazas de las plataformas de Rosellón y del Ebro-Llobregat (Monaco, 1971; IGME, 1986). En la Tabla 3, se presentan las correlaciones realizadas y su datación a partir de los resultados de los trabajos de Monaco (1971) y Aloïsi et al. (1975; 1978), obtenidos con Carbono 14 y complementados por correlación con la curva eustática establecida para el Mediterráneo por Bonifay (1964; 1973).

La terraza de 123 m en el sector central es la más profunda y corresponde al mínimo eustático del último periodo regresivo del Pleistoceno (Würm IV, 18.000 a A.A.), caracterizándose por el desarrollo de facies litorales carbonatadas, donde se han tomado muestras hasta profundidades de 150 m. La terraza de 91-98 m, anterior a 14.000 A.A., se sitúa a profundidades más someras que en el golfo de San Jorge (100 m), al ser una zona más estable. Por encima de estas dos terrazas, la plataforma continental del sector central es una superficie subhorizontal con afloramientos rocosos en la que no se han observado terrazas. En el sector meridional hay en cambio varias terrazas, aunque con distinto desarrollo y pueden estar parcialmente fosilizadas (Fig. 3a). En la parte más interna de la plataforma del SE de Mataró y Arenys de Mar, las terrazas se encuentran afectadas por reajustes estructurales de los materiales miocenos, mientras que en el límite oriental del grupo de Hojas, están modificadas por fenómenos de subsidencia diferencial. Este hecho se relaciona con el espesor de la cubierta pliocaternaria, de forma que se encuentran a mayor profundidad cuanto más potente es dicha cubierta. Localmente, en esta zona, algunos de los resaltes constituidos por niveles de playas

T A B L A 2

Características de las terrazas y resalte diferenciados, indicando el sector en el que se han identificado.

Carácter			Profundidad metros	Longitud Km.	Salto max. metros	Continuidad	Sector
Terraza	Resalte	Mixto					
X	X	X	123-124	29	3	si	Central
			91-98	11	2	si	"
			81-89	22	6	no	Meridional
			65-73	28	10	no	"
			60-66	40	5	no	"
			48-56	37	5	no	Cent. y Mer.
			40-48	26	3	no	Meridional
			37-38	5	2	si	Meridional

T A B L A 3

Dataciones atribuidas a las diferentes terrazas individualizadas en el grupo de Hojas a partir de los datos correspondientes a las plataformas de Rosellón y del Ebro-Llobregat (Monaco, 1971; IGME, 1986). Las dataciones han sido realizadas con Carbono 14 por Monaco (1971) o se han correlacionado con la curva eustática establecida para el Mediterráneo por Bonifay (1964, 1973).

Ebro-Llobregat (2) Hoja 42 IGME (1986)	Llobregat-Ter Hoja 35-42E	Rosellón (1) Monaco (1971)	Edad a A.A.
60 m	37-38 m	20 m	6000±100 (1)
70 m	40-48 m	40 m	9400 y 6000
85 m	48-56 m		8400±150 (1)
100 m	60-66 m	60 m	10500 y 8400
	65-73 m	70 m	10500±100 (1)
	81-89 m	85 m	12900±200 (1)
	91-98 m		13800±300 (1)
	123-124 m		14000 (2)
			18000

cementadas, pueden corresponder a antiguas líneas de costa del Pleistoceno (Fig. 3a). Al SSO de El Masnou la terraza de 40-48 m está afectada por la neotectónica cuaternaria.

Canales

Los canales son formas erosivas, originadas por acción fluvial cuando la plataforma continental se encontraba emergida, o bien por la erosión submarina de flujos de mayor energía, originados por el régimen estacional de avenidas de algunos ríos. Se han encontrado tanto en las proximidades de las desembocaduras de los ríos como en la cabeceras de los cañones y suelen estar total o parcialmente fosilizados por sedimentos holocenos. Sus dimensiones son muy variables, estando controlados por la propia morfología original y fundamentalmente, por el grado de fosilización que presentan (Fig. 6c).

"Gullies"

Los "gullies" son pequeños valles muy encajados de pendiente superior a 10°, que se localizan en las zonas más abruptas de los taludes (Shepard y Dill, 1966). Su génesis se debe principalmente a fenómenos ligados a deslizamientos en masa (Shepard; 1955; 1973), por erosión remontante (Farre et al., 1983), por flujos de alta densidad que actúan perpendicularmente al talud (Kelling y Stanley, 1976) o por erosión subaérea durante los estadios bajos del nivel del mar (Inderbitzen y Simpson, 1971). Sus características fisiográficas se pueden acentuar por deposición diferencial (Buffington y Moore, 1963). Se han identificado en ambos flancos del cañón de Blanes, donde presentan una longitud máxima de 4 km.

Cañones submarinos

Los cañones son valles submarinos de morfología abrupta, estrechos, con paredes de gran pendiente y sección transversal en "V" o de fondo plano (Fig. 7a). Tienen su origen en las proximidades de la costa, en la plataforma continental o en las zonas superiores del talud continental.

Los cañones submarinos se pueden formar por múltiples mecanismos, incluyendo desde procesos puramente sedimentarios a otros de tipo tectónico. En general se acepta una erosión submarina, originada por una combinación de procesos de transporte de sedimentos en masa de diversos tipos, en zonas favoreci-

das por las directrices estructurales, pudiendo actuar una erosión subaérea en los casos en que su cabecera corta la plataforma continental (Shepard y Dill, 1966; Shepard, 1972; Stanley y Kelling, 1978). La presencia de lineaciones estructurales en el margen continental y de ríos en el continente, son en algunos casos, los factores determinantes para la génesis de los cañones submarinos. Los principales cañones submarinos incluidos en las presentes Hojas son los de Blanes y La Fonera, siendo de menor importancia los de Besós, Arenys, Sant Feliú y Entrante de Palamós (Figs. 7a y d).

Escurrimientos ("creeps")

Son desplazamientos lentos y continuos de un paquete sedimentario no consolidado. Corresponden a deformaciones gravitacionales de los sedimentos a lo largo de múltiples superficies de despegue, sobre las que tiene lugar un movimiento limitado. La estructura interna de las masas afectadas por escurrimiento está preservada en sus características originales y sólo deformada de manera parcial. En la zona de estudio el origen de estos deslizamientos, se halla ligado principalmente a tres factores: a) tasas de sedimentación relativamente elevadas; b) diferencias notables de tipos texturales en la secuencia deposicional, debido al régimen de avenidas de los ríos, y c) un incremento en la pendiente del área. Los escurrimientos dan lugar a morfologías onduladas de dimensiones variables, dependiendo de las superficies de despegue. En el grupo de Hojas, los procesos de escurrimientos se desarrollan fundamentalmente en el prodelta medio de los ríos Llobregat y Ter, donde la pendiente llega a alcanzar una inclinación de hasta 1°(Fig. 2b) y en el borde de la plataforma continental frente a Barcelona (Fig. 7b).

Deslizamientos ("Slumps")

Los deslizamientos consisten en deformaciones postdepositacionales de paquetes sedimentarios inestables, y se caracterizan por una perturbación de diverso grado del sedimento, sujeto a un movimiento rotacional por efecto del desplazamiento (Vestal y Lowrie, 1982). La masa de material se desplaza como una sola unidad o como varias unidades subsidiarias, según una o varias superficies de deslizamiento curvadas (Herzer, 1979). Las condiciones para que se desarrollen los deslizamientos se encuentran generalmente

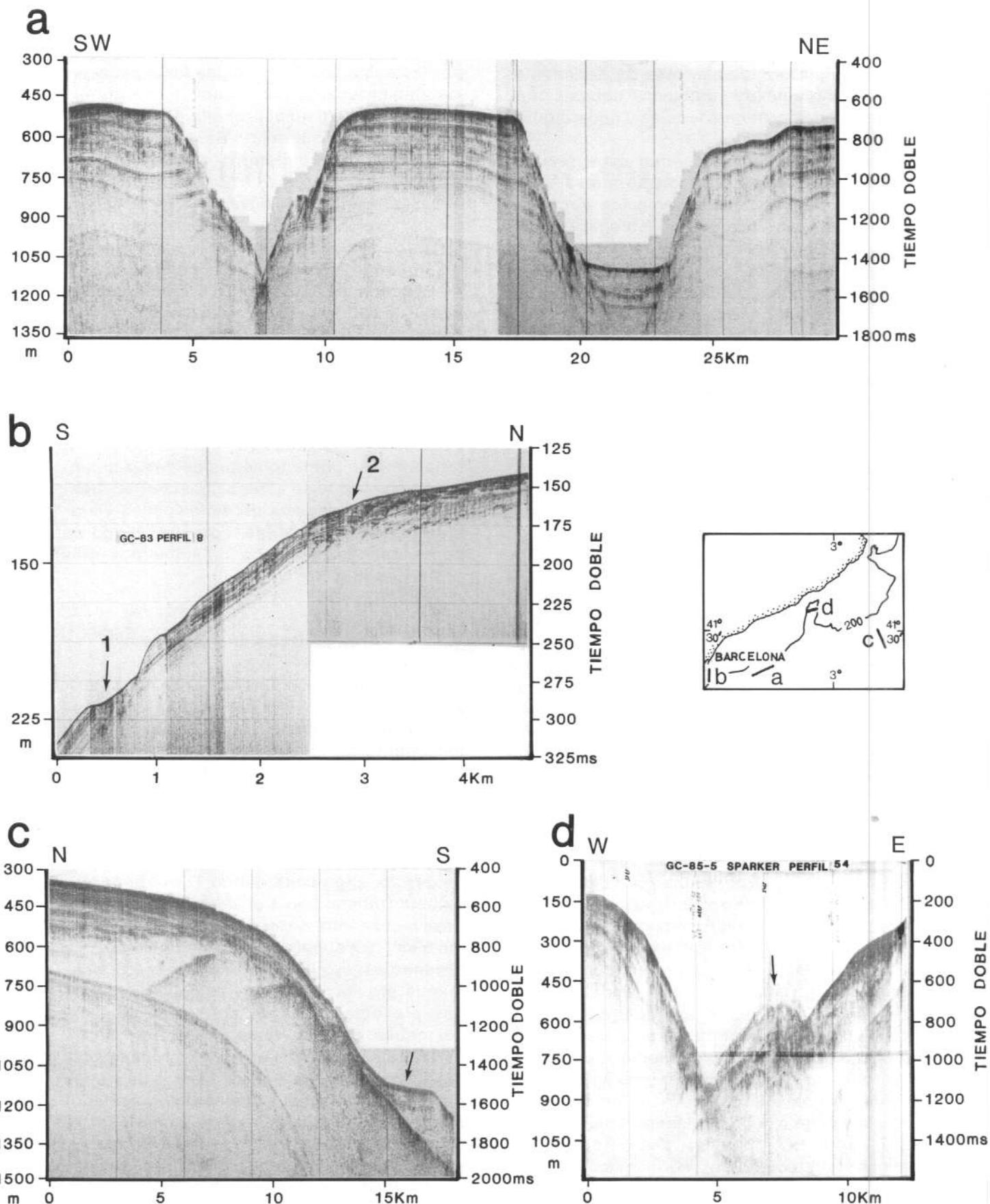


Figura 7.— Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz y SPARKER) donde se muestran deslizamientos gravitacionales ("slump") en el talud continental y cañones submarinos. (a) De izquierda a derecha se observa la sección transversal del cañón del Besós de carácter marcadamente erosivo, con fondo en "V" y del cañón de Arenys de carácter deposicional y con fondo plano. (b) Cicatriz de un deslizamiento gravitacional ("slump") en el talud continental frente al prodelta del río Llobregat (flecha 1). En el borde de la plataforma se observan escurrimientos (flecha 2), que afectan a unidades del Pleistoceno (ORE 3,5 kHz). (c) Deslizamiento gravitacional de un paquete sedimentario (flecha), cuyo desplazamiento se ha visto favorecido por la presencia del substrato Mioceno, que da lugar al aumento de la pendiente del talud continental. (d) Deslizamiento gravitacional en el cañón de Blanes (flecha). El cuerpo sedimentario desplazado rellena parcialmente el eje del cañón en su flanco oriental.

asociadas a los siguientes factores: cohesión del sedimento, litología, tasa de sedimentación, pendiente del ambiente deposicional, sistemas de corrientes locales y neotectónica (Lewis, 1971; Roberts, 1972).

Los deslizamientos pueden estar relacionados con zonas de pendiente suave y alta tasa de sedimentación, como los depósitos prodeltaicos pleistocenos del Llobregat y prodelta externo del Ter, con múltiples cicatrices de desgarre (Fig. 7b). Los de mayor extensión y volumen se desarrollan en las cabeceras y flancos de los cañones y en las zonas más abruptas del talud continental, llegando a ocupar una superficie de hasta 180 km² en el flanco occidental del cañón de Blanes (Fig. 7c y d).

4.2.2. SECTORES MORFOLOGICOS

En la zona estudiada se pueden distinguir cuatro sectores en función de la distribución de morfologías: (1) área del Llobregat-Besós, comprendida entre Badalona y la desembocadura del río Llobregat; (2) área de Badalona-Blanes, que se extiende al norte de la anterior hasta la desembocadura del río Tordera en Blanes; (3) área Blanes-Punta de la Creu, que incluye toda la zona acantilada más irregular de las Hojas estudiadas, y (4) área de Pals, que comprende el sector de la plataforma continental situado al norte del cañón de La Fonera frente a la playa de Pals.

4.2.2.1 Area del Llobregat-Besós

Esta zona se caracteriza por la presencia de un cuerpo deposicional importante desarrollado por los prodeltas de los ríos Llobregat y Besós, que se extiende sobre la mayor parte de la plataforma continental. Frente a Barcelona la cuña prodeltaica alcanza casi el borde de la plataforma a 100 m de profundidad. Esta cuña se va biselando a profundidades progresivamente más someras, con una disposición paralela a la línea de costa, y frente a Badalona, se orienta perpendicularmente a la costa desapareciendo rápidamente. Este cuerpo deposicional se encuentra afectado por morfologías y estructuras secundarias de distinto tipo. Son frecuentes las ondulaciones y cicatrices originadas por fenómenos de deslizamiento y escorrimiento gravitacionales, principalmente en el prodelta medio del río Llobregat, mientras que no se han detectado en el río Besós (Fig. 1b). Por otra parte, son frecuentes también las zonas que presentan una alta absor-

ción acústica y respuesta opaca, originada por las acumulaciones de gas localizadas en los ambientes más proximales, hasta profundidades de 60 m en el prodelta del río Llobregat y de 30 m al sur del río Besós (Fig. 1b y c). En el resto de la plataforma continental, predominan las superficies de abrasión y las terrazas, que son fosilizadas por el cuerpo prodeltaico. Frente a la desembocadura del río Besós, a 65 m de profundidad, aparece un pequeño canal colmatado de poca continuidad.

El borde de la plataforma continental se sitúa a 100 ± 10 m enlazando suavemente con el talud continental, que es suave en esta zona. Se encuentra cortado por "gullies" que corresponden a la cabecera de algunos tributarios del sistema de cañones submarinos del Llobregat (Alonso et al., 1984; IGME, 1986). La parte superior del talud continental se ve afectada también por fenómenos de deslizamientos en masa, que se atenúan hacia el NE, apreciando depresiones de dimensiones variables o zonas onduladas, como resultado de paquetes deslizados hacia ambientes más profundos (Fig. 7b).

4.2.2.2. Area de Badalona-Blanes

La plataforma continental está caracterizada por el desarrollo de grandes depósitos arenosos, que constituyen el prisma litoral o localmente, los cuerpos de arena con un prisma sedimentario adosado (Fig. 3). Junto a estas grandes formas, aparecen también otras de menor entidad, como dunas y barras relictas, en ambientes de plataforma interna y media (Fig. 2a, b y d). En la parte oriental se desarrolla el prodelta del río Tordera, que se extiende hasta San Pol de Mar, prolongándose mar adentro de forma muy limitada (máximo 3 km), sin superar la isobata de 63 m. Este prodelta, en el que no se han detectado fenómenos gravitacionales ni acumulaciones de gas, presenta barras submarinas frente al eje del cauce del río Tordera (Fig. 1d). Desde estas barras y hacia el NE, el prodelta presenta solamente unos pocos cientos de metros de extensión. Todas estas morfologías deposicionales se emplazan sobre una superficie de abrasión. Localmente, frente a Badalona, esta superficie es ondulada a profundidades comprendidas entre 70 y 80 m o presenta afloamientos rocosos, como ocurre entre Mataró y Arenys a profundidades de 25 y 40 m (Fig. 5a).

Las terrazas y los resalte morfológicos están bien representados en este sector y aunque tienen una gran extensión longitudinal, se encuentran fosilizados en distintas

partes por prodeltas, cuerpos de arena o por el prisma sedimentario asociado (Fig. 2 y 3). A poca distancia de las barras submarinas de la boca del río Tordera hay una pequeña depresión que corresponde a la erosión submarina por flujos de mayor energía, originados durante las avenidas estacionales. Esta depresión, que no está completamente colmatada, se continúa hasta la cabecera de un tributario del cañón de Blanes (Fig. 6c).

En este sector de la plataforma, las líneas batimétricas se disponen oblícuas y en zig-zag a la actual línea de costa. Esta característica es heredada del Pleistoceno, no habiendo sido modificada durante la última transgresión, salvo en los ambientes litorales donde las isobatas son paralelas a la presente línea de costa.

La profundidad del borde de la plataforma continental es variable. En la vertical de El Masnou-Premiá se sitúa a 80 m, con una cierta pendiente, dando paso a un talud suave, que progresivamente se hace más profundo y abrupto hacia el norte, hasta que en la zona de la cabecera de los cañones del Besós y Arenys, donde es más suave, está a 150 ± 10 m de profundidad. En el resto de la zona, el borde del talud presenta una orientación SO-NE y se hace más somero hasta situarse a 120 ± 10 m en el flanco del cañón de Blanes.

El talud continental presenta tres plataformas pelágicas, delimitadas por los cañones submarinos. Localmente, el borde interno de las plataformas pelágicas está constituido por una depresión periférica (Fig. 8b), mientras que el borde externo puede tener una morfología ondulada, como resultado de deslizamientos gravitacionales (Fig. 8a). En el flanco del cañón de Blanes, el talud continental es inclinado y más suave que en la cabecera de los otros dos cañones. En este flanco existen abundantes "gullies" y son importantes los procesos gravitacionales, que llegan a controlar la migración del eje del cañón.

Los cañones del Besós y Arenys presentan características netamente diferentes (Fig. 7a). El primero está fuertemente encajado y es erosivo en su cabecera, siendo frecuentes los deslizamientos en masa, tanto en esta zona como en su flanco oriental. Por el contrario, el cañón de Arenys, está menos encajado y tiene un relleno importante, no habiéndose detectado erosión en el eje o zonas afectadas por fenómenos gravitacionales.

4.2.2.3. Área de Blanes-Punta de la Creu

Aquí la plataforma continental se caracte-

rizan por grandes superficies de abrasión, que se inician a profundidades de 80 ± 10 m frente a Punta del Faro y de 100 ± 10 m en el resto del sector, extendiéndose hasta el borde de la plataforma. En los ambientes más distales, las superficies se encuentran fosilizadas por una capa poco potente (50 cm) de fangos recientes. A menor profundidad de la terraza de 123 m, la superficie de abrasión es localmente ondulada, especialmente en aquellas zonas donde existe una cierta cobertura del Cuaternario, susceptible de ser modificada por las condiciones hidrodinámicas actuales. En este área han sido identificadas otras dos terrazas submarinas.

La naturaleza de los paleorrelieves que constituyen los afloramientos rocosos es muy variada y básicamente, se encuentran relacionados con las unidades miocenas en zonas en las que no existe recubrimiento cuaternario (Fig. 4b, 5b y c). Sobre estos relieves, se han desarrollado formaciones de algas calcáreas rojas o briozoos incrustantes, que edificaron pseudoarrecifes. Además de la gran superficie de abrasión con afloramientos rocosos (165 m^2) situada al SE de Punta del Faro, existen otras de mucha menor extensión en zonas más internas de la plataforma continental.

La parte interna de la plataforma, al contrario que las zonas ocupadas por las superficies de abrasión, es de fuerte pendiente reducida amplitud. La única morfología deposicional identificada es el prisma litoral, cuyo límite a partir de Punta de Garbí no queda claramente delimitado, al no existir ninguna ruptura de pendiente. Las características de este sector de la plataforma continental se continúan en la cabecera del cañón de La Fonera.

El borde de la plataforma continental se sitúa a 150 m en el flanco del cañón de Blanes y más profundo en el resto de la misma. Frente a la Punta del Faro y Punta de Garbí está a 190 ± 10 , sin embargo más hacia el norte, se va haciendo más somero hasta situarse a 150 m en el flanco del cañón de La Fonera. El talud continental es inclinado en el flanco de los cañones, pero muy suave en el resto del margen, de forma que la plataforma enlaza progresivamente con el talud. En éste se desarrollan dos plataformas pelágicas que se encuentran ligeramente entalladas por el Entrante de Palamós. En el talud continental aparecen únicamente deslizamientos en masa de poca importancia y una pequeña depresión periférica.

El flanco oriental del cañón de Blanes presenta abundantes fenómenos de deslizamientos gravitacionales (Fig. 7d). En él se forman "gullies" en la parte más proximal y en la parte más distal, tributarios de mayor

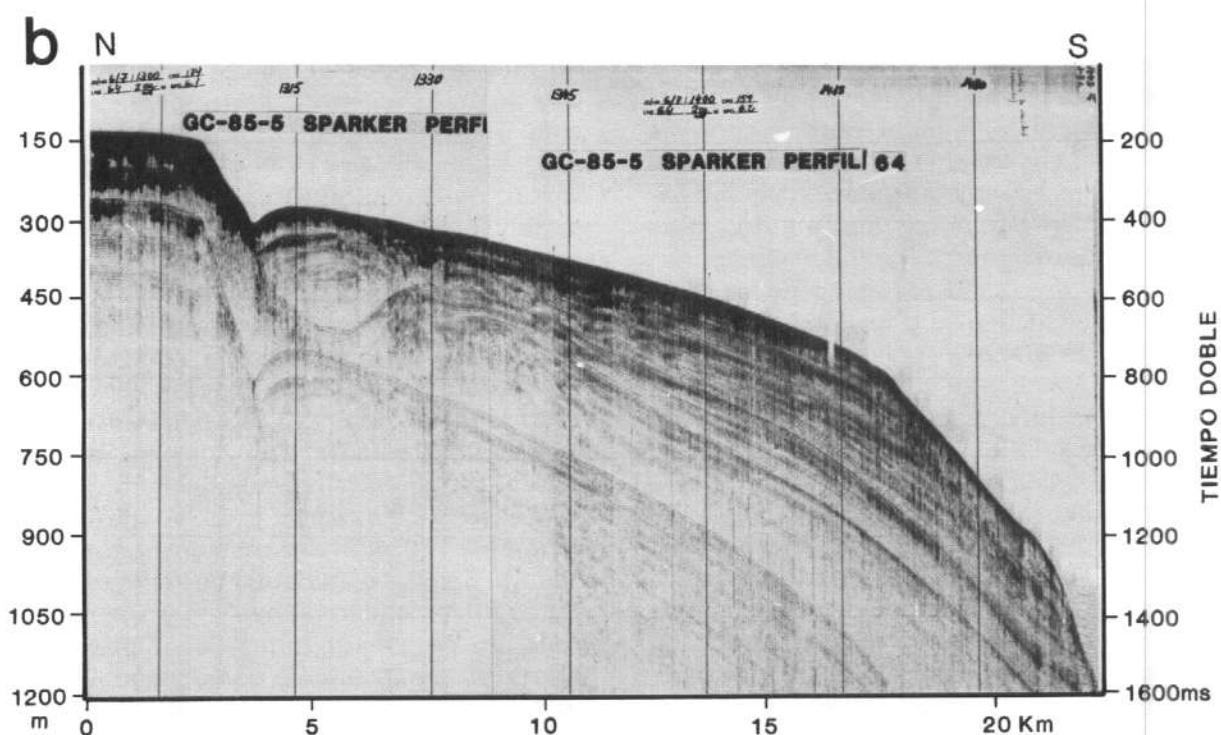
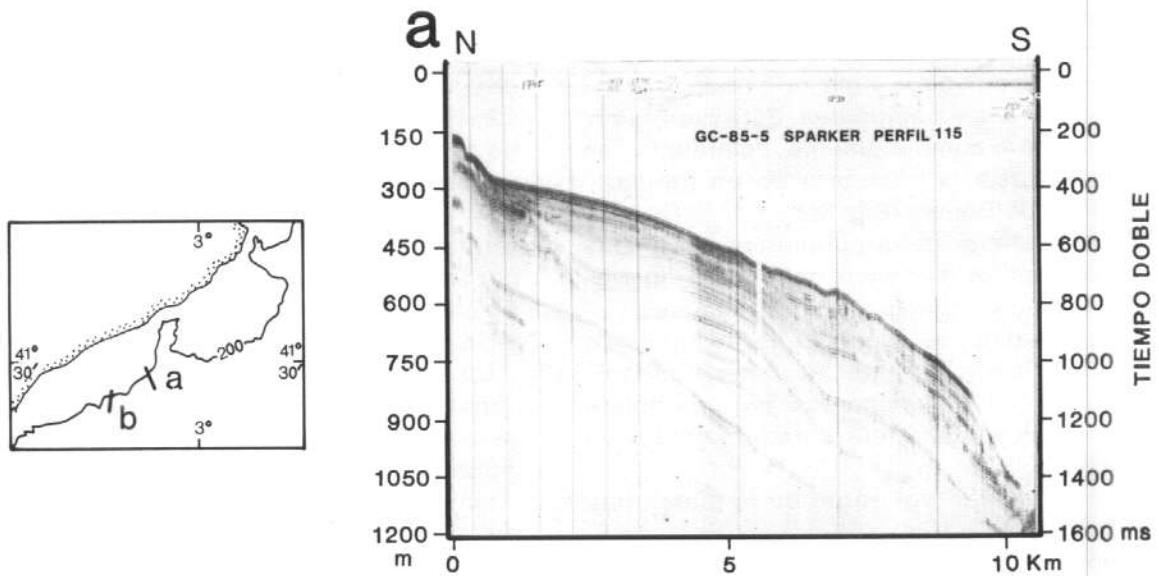


Figura 8.— Perfiles de sismica de alta resolución (SPARKER) mostrando diversos tipos morfológicos del borde de la plataforma y talud continental. (a) Talud con plataforma pelágica, en el que destacan morfologías irregulares debidas a deslizamientos gravitacionales en el borde de ésta. (b) Talud con plataforma pelágica, se puede observar un borde de talud abrupto, la depresión periférica al pie del mismo y la plataforma pelágica que hacia el borde externo aumenta su pendiente.

entidad que los del flanco occidental. El cañón de Sant Feliú y el Entrante de Palamós muestran un desarrollo incipiente y aparecen poco encajados, aunque se observa que alguno de sus tributarios es erosivo en la cabecera. Esta zona se encuentra afectada asimismo por fenómenos gravitacionales, que se iniciaron en el borde externo de las plataformas pelágicas. El cañón de La Fonera es muy encajado y de carácter erosivo únicamente en su parte más proximal, siendo frecuentes a lo largo de sus flancos los procesos gravitacionales. No se han identificado "gullies" en el mismo, aunque sí presenta tributarios muy encajados, pero con un cierto relleno sedimentario.

4.2.2.4. Área de Pals

Incluye la zona comprendida entre el cañón de La Fonera y el límite septentrional del grupo de Hojas, con un claro perfil convexo, reflejo de la estructura subyacente del margen continental (Got, 1973; Got et al., 1979). Parte del prodelta del río Ter queda incluido en esta zona, con una extensión reducida y desarrollándose hasta profundidades de 110 m. Bajo éstas y en las zonas situadas fuera de la influencia de la cabecera del cañón, la plataforma continental está constituida por una superficie de pendiente muy suave y uniforme sin resaltes morfológicos de ningún tipo, que enlaza con un talud continental suave. El prodelta del río Ter está afectado por procesos de escrurimientos y deslizamientos en masa que tienen lugar fundamentalmente en el prodelta medio, siendo el prodelta distal localmente más potente, debido a la presencia de paquetes transferidos gravitacionalmente desde el prodelta medio.

La plataforma continental adyacente a la cabecera del cañón de La Fonera tiene una morfología ondulada a profundidades de 150 m, debido a la presencia de depresiones con orientación N-S, que se atenúan hacia el norte al ser fosilizadas por los sedimentos fangosos de la plataforma y del prodelta (Fig. 6b). Tales depresiones no están relacionadas con ninguna red fluvial ni parecen tener un control estructural, siendo el resultado de cuerpos progradantes discontinuos fosilizados por una cobertura fangosa reciente.

4.3. TALUD CONTINENTAL

El margen continental del área que comprende estas Hojas es de tipo pasivo o atlántico (Heezen, 1974), si bien de unas zonas a otras, se observan diferencias notables en cuanto

a su morfología, estructura y naturaleza del basamento. Se pueden distinguir en esta zona tres tipos de margen: (1) margen progradante, (2) margen intermedio y (3) margen abrupto.

El margen progradante está caracterizado por taludes continentales con pendientes intermedias y perfil convexo-cóncavo que enlaza suavemente con la llanura abisal. Los principales relieves morfológicos son debidos a cañones submarinos, que cortan el talud continental. Este tipo de margen se extiende desde el límite meridional de las Hojas hasta el paralelo de Arenys de Mar, y entre el borde oriental del cañón de La Fonera y el límite septentrional del grupo de Hojas.

El margen intermedio presenta una gran irregularidad morfológica en la plataforma, talud y ascenso continental, debido a la influencia de los accidentes tectónicos del basamento. El límite externo de la plataforma se sitúa a profundidades de 150 a 170 m, excepto en la cabecera de los cañones submarinos, que cortan localmente a la plataforma a profundidades menores de 100 m. El recubrimiento sedimentario en estos márgenes es más delgado que en los márgenes progradantes, llegando a aflorar en ocasiones el zócalo paleozoico, paleógeno o mioceno. En la zona que cubre este estudio, el margen intermedio se encuentra limitado al sur por el paralelo de Arenys de Mar y al norte por el cañón de La Fonera.

El margen abrupto tiene una plataforma continental de extensión variable, aunque generalmente muy reducida. El talud continental se caracteriza por fuertes pendientes, que llegan a superar los 10° de inclinación con una pendiente continua y uniforme en toda su extensión. Este tipo de margen se localiza solamente en la parte externa del cañón de Blanes, entre márgenes de tipo intermedio.

En cuanto al talud continental cabe diferenciar tres tipos: (1) talud suave, (2) talud con plataformas pelágicas y (3) talud inclinado.

El talud suave alcanza una anchura promedio de 25 km con pendientes del orden de 3° a 4°. Este talud se localiza en el extremo meridional del grupo de Hojas frente a Barcelona y es difícil establecer su límite superior al existir un tránsito gradual, marcado por el borde de la plataforma continental en rampa, con un suave aumento de pendiente entre la plataforma y el talud.

El talud con plataformas pelágicas es de forma escalonada y presenta sectores de distintas pendiente (Fig. 8). El primer sector, de pendiente inclinada (3°-10°), se sitúa entre el borde de la plataforma y 150-200 m de profundidad. El segundo sector, de pendiente

suave (1° - 3°), se extiende desde la base del primero hasta batimetrías de 600-700 m. A esta superficie se la ha denominado plataforma pelágica. El tercer sector, de pendiente inclinada (5°) y perfil convexo, está comprendido entre el límite inferior de las plataformas pelágicas y el inicio del ascenso continental. Este tipo de talud se encuentra surcado por los cañones del Besós, Arenys, San Feliú y el Entrante de Palamós.

El talud inclinado se caracteriza por presentar las mayores pendientes (6° - 10°), desarrollándose localmente en las zonas correspondientes a la cabecera y flancos de los cañones submarinos de Blanes y La Fonera.

Las principales morfologías diferenciadas en el talud continental son: 1) cañones submarinos, 2) plataformas pelágicas y 3) depresiones periféricas. Sus características se describen a continuación.

4.3.1. CAÑONES SUBMARINOS

Los cañones estudiados comprenden tres grupos: 1) cañones de La Fonera y Blanes; 2) cañones del Besós y Arenys, y 3) cañón de Sant Feliú y Entrante de Palamós.

Los cañones de La Fonera y Blanes presentan sus cabezas entre 60 y 90 m de profundidad y a menos de 4 km de la línea de costa. Están fuertemente encajados y entallan una secuencia de materiales del Mioceno y Paleozoico. Muestran un marcado control estructural, puesto de manifiesto por el giro senestral que presenta el cañón de La Fonera en su cabecera, condicionado por las lineaciones estructurales de orientación NNO-SSE. La formación de estos cañones es posterior al Mioceno y sus cabezas presentan un perfil típicamente en "V", que pasa a mayor profundidad a un perfil de fondo plano. El perfil transversal muestra una pendiente media próxima a 4° y en sus flancos se producen los deslizamientos de mayores dimensiones y volumen del área estudiada (Fig. 7d).

Las cabezas de los cañones de Arenys y Besós se localizan en la parte superior del talud continental, a 200-400 m de profundidad. Están fuertemente encajados en formaciones Pliocuaternarias y a ambos se les atribuye el comienzo de su formación en el Cuaternario. El cañón de Arenys tiene en su cabecera tres tributarios, con perfil transversal en "V", que confluyen a profundidades de 800 m en el cañón principal; presenta un perfil de fondo plano de gran amplitud y una pendiente media de 3° (Fig. 7a). El cañón del Besós muestra una cabecera múltiple afectada por deslizamientos. Se encuentra fuer-

temente encajado, con un fondo irregular, siendo el único que mantiene un perfil transversal en "V" a lo largo de todo el recorrido cartografiado (Fig. 7a).

El cañón de Sant Feliú y Entrante de Palamós se inician entre 600 y 700 m de profundidad y se encuentran encajados en series del Pliocuaternario y Mioceno. Su génesis tuvo lugar en el Mioceno terminal. El cañón de San Feliú tiene un perfil en "V" muy irregular en su cabecera, pero está poco entallado y pasa rápidamente a ser de fondo plano, con un perfil longitudinal cuya pendiente es de 2° . El Entrante de Palamós está constituido por las cabezas de cinco pequeños cañones, tributarios de otros cañones situados fuera del límite del grupo de Hojas.

4.3.2. PLATAFORMAS PELÁGICAS

Las plataformas pelágicas son superficies de gran extensión situadas en el talud continental, con pendientes suaves (1° y 3°), que se extienden entre 150-200 m y 500-700 m de profundidad, habiéndose identificado cinco de las mismas, tres en el sector meridional y dos en el sector central. Dadas las implicaciones sedimentológicas de este tipo morfológico, no se ha representado como tal en signos convencionales, sino que se ha optado por representarlo únicamente en la leyenda de la zona marina como $Q_{3m} - Q_{4pp}$.

La plataforma pelágica situada más al oeste está limitada por el cañón del Besós en su extremo oriental y lateralmente, pasa de manera gradual al talud suave localizado frente a Barcelona. La segunda plataforma pelágica está limitada por los cañones del Besós y Arenys, tiene forma irregular y cubre una superficie de 72 km². Sus límites superior e inferior quedan bien definidos; el primero se sitúa aproximadamente a 200 m de profundidad con un fuerte cambio de pendiente del talud superior y el segundo, se encuentra a 500 m (Fig. 8b). La tercera plataforma se encuentra enmarcada entre los cañones de Arenys y Blanes y presenta una extensión de 210 Km² (Fig. 8a). Su límite superior es continuación de la plataforma continental, debido al talud en rampa, que hace difícil establecer el límite entre ambas plataformas. Las plataformas pelágicas segunda y tercera se encuentran unidas por un estrecho cinturón de aproximadamente 1,5 km de anchura, situado entre el talud superior y la cabecera del cañón de Arenys.

La cuarta plataforma pelágica situada hacia el este, se halla delimitada por el cañón de Blanes y el Entrante de Palamós y es la que presenta mayor superficie, extendiéndose sobre 340 km², con una forma muy irregular. Se encuentra entallada por los tributarios del cañón de Blanes, Sant Feliú y del

Entrante de Palamós. La quinta plataforma pelágica se sitúa entre el Entrante de Palamós y el cañón de La Fonera y su límite superior, como en la tercera plataforma, es continuación de la plataforma continental. Ambas plataformas están unidas también en su parte superior por un estrecho cinturón de tres kilómetros de anchura, entre el talud superior y el Entrante de Palamós.

4.3.3. DEPRESIONES PERIFERICAS

Estas depresiones corresponden a surcos situados entre el límite inferior del talud superior y la plataforma pelágica, localizándose en

las zonas donde el borde de la plataforma es abrupto. Han sido identificadas en los cinturones que enlazan la segunda con la tercera, y la cuarta con la quinta plataformas pelágicas, en los sectores meridional y central del grupo de Hojas (Fig. 8b). Se caracterizan por presentar una fuerte pendiente (7°) en el flanco del talud superior y una pendiente más suave ($3,5^\circ$) en el flanco opuesto, pudiendo alcanzar profundidades de hasta 20 m. Su formación se atribuye al efecto de las corrientes de contorno, generadas por la circulación general de masas de agua profundas, procedentes del golfo de León hacia el SO (Font, 1983), al incidir sobre el talud continental.



5. GEOLOGIA

5.1. PALEOZOICO

5.1.1. EL PALEOZOICO EN EL CONTINENTE

El estudio del Paleozoico de las Cadenas Costero Catalanas se inició en el siglo pasado, aunque las bases para su conocimiento no se establecieron hasta principios de siglo con los trabajos de Almera (1913, 1914). Con posterioridad hay que resaltar hasta la década de los 70, las aportaciones de Ashauer y Teichmuller (1935); Van der Sijp (1951); Fontboté y Julivert (1954); Puschman (1968); Viladevall (1978); Julivert y Martínez (1980). En la década actual, mucho más prolífica que las anteriores, han aparecido diversos trabajos a los que se hace referencia a lo largo del texto y que aportan un conocimiento mucho más preciso de la estratigrafía del Paleozoico de los Catalánides.

5.1.1.1. Cámbrico-Ordovídico (16, 17, 18, 19, 20, 14)

Los materiales más antiguos que pueden reconocerse afloran en las Guillerías y en la parte oriental del macizo del Montseny. Consisten en una serie pelítica con algunas intercalaciones de cuarcitas, calizas y margocalizas, además de rocas volcánicas y subvolcánicas ácidas y básicas, que por efecto del metamorfismo regional (de alta temperatura y baja presión), han dado lugar a una sucesión estratiforme de micaesquistos con niveles de mármoles, orto y paraanfibolitas, gneises leptiniticos y cuarcitas, con descenso del grado de metamorfismo a medida que se asciende

en la serie estratiforme, desde la isograda de la sillimanita-feldespato potásico, en los niveles más profundos, a la isograda de la biotita. Estos materiales han sido estudiados particularmente en las Guillerías (Van Der Sijp, 1951; Barnolas et al., 1983; Durán, 1985), donde la sucesión estratiforme, con un espesor próximo a los 3.000 m, se caracteriza (Barnolas et al., 1983) por la existencia de tres intercalaciones de gneises leptiniticos (17) (Gneises de las Guillerías) en la serie metapelítica (16), delimitando por lo tanto cuatro tramos metasedimentarios. Las únicas intercalaciones en la serie metapelítica representadas en la cartografía son los niveles de mármoles (18), muy abundantes en el tramo inferior, y el nivel de mármoles de la base del cuarto tramo de metasedimentos. Estos materiales presentan analogías con la serie de Canavelles del Pirineo oriental, ya señaladas por Viladevall (1978) y Barnolas et al. (1980) y su edad supuesta es cámbrica.

En las Gavarres (Barnolas et al., 1980; Barnolas y García Sansegundo, 1988) bajo los materiales del Caradoc-Ashgill, se reconoce una serie heterolítica (19) con niveles de lutitas y niveles arenosos de espesor centimétrico con algunas intercalaciones cuarcíticas más potentes, así como algún nivel de calizas. Aunque la sucesión estratigráfica de esta unidad no está suficientemente establecida en su totalidad, puede considerarse la presencia de dos tramos, el inferior con niveles cuarcíticos de espesor variable, que posee una importante intercalación de calizas (20) (Calizas de Bagur y de Sant Juliá de Ramis), atribuída erróneamente en la cartografía precedente al Silúrico-Devónico, y un tramo superior consistente en una ritmita de lutitas y areniscas centimétricas con un nivel de cuarcitas a techo. El espesor de estos materiales debe

sobrepasar ampliamente el millar de metros. Las analogías que presenta con la serie de Jujols del Pirineo oriental, especialmente en el tramo superior, fué señalada por Barnolas et al. (1980) y su edad supuesta es Ordovícica.

El resto de los Catalánides, la estratigrafía de los materiales atribuibles al Cámbrico-Ordovícico, no está bien establecida y corresponde en general a series predominantemente pelíticas. Se representan en la cartografía como un tramo indiferenciado (24).

5.1.1.2. Caradoc-Ashgill (21, 22, 23, 25)

La presencia de fósiles, especialmente braquípodos, de edad Caradoc-Ashgill, en niveles de grauwacas de la serie paleozoica de los Catalánides es conocida desde los trabajos de Almera (1982) y Barrois (1981), en los alrededores de Barcelona (Montcada y Gracia) y de Faura y Sans (1913) en el Montseny. A estos yacimientos hay que añadir los estudiados recientemente por Villas et al., (1987) en las Guillerías, dados a conocer por Durán (1985). Por otra parte Puschmann (1968) señaló la presencia de calizas del Ashgill en el Montseny, cuyo contenido faunístico ha sido estudiado por Haffenritcher (1979).

La sucesión estratigráfica de los materiales atribuibles a esta edad, es conocida de modo desigual en los distintos macizos de los Catalánides. Partiremos de la sucesión establecida para las Gavarres por Barnolas et al. (1980) y Barnolas y García Sansegundo (1988) y señalaremos las analogías y diferencias con los datos existentes de otros macizos. La sucesión de las Gavarres está formada por cuatro unidades estratigráficas, que son de muro a techo: un nivel discontinuo de conglomerados heterométricos de cantos cuarcíticos rodados y matriz pelítica de un espesor máximo aproximado de 50 m, no representado en la cartografía; un nivel potente de esquistos cuarzofeldespáticos y porfiroides derivados de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias ácidas con un espesor aproximado de 600 m (21); un nivel de limolitas y esquistos oquerosos (22) con fauna de braquípodos, que contiene una intercalación de calizas con abundantes restos de crinoideos (calizas de Mas Cals y Montnegre), con un espesor total para la unidad estudiada entre 675 y 1.000 m de espesor y, por último, lutitas azules (23) con algunas intercalaciones de areniscas (turbiditas) con un espesor estimado de 600-700 m. Estas cuatro unidades descritas se correlacionan con la Fm. Rabsa, Cava, Estana y Ansobell del Pirineo oriental respectivamente (Barnolas et al., 1980;

Barnolas y García Sansegundo, 1988).

En las Guillerías se reconoce perfectamente el nivel de conglomerados, así como la unidad vulcanoclástica y las pizarras azules (Barnolas et al., 1983). Según la columna estratigráfica establecida por Villas et al. (1987), los yacimientos con braquípodos de edad Caradoc-Ashgill se situarían por encima de las intercalaciones de rocas vulcanoclásticas ácidas y de los conglomerados.

En el Montseny, la serie descrita por Puschmann (1968) presenta diferencias significativas con la serie de las Gavarres. En primer lugar no se ha descrito la presencia del nivel conglomerático, ni la base de la serie de grauwacas. En segundo lugar, la unidad vulcanoclástica no se reconoce como tal y equivale a las grauwacas, correspondiendo por lo tanto a una serie mucho más retrabajada. Por último, la serie limolítica con intercalaciones de calizas y la serie de pizarras azules se reconoce perfectamente, correspondiendo esta última a las Pizarras del Avenco de este autor.

Tanto en las Guillerías como en el Montseny se ha optado por representar en la cartografía, dada la poca entidad de los afloramientos, todos los materiales del Ordovícico superior conjuntamente (25).

En el resto de los Catalánides, estos materiales son poco conocidos y hay que señalar únicamente la presencia de la unidad vulcanoclástica en los Pedritxes.

5.1.1.3. Silúrico (26)

Con esta notación se representa en la cartografía a la unidad litoestratigráfica formada por pizarras ampelíticas negras, que pertenecen en su totalidad al Silúrico. El espesor de esta unidad es de 150 a 300 m. Por la abundancia de fauna y graptolites que contiene, ha sido datada desde antiguo (Barrois, 1901; Greisling y Puschmann, 1965), lo que permite situar esta unidad en el Llandovery inferior a Ludlow inferior.

5.1.1.4. Silúrico-Devónico (27)

En los alrededores de Barcelona (Gracia, Vallcarca, Montcada), en la sierra de Montseny, en la parte oriental de la sierra de Montnegre y en las Gavarres (noroeste de Gerona y Montnegre), afloran un conjunto carbonatado de edad Silúrico-Devónico situado estratigráficamente por encima de las pizarras con graptolites. En todos los cortes estudiados: Santa Creu de Olorde (Walliser, 1964; Greisling

y Puschmann, 1965); Montseny (Puschmann, 1968) y Gavarres (Barnolas y García Sansegundo, 1988), pueden diferenciarse dos unidades dentro de la serie carbonatada: una inferior formada por calizas algo nodulosas con orthoceras y tallos de crinoideos, bastante masivas, de 30-40 m de espesor y una superior, formada por unos 50 m de calizas más o menos arcillosas, que pasan hacia la parte superior a margas con nódulos calcáreos y abundantes tentaculites. La unidad inferior ha sido datada por conodontos, atribuyéndola al tránsito Silúrico-Devónico (Pridoliense a Gediniense inferior). La unidad superior tiene una edad comprendida entre el Gediniense superior de la base y el límite Emsiense-Eifeliense del techo.

5.1.1.5. Carbonífero (28, 29)

La sucesión carbonífera comprende una parte basal de poco espesor, que representa una sedimentación condensada formada por lítitas, pizarras purpúreas o verdosas y calizas. El resto de la sucesión es una serie Culm típica. La parte inferior de la serie está formada por un nivel de lítitas con nódulos fosfatados de 10 a 20 m de espesor, de edad probablemente Tournasiense.

Sobre las lítitas se encuentra en algunas localidades (Montnegre), un horizonte carbonatado de 15-30 m de espesor formado por calizas, con estructura nodulosa en algunos casos, pero generalmente dolomitizadas. Sin embargo en otras localidades (alrededores de Barcelona), por encima del nivel de lítitas, se encuentran de 10 a 30 m de pizarras verdes y púrpuras con algunas capas delgadas interestratificadas de calizas, cuya edad debe corresponder al horizonte carbonatado previamente descrito. Este nivel ha proporcionado abundante fauna. En el Montnegre puede faltar el nivel de calizas en algunos lugares, siendo sustituido en este caso por un grueso nivel de conglomerados que pudiera indicar, que su ausencia se debe a erosión.

Sobre los niveles anteriores, se encuentra una potente serie de tipo Culm (flysch), que representa una sedimentación sintectónica. La edad de esta serie no se ha podido precisar hasta ahora, si bien podría corresponder al Viseiense superior (Ashauer y Teichmuller, 1935) y/o al Namuriense.

Los afloramientos carboníferos se localizan en los alrededores de Barcelona, en el Montnegre y en el Montseny.

La serie Culm está compuesta fundamentalmente de pizarras y areniscas, aunque también son frecuentes los conglomerados. Su

espesor es considerable, aunque dentro de este grupo de Hojas ocupa extensiones relativamente pequeñas debido a la erosión pretriásica. En el Montnegre y Montseny, se conservan varios centenares de metros de la serie.

5.1.2. EL PALEOZOICO EN EL MARGEN CONTINENTAL

En el margen continental, el Paleozoico se encuentra a profundidades progresivamente mayores a medida que se avanza mar adentro, debido a la acción de un sistema de fallas, predominantemente de dirección NE-SO. En general está recubierto de un importante conjunto de materiales mesozoicos, terciarios y cuaternarios de notable espesor.

Al sur del cañón de La Fonera se han realizado tres sondeos, alcanzándose el Paleozoico en dos de ellos. En esta zona, que es una continuación del macizo de las Gavarres, asciende por medio de una serie de fallas con dirección ENE-OSO. El Paleozoico aparece formado por pizarras gris oscuro a negras, limolíticas y micáceas con delgadas intercalaciones de areniscas cuarcíticas y/o cuarcitas. El grado de metamorfismo es bajo. Más hacia el norte está constituido por calizas das en algunos niveles, con venas de cuarzo y fracturas llenas de materia ferruginosa o cuarzo. Se han reconocido restos de algas (*Dvinella*), foraminíferos (probablemente *Archaeodiscus*) y restos recristalizados de crinoides. En esta zona sobre el Paleozoico, yace en discordancia el Terciario.

De acuerdo con la sucesión estratigráfica recientemente establecida para el Paleozoico de las Gavarres por Barnolas y García Sansegundo (1988), el primer tramo descrito se podría asociar a la unidad de Lutitas y Areniscas de Fitor de edad ordovícica, y el segundo, se correlacionaría posiblemente con la unidad de calizas de Can Riera, que presenta analogías con las calizas del límite Silúrico-Devónico de los Catalánides.

Finalmente cabe señalar que en el extremo septentrional de las Hojas se hace sentir la influencia de los sistemas de fracturas pirenaicos, correspondiendo este área a un horst paleozoico (límite nororiental) recubierto de materiales pliocuaternarios.

5.2. MESOZOICO

El Mesozoico en el ámbito terrestre solamente se encuentra representado por materiales del Triásico y sus escasos afloramientos se sitúan en las proximidades de

Badalona-Montbat y en las estribaciones occidentales del Montseny.

En el margen continental, aunque no aflora en ningún punto, por estar recubierto por una potente cobertura terciaria y cuaternaria, ha sido cortado en algunos de los sondeos realizados en el área, estando representados, a diferencia de la zona de tierra, el Triásico, Jurásico y Cretácico. El Mesozoico aparece estructurado en una serie de altos y cuencas, llenas de materiales terciarios, delimitados por un sistema de fallas de dirección aproximada NE-SO.

En la zona comprendida entre el extremo suroccidental de las Hojas y el cañón de Blanes, algunos de los sondeos realizados han alcanzado el Triásico, después de perforar materiales del Cretácico y Jurásico. Más hacia el norte, entre el cañón de Blanes y La Fonera, el Mesozoico disminuye de espesor, hasta desaparecer al sur del cañón de La Fonera, donde el Terciario se apoya sobre el Paleozoico.

5.2.1. EL MESOZOICO EN EL CONTINENTE

5.2.1.1. Triásico

Acerca del Trías de los Catalánides se han publicado numerosos trabajos (Virgili, 1958; Garrido y Villena, 1977; Anadón et al., 1979; Marzo, 1980; Mateu y Marzo, 1985; Salvany, 1986; Ramón y Calvet, 1987, etc.). Se caracteriza por una litofacies germánica: Buntsandstein terrígeno, Muschelkalk inferior carbonatado, Muschelkalk medio terrígeno y evaporítico, Muschelkalk superior carbonatado y Keuper terrígeno, evaporítico y carbonatado al techo.

Según Esteban y Robles, en Anadón et al. (1979), la serie triásica de los Catalánides comprende tres secuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades estratigráficas. Estas tres secuencias (T_1 : Buntsandstein y Muschelkalk inferior; T_2 : Muschelkalk medio y parte del Muschelkalk superior y T_3 : techo del Muschelkalk superior y Keuper), no coinciden con las cuatro megasecuencias o "unidades tectosedimentarias" definidas por Garrido y Villena (1977) para el Triásico de la Península.

De acuerdo con la hoja nº 35 (Barcelona) a escala 1:200.000 (1984), los materiales triá西icos afloran en pequeños retazos situados en Badalona-Montbat, y a lo largo de una franja SO-NE que se extiende desde San Feliú de Codines a El Brull, cuyos materiales serán descritos posteriormente, omitiendo los afloramientos de Badalona-Montbat, ya que su

elevada tectonización impide su estudio detallado. Desde un punto de vista estructural (Fontboté, 1954a y b), estos últimos afloramientos constituyen el zócalo de la Depresión terciaria del Ebro, donde los materiales triá西icos, a causa de la erosión pre-eocena han sufrido un progresivo biselamiento en dirección NE, faltando en consecuencia algunas de las unidades litoestratigráficas del Trías de los Catalánides definidas por Virgili (1958).

En la región estudiada, la sedimentación terrígena no siempre se inicia con la típica facies Buntsandstein, sino con el denominado nivel de brechas basales (Marzo, 1980). Este nivel, con una potencia variable entre 0,5-30 m, descansa discordantemente sobre un zócalo pre-estefaniense fuertemente rubefactado. Consiste en brechas formadas por elementos metamórficos y cuarzos filonianos, filitoarenitas, subarcosas y lutitas con frecuentes horizontes de paleosuelos calcáreos. Son de color rojo y representan depósitos coluvionales, que podrían haberse originado durante el Pérmico superior y/o parte del Triásico inferior.

5.2.1.1.1. *Scythiense-Anisiense* (*Facies Buntsandstein*) (30)

Su base está constituida por 0,5-5 m de conglomerados y/o areniscas conglomeráticas, que destacan sobre el nivel anterior o bien directamente sobre el zócalo. Son de color blanco o rojizo y su composición es esencialmente silícea, habiendo sido consideradas como depósitos originados por corrientes entrelazadas que fluían hacia el SSE- SO. El grueso de la facies Buntsandstein está integrado por la repetición cíclica de una serie de secuencias fluviales granodecrescentes, constituidas por un término arenoso, que grada verticalmente a un término lutítico, con frecuentes intercalaciones de paleosuelos calcáreos (Marzo et al., 1974). Esta unidad arenoso-lutítica pasa verticalmente a otra formada por lutitas versicolores, con intercalaciones de delgados horizontes arenosos en su base y pequeños niveles carbonatados al techo. Esta unidad, con una potencia de 20 a 35 m, representa el tránsito a la facies Muschelkalk. Se trata de un conjunto de sedimentos formados en amplias llanuras fangosas, situadas en las cercanías de la costa y en las que ocasionalmente podrían formarse evaporitas. Si se considera todo el conjunto, su espesor oscila entre los 150 m y los 180-200 m.

5.2.1.1.2. *Aniense (Facies Muschelkalk inferior) (31)*

Su potencia es de unos 75-80 m, distinguiéndose de muro a techo tres tramos:

- Dolomías basales (4-6 m).
- Calizas (20 m).
- Dolomías superiores (50-55 m).

Los carbonatos del Muschelkalk inferior parecen haberse depositado en amplias plataformas costeras, con ambientes inter a supralitorales hipersalinos y con lagoons de fondos localmente anoxibióticos y márgenes bioturbados (Esteban y Robles, en Anadón et al., 1979).

5.2.1.1.3. *Anisiense superior- Ladiniense inferior (Facies Muschelkalk medio) (32)*

Presenta unos 70 m de potencia, estando los 30 primeros metros constituidos por lutitas, verdosas amarillentas y sobre todo rojas, algunas intercalaciones de areniscas de color rojo y frecuentes niveles de yeso, aumentando hacia la parte media de la sucesión, la proporción de areniscas. Representan depósitos de llanuras fangosas, surcadas por corrientes efímeras y en las que localmente se ubicarían charcas evaporíticas.

5.2.1.1.4. *Ladiniense superior- Karniense (Facies Muschelkalk superior) (33)*

A causa de la erosión pre-eocena, únicamente aflora en el sector situado al O del río Congost, donde quedan 15-20 m de dolomías muy alteradas e intensamente corroídas por *Microcodium*. Estos materiales constituyen el techo de la serie triásica, ya que el Keuper, probablemente erosionado en su totalidad, no aflora en toda la región estudiada.

5.2.2. EL MESOZOICO EN EL MARGEN CONTINENTAL

5.2.2.1. **Triásico**

En la plataforma continental el Trías ha sido perforado, aunque no en su totalidad, en el sondeo Barcelona E-1. Los informes del mismo indican que, bajo el Jurásico, se perforó a 3.663 m de profundidad, una sección de dolomías marrón gris, ocasionalmente arcillosas y anhidriticas, con intercalaciones de areniscas y limolitas en la base, con aumento

de anhidrita. La datación palinológica para el intervalo 3.663-3.725 m de profundidad, dió una edad Jurásico inferior-Retiense.

Más al N, frente a Blanes, el Trías se cortó parcialmente y consiste en arcillas y limos rojos a marrón rojizos con trazas de anhidrita.

5.2.2.2. **Jurásico**

En la zona terrestre el Jurásico no aflora en ningún punto de la zona considerada. Según Anadón et al. (1979), la ausencia de sedimentos jurásicos y cretácicos probablemente obedece en parte a no deposición.

En el margen continental, debido al escaso número de sondeos realizados en la zona y a que éstos generalmente no llegan al Jurásico, la información es escasa. En el sondeo Barcelona E-1, suprayacente al Triásico y bajo el Cretácico inferior, se cortó el Jurásico con un espesor aproximado de 1.100 m (2.553-3.663 m). Está formado por dolomías marrones de grano fino, cristalinas, algo arcillosas y a veces arenosas en la base, con intercalaciones de arcilla negra. Las dataciones palinológicas indican una edad Jurásico inferior, para el intervalo 3.605-3.665 m y Jurásico medio (Bathoniense), para el comprendido entre 3.203-3.403 m.

5.2.2.3. **Cretácico**

Como ocurre con el Jurásico, el Cretácico no aflora en la zona terrestre. En el margen continental, en el área comprendida entre el extremo meridional del grupo de Hojas y el cañón de Blanes, se ha cortado generalmente en los sondeos realizados, aunque no completo. En todos los casos la sección atravesada corresponde al Cretácico inferior, no estando representado el Cretácico superior en ningún caso. Los sedimentos cretácicos yacen bajo el Terciario, correspondiendo el contacto a un paleorrelieve lleno de materiales terciarios.

El Cretácico inferior aparece formado por calizas beige a crema y ocasionalmente blancas, cristalinas o microcristalinas, a veces arcillosas. Contienen ostrácodos, moluscos, algas, lamelibranquios, etc., y presenta trazas de pirita y calcita. Los informes de los sondeos indican que las dataciones realizadas por micropaleontología y correlación entre sondeos dan una edad comprendida entre el Berriasiense y el Albiense. En el caso del sondeo Barcelona E-1, que ha cortado el Cretácico inferior completo, su potencia es de unos 1.500 m.

5.3. TERCIARIO

En el continente, el Terciario se encuentra representado por materiales paleógenos y neógenos. En general los primeros forman parte de la cuenca surpirenaica, mientras que los segundos aparecen rellenando cuencas de origen tectónico (La Selva, Vallés-Penedés, etc.), limitados por fallas de dirección NE-SO y NO-SE.

La litología y distribución del Terciario en el margen continental, se conoce fundamentalmente por los perfiles sísmicos de multicanal y los sondeos realizados por empresas petrolíferas. Por otro lado, su estudio también ha podido realizarse en parte con sísmica de alta resolución, al no alcanzar la cobertura plioquaternaria espesores grandes en algunas zonas.

En el margen continental la distribución de los materiales terciarios, así como sus espesores está condicionada por la tectónica. Esta, claramente distensiva, presenta direcciones estructurales paralelas a las que se observan en la Cordillera Costera. En general, el Paleógeno se localiza en el fondo de las distintas cuencas diferenciadas en el Mapa Morfoestructural, llegando a alcanzar notables potencias. El Mioceno yace en discordancia sobre el Paleógeno con un carácter claramente extensivo y llega a aflorar en algunas zonas de la plataforma. Dada la configuración estructural desarrollada, el Paleógeno y Mioceno puede llegar a faltar en los altos más importantes, que se distribuyen a lo largo del margen, tal y como ocurre en aquellos situados en la parte más meridional de las Hojas, en los que el basamento aparece recubierto por una cobertura plioquaternaria. En los altos estructurales situados a ambos lados del cañón de Blanes, las potencias del Terciario se reducen, pudiendo llegar a desaparecer, y encontrarse por tanto el basamento subafiorante.

El límite Mioceno-Plioceno corresponde a un paleorrelieve lleno de materiales plioceños, aunque éstos pueden llegar a faltar en algunos puntos. El Mioceno aflora al NE de la cabecera del cañón de Blanes.

5.3.1. PALEOGENO

5.3.1.1. El Paleógeno en el continente

Los sedimentos paleógenos aparecen en la zona nororiental de las Hojas (Bajo Ampurdán-Gerona) y occidental (Plana de Vic-Congost). Se trata de materiales que for-

man parte de la cuenca paleógena surpirenaica. En estos sedimentos, en gran parte marinos, está reflejada la evolución tectosedimentaria surpirenaica y constituyen una parte de los materiales autóctonos de dicha cuenca.

El Paleógeno ha sido objeto de numerosos estudios: Reguant (1967); Palli (1972); Kromm (1966, 1968 y 1969); Vía (1969); Ferrer (1971); Caus (1975). Recientemente Puigdefabregas et al. (1986), han establecido un análisis secuencial del Paleógeno surpirenaico catalán y su relación con el emplazamiento de los cabalgamientos surpirenaicos.

5.3.1.1.1. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas. Tramo Basal Infracreticense (34)

Este tramo agrupa la totalidad de los materiales detríticos del Paleógeno, en su mayor parte conglomeráticos, de color rojo y medio deposicional continental, infrayacentes al conjunto de materiales del Paleógeno marino del borde suroriental de la Depresión del Ebro. La edad de estos materiales se conoce a través de la edad de los marinos suprayacentes, por sus pasos laterales a éstos y también por la cuña de materiales existentes cerca de la base en Sant Martí Sacalm (Susqueda) de edad Ilerdiense medio, que Colombo (1980) ha podido seguir, hasta las proximidades de Sant Joan de Fàbregues, en las cercanías de Rupit ya dentro de las Hojas. La potencia de este tramo oscila entre 300 m en la Plana de Vic, hasta los 16 m en la playa de Pals.

La base de esta unidad cartográfica está formada por lutitas rojas con abundantes horizontes carbonatados (paleosuelos) (Fm. Mediona). Esta unidad litoestratigráfica aflora de forma discotínua, habiéndose reconocido y cartografiado en la hoja nº 332 (Vic) a escala 1:50.000 (IGME, 1983). Se apoya sobre materiales paleozoicos, graníticos o triásicos y su potencia varía entre 10 y 35 m. Su edad es Thanetiense superior, dada la presencia de *Microcodium* y *Vidaliella gerundensis*.

Sobre los materiales de la Fm. Mediona aparece una unidad, estudiada por Colombo (1980), en el área de Vic y cartografiada en la hoja nº 332 (Vic), que se denominó Fm. Vilanova de Sau. Se trata de una sucesión de materiales detríticos, predominantemente lutíticos en la base, que hacia el techo pasan a tener una mayor abundancia de canales arenosos y conglomeráticos.

Sobre estos materiales, en la Plana de Vic, existe una potente unidad conglomerática, con algún nivel de areniscas y lutitas con presencia de caliches, que Colombo (1980) definió

como Fm. Romagats. Esta unidad es sustituida lateralmente por las unidades marinas de la secuencia luteциense (Fm. Tavertet y Coll de Malla).

5.3.1.1.2. *Ilerdiense medio. Calizas arenosas y margocalizas con alveolinas (Fm. Orpi) (35)*

Esta formación aparece como una pequeña cuña intercalada en la serie continental de la base del Paleógeno, a la que se ha hecho referencia en el apartado previo. Ha sido estudiada en el afloramiento de Sant Martí Sacalm (Colombo, 1980). Su potencia nos supera los 5 m y está compuesta por calizas con alveolinas con intercalaciones de margas y areniscas. Constituye un nivel guía.

5.3.1.1.3. *Luteciense inferior y medio. Calizas arenosas y bioclásticas, Calizas nummulíticas (Fm. Tavertet) (36)*

Se caracteriza por una sucesión de calizas bioclásticas, con abundante contenido en clastos silícicos. De base a techo se pueden diferenciar tres tramos: un tramo inferior muy terrígeno, con abundantes miliólidos y alveolínidos, otro intermedio formado por una lumquela con nummulites y un tramo superior, sólo presente en los afloramientos meridionales, con abundancia de velates y ocasionalmente alveolínidos. Su potencia oscila alrededor de 50-60 m, pero se acuña rápidamente hacia el S.

5.3.1.1.4. *Luteciense superior. Margas azules (Fm. Coll de Malla) (37)*

Está formado esencialmente por margas azules y se caracteriza por la presencia de un tramo inferior, consistente en una alternancia de horizontes de acumulación de fauna y bioturbación con niveles margosos con fauna más escasa, y un tramo superior, constituido por términos arenosos y delgados niveles de calizas de alveolinas en una secuencia claramente somerizante. La potencia de la formación oscila entre 60 m en la Plana de Vic y el centenar de metros en los alrededores de Gerona.

5.3.1.1.5. *Luteciense superior (?) Bartoniente inferior. Areniscas y margas con glauconita (38)*

Se trata de los materiales predominantemente arenosos que se superponen a los del ciclo Luteciense, al norte del paralelo de Centelles. Afloran entre Vic y el Mediterráneo sobre las margas de la formación Coll de Malla, excepto al sur de la Hoja de Vic, donde lo hacen sobre la Fm. Romagats. Hacia el N, fuera de los límites de las Hojas, son transgresivos sobre los materiales rojos de la Fm. Bellmunt (Luteciense superior).

Los materiales cartografiados se caracterizan por la existencia de tres tramos bien definidos: el primero se inicia con un nivel poco potente (2 m) de areniscas a microconglomerados de color rojo y abundantes fragmentos bioclásticos rubefactados, seguidos de un paquete margoso con abundante glauconita y algún tramo de areniscas (Margas de Codol Dret). Hacia el E (Ruit), esta unidad pasa lateralmente a areniscas y margas en secuencias grano y estratocrecientes (areniscas de Rupit). El segundo tramo consiste en un paquete masivo con base erosiva y secuencia grano y estratodecreciente de areniscas con estratificación cruzada ("sand waves") (Fm. Folquerolles). El tercer tramo está formado por dos paquetes tabulares similares. Ambos están constituidos por una base margosa, un cuerpo principal de areniscas finas con restos carbonosos, bioclastos y glauconita abundante y por último, areniscas, de grano medio a grueso (Areniscas de Collsacabra).

La potencia de este tramo oscila desde un espesor superior a los 200 m en el sector nororiental de las Hojas, hasta desaparecer en las proximidades de Seva.

5.3.1.1.6. *Bartoniente inferior. Arenicas calcáreas, limolitas, margas y calizas (Fm. Collbas) (39)*

Este conjunto agrupa los materiales básicos de la transgresión "Biarritziense" al S de la falla de Seva. Los materiales de esta formación son predominantemente areniscas y limolitas, aunque en el Pla de la Garga, entre San Feliú de Codines y Centelles, incorpora materiales carbonatados (arrecifes coralinos y facies asociadas). Su potencia disminuye progresivamente de sur (150 m) a norte (25 m). El contenido faunístico es abundante, predominando los nummulites, equinidos, lamelibranchios y decápodos.

5.3.1.1.7. *Bartoliense-Priaboniense inferior. Margas, limos y arcillas gris azuladas con alguna intercalación de areniscas (Fm. Igualada) (40)*

Está formada por margas azules, con intercalaciones de limolitas y areniscas, que evolucionan lateralmente a las areniscas de Centelles y de San Martí Xic (Reguant, 1967). Su potencia máxima se localiza en Plana de Vic: 575 m, mientras que en el Bajo Ampurdán no sobrepasa los 250 m. La edad de esta formación, datada por macroforaminíferos (nummulites), varía desde el Bartoníense medio a un Priaboniense inferior en la Plana de Vic. En el Ampurdán se ha datado la presencia de un Priaboniense superior (Clavell, 1971).

5.3.1.1.8. *Bartoníense medio-superior- Priaboniense. Conglomerados, areniscas y margas (41)*

Está constituido por un conjunto de materiales de origen deltaico, que procedentes de los márgenes de la cuenca (Pirineos y Cataláñides), progradan hacia el interior de la misma. Las secuencias que aparecen, cuando están completas, están formadas por una base lutítica, seguida por areniscas y culminando, niveles conglomeráticos o arenosos con base erosiva y morfología de canal. Las secuencias están generalmente incompletas, truncadas por procesos de retrabajamiento marino, con barras litorales detriticas, barras de nummulites, grainstones bioclásticos y superpuestos a éstas, se encuentran los arrecifes de corales y algas rojas de la Fm. Tossa. Su edad, deducida por macroforaminíferos, es Biarritziense superior-Priaboniense inferior.

5.3.1.1.9. *Bartoníense-Priaboniense. Calizas con corales (Fm. Tossa) (42)*

Esta formación aflora extensamente en el área occidental de la Plana de Vic, a techo de las series marinas y en asociación con las facies deltaicas de la unidad anterior. Se trata de framestones de corales y algas rojas, con aspecto noduloso por su alto contenido en margas, que se disponen en afloramientos discontinuos (biohermos). Su potencia es reducida, inferior a 10 m, aunque ocasionalmente pueda alcanzar los 45 m.

5.3.1.1.10. *Priaboniense medio - superior (?). Yesos de la Noguera (43)*

En el límite superior de la serie eocena y en la parte centro occidental de la Plana de Vic, aflora una unidad de yesos, que ocasionalmente alterna y se superpone a margas arcillosas oscuras y niveles de areniscas. Corresponde a las facies marginales de la Cuenca Potásica Catalana. En el sector de Pont del Llop y La Noguera, la base de esta unidad la constituye un tramo eslumpizado de margas con bloques de yeso y areniscas.

5.3.1.1.11. *Arcillas rojas con niveles de areniscas y conglomerados grises (Fm. Artes) (44)*

Esta unidad está formada por arcillas y limolitas rojizas o abigarradas, en las que se intercalan abundantes paleocanales de areniscas y conglomerados. Los vertebrados hallados en Sant Cugat de Gavadons, permiten atribuir la base de la misma al Priaboniense superior.

5.3.1.1.12. *Estampiense. Arenas arcósicas y conglomerados (45)*

Este conjunto únicamente está representado en los alrededores de Campins con una potencia de unos 500 m. Anadón et al. (1973) distingue tres tramos: el inferior arcósico, con microconglomerados, que hacia el techo contiene intercalaciones de lignitos, se ha datado como Estampiense a partir de la presencia de Characeas y mamíferos. El tramo medio, de la misma edad, con unos 200 m de potencia, es de carácter lacustre y contiene abundantes ostrácodos y restos vegetales. El tramo superior es litológicamente análogo al primero, pero además contiene arcillas rojas. Puede corresponder al Oligoceno superior.

5.3.1.2. **El Paleógeno en el margen continental**

En el margen continental, todos los datos relativos al Paleógeno, proceden de los sondeos y perfiles sísmicos de multicanal realizados por las compañías petrolíferas. En general, los materiales paleógenos yacen en discordancia bajo el Mioceno y son suprayacentes al Mesozoico o Paleozoico según las áreas,

no aflorando en ningún lugar. Su distribución y espesor están condicionados por la tectónica. Así, los mayores espesores de paleógeno se han depositado en grandes surcos limitados por fallas, principalmente en aquellos que se sitúan paralelamente a la costa, mientras que en los altos estructurales llega a desaparecer.

Sísmicamente el Paleógeno se encuentra representado por un conjunto de reflectores fuertes y continuos. Su techo, que aparece claramente definido en los perfiles sísmicos, corresponde a la discordancia con el Mioceno. No obstante su base es difícil de seguir, debido a las irregularidades que presenta el contacto con las unidades subyacentes.

Dentro de las cuencas definidas en el Mapa Morfoestructural, se han localizado dos fosas tectónicas principales, en las cuales se concentran la mayor parte de los materiales paleógenos. Al suroeste y con directrices NE-SO, está la Cuenca de Barcelona, que se extiende entre el borde occidental de las Hojas y, aproximadamente, el meridiano de Mataró. En el sector norte, se encuentra la Cuenca de Sant Feliú de Guíxols, situada aproximadamente entre el meridiano de Lloret de Mar al oeste, y prácticamente el borde oriental de las Hojas, presentando directrices de tendencia ENE-OSO. Ambas fosas muestran un carácter asimétrico; hacia la costa y contra la falla presentan un borde abrupto, mientras que hacia mar abierto, su morfología es más suave, debido a la existencia de un sistema de fallas que produce la elevación de su borde de forma progresiva. La base del terciario puede llegar a encontrarse a más de 6.000 m de profundidad, con espesores para la serie paleógena de hasta 1.500 m.

En la Cuenca de Barcelona, los materiales de esta edad presentan una litología compleja. De acuerdo con datos derivados de los sondeos realizados en esta zona, pueden diferenciarse cuatro tramos principales para la serie paleógena, que según los informes de los sondeos son de edad Eoceno superior a Oligoceno. Su descripción es la siguiente:

—Un tramo basal constituido por conglomerados o brechas calcodolomíticas, con frecuentes intercalaciones de calizas micríticas con ferruginizaciones y anhidrita. Dicho tramo se ha interpretado como depósitos pertenecientes a facies aluviales. Localmente pueden contener un tramo arenoso en la parte inferior.

—El segundo tramo corresponde a un conjunto de facies lacustre evaporítico y está constituido bien por yesos con intercalaciones de calizas arcillosas microcristalinas, o

bien por arcillas anhidríticas.

—El tercer tramo consiste nuevamente en una brecha conglomerática calcodolomítica, con intercalaciones de calizas y arcillas con anhidrita, habiéndose interpretado como perteneciente a facies fluviales.

—El cuarto y último tramo es predominantemente arcilloso y se caracteriza por la presencia de arcillas limosas y arcillas anhidríticas, con intercalaciones de niveles areniscosos, dolomíticos y anhidríticos. Se trata de una alternancia de facies lacustres y marítimas.

De manera general debe indicarse que el Paleógeno yace en discordancia sobre el Cretácico inferior. Su espesor es máximo (aproximadamente 1.000 m), en las proximidades del sondeo Barcelona C-1 (Mapa Morfoestructural), de acuerdo con los datos aportados por el mismo y por los perfiles sísmicos. Hacia el SO las potencias se mantienen, mientras que hacia el SE disminuyen. Mar adentro, en el alto situado a la altura del paralelo 41°16', el Terciario desaparece, si bien cabe admitir la existencia de materiales paleógenos en pequeñas cuencas situadas entre los altos. Hacia el NE su espesor disminuye hasta desaparecer aproximadamente frente a Mataró, en el alto de Arenys de Mar, al acuñarse contra el Cretácico. En el citado alto estructural se han perforado los sondeos Barcelona D-1 y E-1. En el primero, el informe del sondeo indica que atravesó una serie poco potente (75 m), datada como Paleógeno. Los primeros 45 m fueron datados como Cretácico superior-probable Paleoceno ("Garumnense"), y estaban constituidos por calizas recristalizadas procedentes de calizas margosas en facies lacustres, mientras que los últimos 30 m fueron datados como Oligoceno superior-Mioceno, y se pueden describir como una arcilla calcárea gris con pasadas de calizas microcristalinas, también en facies lacustres.

En el área comprendida entre el cañón de Blanes y el cañón de La Fonera, es probable la presencia de materiales paleógenos en el fondo de las cuencas que circundan el gran alto estructural de dirección E-O que ocupa la zona central (Alto de Tossa), como ocurría en el área anteriormente descrita. Sin embargo debe mencionarse la existencia de la Cuenca de Sant Feliú, donde el Paleógeno alcanza una potencia considerable (aproximadamente hasta 1.900 m). Esta fosa se encuentra limitada en su borde septentrional por fallas de tendencia NE-SO y E-O, mientras que hacia el sur asciende progresivamente por un sistema de fallas ENE-OSO. La cuenca se encuentra compartimentada en sentido longitudinal según fallas de directriz NNE-SSO. Así, el

espesor de la serie paleógena, aumenta notablemente hacia el NE.

A partir de los informes de los sondeos realizados en este área, los materiales paleógenos son generalmente de edad eocena (?) y oligocena y se caracterizan por la existencia de numerosos cambios de facies, lo cual es típico de una sedimentación próxima o asociada a bordes de cuencas tectónicamente activas. Hasta el Eoceno superior o transición Eoceno-Oligoceno, la sedimentación paleógena en el surco de Sant Feliú se caracteriza por su marcado carácter continental, y por la existencia de situaciones ambientales áridas. El borde norte de la cuenca era activo y la sedimentación presentaba una evolución de sus facies según una dirección aproximada N-S, pudiéndose definir un modelo sedimentológico de abanicos aluviales continentales en clima árido, con facies distales de "playa-lake", progradando hacia el interior de la cuenca, en la que pueden encontrarse facies incluso de carácter evaporítico.

En el borde de la cuenca se encuentran secuencias predominantemente terrígenas, donde las facies más distales están cubiertas verticalmente por facies progresivamente de carácter más proximal. Las facies más distales están constituidas por areniscas arcosas, parcialmente conglomeráticas, con intercalaciones de arcillas, limos y lentejones de caliza y anhidrita, mientras que las facies proximales se encuentran formadas por una alternancia de areniscas conglomeráticas y brechas conglomeráticas con pequeños lechos de arcilla, limo, caliza y anhidrita. Hacia la parte meridional de la cuenca, estas facies pasan gradualmente a mostrar un carácter lacustre y evaporítico y están constituidas por calizas arcillosas y margas laminadas con anhidrita.

Durante el Oligoceno se produce una activación de los procesos de formación de la fosa. Tal y como se desprende de los datos de los sondeos efectuados, se han encontrado facies de carácter continental (abanicos y ríos "braided") y transicionales (lacustres, áridos y marinos someros). A ambos lados de la cuenca existen facies de carácter continental, principalmente margas calcáreas y arcillas limosas con intercalaciones de areniscas calcáreas y microconglomerados, que hacia techo pasan a conglomerados y microconglomerados con intercalaciones de margas calcáreas. Se trata de medios de sedimentación de abanicos aluviales con facies distales de tipo lacustre. Estas facies continentales pueden relacionarse con las arcillas, areniscas y conglomerados de la Formación Artés o más probablemente con las arcosas, margas lacus-

tres y conglomerados de Campins.

En los bordes del extremo nororiental de la cuenca, se desarrolla sobre la serie continental un conjunto de materiales detríticos, constituidos por areniscas calcáreas y/o dolomíticas, los cuales deben corresponder a sedimentos pertenecientes a medios marinos de transición y plataforma.

En conjunto, se trata de un sistema deposicional de abanicos aluviales bajo clima árido, con facies distales de tipo lacustre o incluso marino somero.

Cabe indicar finalmente, que en todos los sondeos considerados para este sector, se ha encontrado una serie alternante de conglomerados, areniscas conglomeráticas, limos, arcillas y margas arcillosas que yacen en discordancia sobre los materiales anteriormente descritos. Esta serie se ha identificado como el Grupo Alcanar y presenta facies marinas de transición.

5.3.2. NEOGENO

5.3.2.1. El Neógeno en el continente

Los materiales de esta edad se presentan rellenando cuencas bien diferenciadas, tanto por su morfología como por encontrarse claramente definidas en el espacio, si bien responden a un mismo mecanismo estructural. Todas ellas son de origen tectónico, quedando expuesta su configuración por las principales direcciones de fracturación: NE-SO y NO-SE. Estas cuencas son: las del Bajo Ampurdán situada al NE de las Hojas, la de La Selva, la del Vallés oriental que constituye la terminación oriental de la cuenca Vallés-Penedés, y finalmente las relacionadas con los pequeños retazos neógenos que afloran en el Llano de Barcelona.

5.3.2.1.1. Bajo Ampurdán

—Mioceno superior (Vallesiense-Turolien-
se). Arcillas versicolores con intercalaciones
de arenas y conglomerados (52)

Los afloramientos del Mioceno superior se localizan en el sector meridional de la cuenca, siempre con potencias reducidas, habiéndose determinado un espesor máximo observable de 200 m en las áreas centrales de la misma. Las series están formadas por materiales depositados en un medio continental y litológicamente corresponden a arcillas de diversos colores, con intercalaciones de niveles lenticulares de arenas y conglomerados,

los cuales presentan una mayor frecuencia hacia techo.

Los materiales detríticos groseros aparecen en forma de canales, organizados internamente según ciclos granoclasificados en posición inclinada, adivinándose estructuras tractivas. Esto lleva a pensar en medios de deposición de abanicos aluviales con zonas canalizadas, y áreas sólo inundables en períodos de crecidas en las que se depositaban los materiales arcillosos. Los aportes dominantes procedían del sur, es decir, del macizo de Las Gavarres.

La datación del Neógeno continental del Ampurdán ha sido resuelta por Gibert (IGME, 1979 a y b) mediante el estudio de microforaminíferos realizado para las hojas nº 296 y 334 (Toroella de Montgrí y Gerona), reconociendo en el Mioceno los pisos Vallesiense y Turolense.

—*Plioceno. Conglomerados, arenas y arcillas rojas (56)*

Se trata de un conjunto de afloramientos dispersos, que tanto por sus características litológicas, como por apoyarse discordantemente sobre el Mioceno, se atribuyen al Plioceno. Las series están constituidas por conglomerados de cantos redondeados, dispuestos en capas lenticulares que corresponden a facies detríticas groseras dentro del modelo sedimentológico del Ampurdán. Se interpretan como depósitos de abanicos aluviales.

5.3.2.1.2. *Depresión de la Selva*

La Depresión de La Selva corresponde al extremo septentrional de la fosa prelitoral catalana y aparece asociada a dos sistemas de fracturas NE-SO y NO-SE, que han levantado los bloques hercínicos circundantes, cuya dovela hundida constituye el zócalo de la misma. El hundimiento debió producirse a impulsos, como lo demuestra la evolución morfológica de los bloques que la limitan y la naturaleza de los sedimentos que la rellenan.

—*Mioceno superior-Plioceno. Arenas arcosas, arcillas y conglomerados (53)*

Este conjunto consiste principalmente en arcillas blanquecinas poco cementadas, con lentejones de elementos más groseros, que pasan gradualmente a tener un carácter más arcilloso hacia el norte, al proceder de la alteración de la zona esquistosa de Las Gavarres. La potencia de estas series varía entre 35 y 200 m. En Caldes de Malavella, estos materiales presentan alteraciones geyserianas, provocadas por manifestaciones tardías de actividad

tectónica. Las arcillas pasan a arcillas silíceas compactadas, con frecuentes rellenos de ópalo y calcedonia.

En conjunto, los sedimentos que rellenan esta depresión, se interpretan como productos de la erosión de los relieves circundantes (graníticos en su mayor parte y pizarrosos), transportados mediante sistemas de abanicos torrenciales hacia el interior de cuencas. El funcionamiento del aparato sedimetológico debió continuar durante el Cuaternario. La datación paleontológica de estos materiales no es precisa, si bien la presencia sobre las arcillas de conglomerados similares a los que en el Ampurdán se apoyan sobre el Mioceno, induce a pensar en esta edad para los materiales descritos en este apartado.

—*Plioceno. Conglomerados (56)*

Estos materiales son similares a los descritos para el Ampurdán, lo que unido a su posición estratigráfica, hace que puedan ser atribuidos al Plioceno. En 1948, Solé los describió como capas de 1 a 2 m de espesor, con cantos groseros de 20 a 30 cm de diámetro, mal cementados por una pasta arcillosa rojiza.

5.3.2.1.3. *El Vallés oriental*

Corresponde esta depresión a la terminación oriental del graben del Vallés-Penedés, y se encuentra rellena por depósitos continentales de carácter fluvio-torrenciales, en los que se ha distinguido el Mioceno medio superior. Debajo de estos materiales existe una potente serie plegada atribuída al Oligoceno medio-superior (Campsins).

—*Mioceno medio. Arenas arcosas y conglomerados (46)*

Esta facies se presenta adosada a la Cordillera Litoral y se apoya discordantemente sobre el granito, fosilizando un paleorrelieve. Está compuesta por arenas arcosas y conglomerados de cantos heterométricos de composición granítica y filoniana, atribuyéndoseles una génesis torrenciales. Posee un desarrollo irregular con un máximo de espesor en la zona oriental, donde puede alcanzar los 1.000 m.

—*Mioceno superior (Vallesiense). Arcillas amarillentas con lentejones de areniscas y conglomerados (48)*

Este tramo se encuentra constituido esencialmente por arcillas que contienen una abundante fracción grosera, que incluye desde lentejones de arena a verdaderos niveles de conglomerados. Hacia el este, se acuñan

progresivamente hasta desaparecer en las proximidades de San Celoni, mientras que hacia el SO adquieren una mayor importancia. Estas facies han sido datadas mediante el estudio de microforaminíferos por Santafé et al. (1979) y por Agustí y Gibert (1979) como Vallesiense terminal.

En 1973, Rosell et al., distinguieron tres subunidades detríticas que de O a E son las siguientes: "Cono de deyección de las Fonts de Terrassa", "Cono de deyección del Cementerio de Castellar del Vallés ó Abanico de Sentmenat" y "Arcosas del S de Caldes de Montbui". De éstas, sólo las dos últimas aparecen en la zona y su descripción es la siguiente:

a) Cono de Castellar del Vallés o Abanico de Sentmenat. Conglomerados grises (49)

Se trata de una serie conglomerática con cantos de pizarra, granitoídes y en menor proporción rocas filonianas, cuarzo y caliza, siendo la matriz arenó-arcillosa. Estos conglomerados, siempre en disposición canaliforme, se interpretan como el producto de la sedimentación de pequeños abanicos aluviales con facies muy proximales, procedentes de la Cordillera Prelitoral.

b) Arcosas del Sur de Caldes de Montbui. Arcillas y arenas arcósicas (50)

Esta facies se extiende por el borde N del Vallés oriental y está formada por arenas y arcillas arcósicas procedentes de los granitos de la Cordillera Prelitoral. La matriz es arcillosa y prácticamente no presenta cemento, incluyendo localmente cantos aislados de rocas aplíticas y porfídicas, así como niveles de conglomerados.

—*Mioceno superior*. Conglomerados poco cementados, arenas y arcillas con matriz arenó-arcillosa (51)

Estas facies representan el equivalente lateral de las Areniscas del S Caldes de Montbui, las cuales afloran en el extremo más oriental de la depresión, y están constituidas por conglomerados mayoritariamente de cantos pizarrosos, que se disponen de forma caótica, presentando intercalaciones esporádicas de arenas y arcillas arenosas. Tales conglomerados representan el último tramo del Mioceno en el Vallés oriental, y se les atribuye una edad Vallesiense-Turoliense, según la fauna encontrada en sus equivalentes laterales (Bataller, 1926 y Solé, 1936).

5.3.2.1.4. *EL Llano de Barcelona*

El Llano de Barcelona corresponde al área

que se extiende al pie de la Sierra de Collcerola, entre los ríos Llobregat y Besós. Sólo ha podido observarse un gran afloramiento (Montjuïc), correspondiendo el resto de los datos a los sondeos efectuados. El carácter fraccionario de los mismos imposibilita hacer un análisis de facies que permita conocer el medio en el que se depositaron los materiales, si bien debía tratarse de una zona costera del mar mioceno. Litológicamente, se caracterizan por ser facies detríticas y desde el punto de vista paleontológico, por contener fauna bentónica y litoral, con niveles de flora.

—*Serravalliene-Tortoniense*. Arcillas azuladas, arenas cuarcíticas y arenas lumaquáticas (47)

Se trata del Mioceno marino de Montjuïc y se encuentra constituido por arenas gruesas, localmente conglomeráticas, con laminación cruzada, que alternan con capas arcillo-sas o limolíticas con estratificación fina y fuerte bioturbación, siendo característica la s donde abundan las turritellas (Villalta y Rosell, 1965). Se ha estimado una potencia de 150 m para esta serie. El conjunto se interpreta como una serie deltaica más o menos influenciada por la acción de las mareas.

—*Mioceno medio-superior*. Conglomerados, arenas y arcillas (51)

Se trata de facies continentales que aparecen en los afloramientos del Turó de Montgat y en el valle del Besós, entre Badalona y Santa Coloma, constituidos por conglomerados rojizos con predominio de cantos de pizarra y lidita, en una matriz arenó-arcillosa. Presentan un carácter torrencial y la potencia estimada para esta serie es del orden de los 50 m.

En el techo aparece una alternancia detrítica margosa con restos de plantas datadas como "Pontienses" (Vicente, 1964), lo que unido al hecho de que estas facies se apoyan sobre el Mioceno marino y teniendo en cuenta, las relaciones con las facies del Mioceno del Vallés, permite considerarlas como Mioceno superior o tal vez medio.

5.3.2.2. **El Neógeno en el margen continental**

5.3.2.2.1. *Mioceno*

La litología y distribución del Mioceno en el margen continental de las Hojas son conocidas fundamentalmente por los perfiles geofísicos de multicanal y por los sondeos realizados por empresas petrolíferas. Sin embargo,

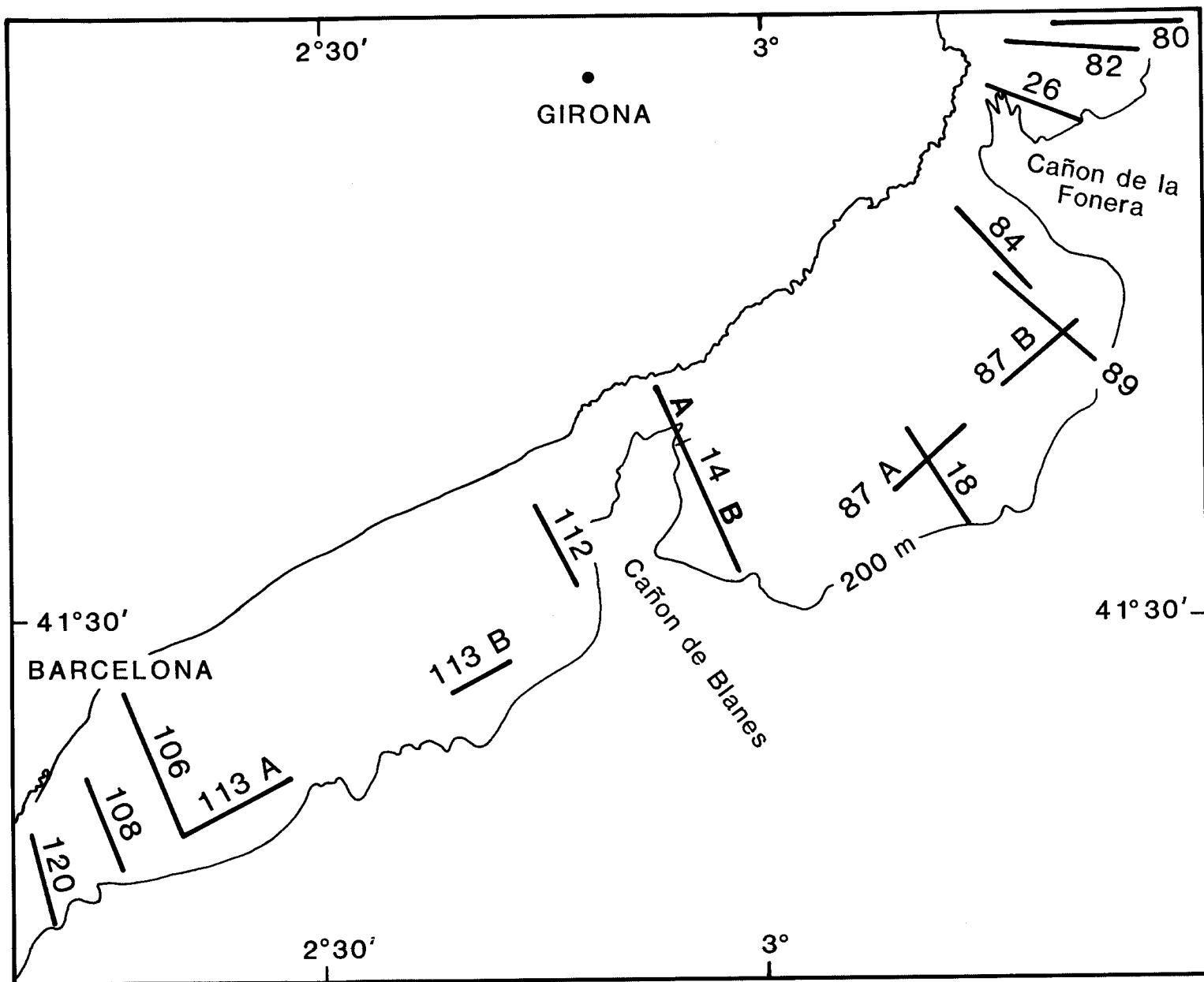


Figura 9.— Mapa de situación de los perfiles más representativos de sismica de alta resolución (GEOPULSE).

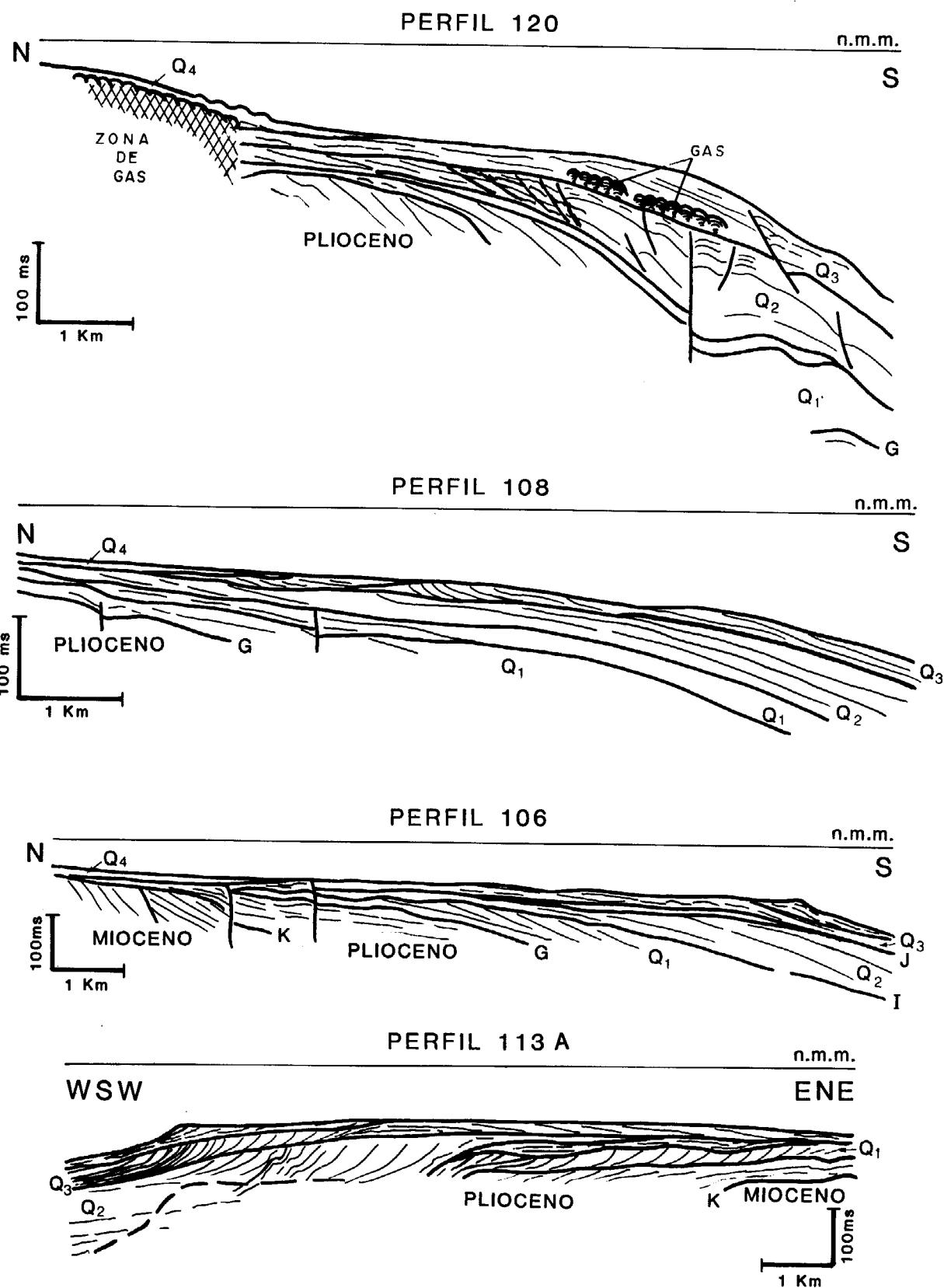
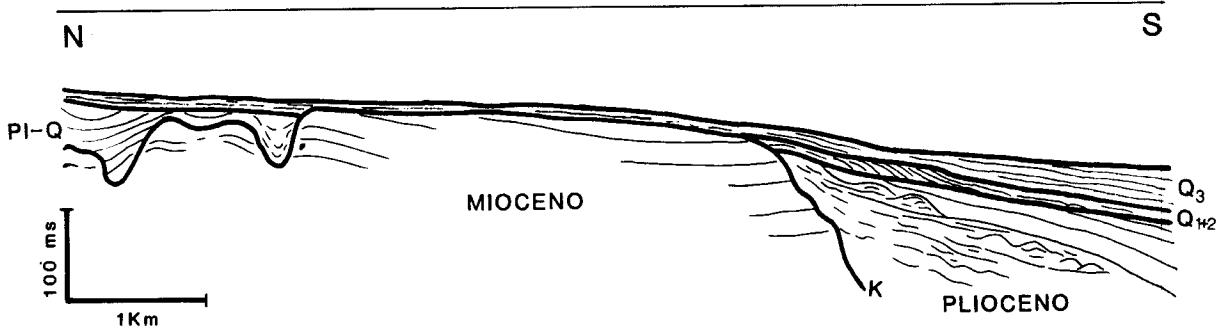


Figura 10.— Interpretación sintética de los perfiles sísmicos. Ver situación en la Fig. 9. (K: superficie de erosión finiomocena; G: límite Pliocuaternario; Q₁: Pleistoceno inferior; Q₂: Pleistoceno medio; Q₃: Pleistoceno superior; Q₄: Holoceno). Escala vertical en tiempos dobles.

PERFIL 112

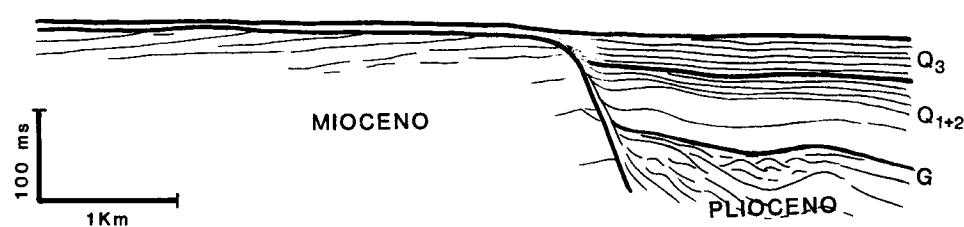
n.m.m.



PERFIL 113 B

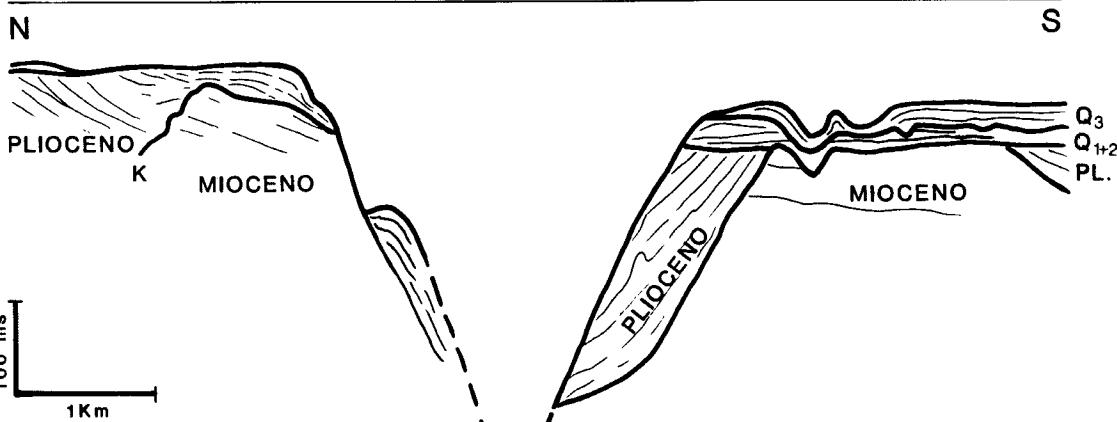
n.m.m.

SW NE



PERFIL 14-A

n.m.m.



PERFIL 14-B

n.m.m.

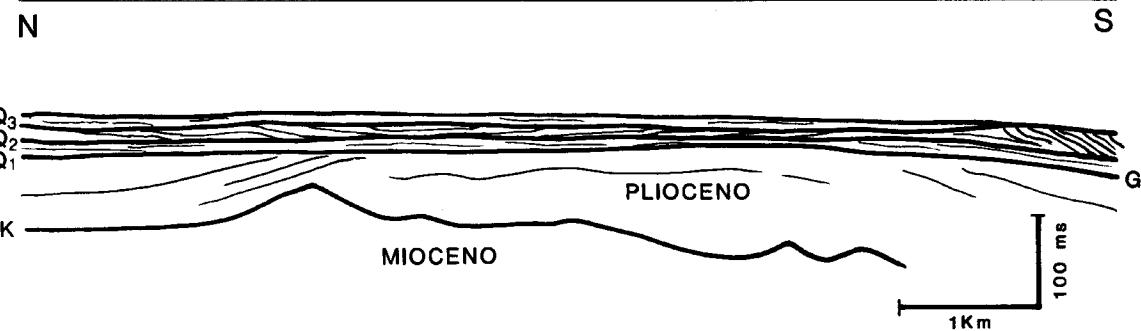


Figura 11.— Interpretación sintética de los perfiles sísmicos. Ver situación en la Fig. 9. (K: superficie de erosión finimiocena; G: límite Pliocuaternario; Q_1 : Pleistoceno indiferenciado; PI-Q: Pliocuaternario; Q_1 : Pleistoceno inferior; Q_2 : Pleistoceno medio; Q_{1+2} : Pleistoceno inferior y medio; Q_3 : Pleistoceno superior. Escala vertical en tiempos dobles.

PERFIL 18

n.m.m.

N

S

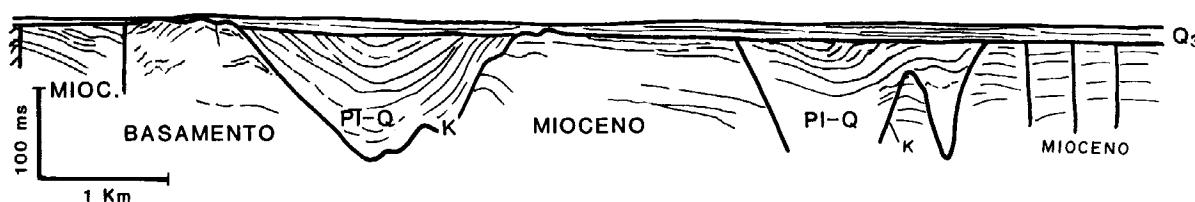


PERFIL 87-A

n.m.m.

SW

NE

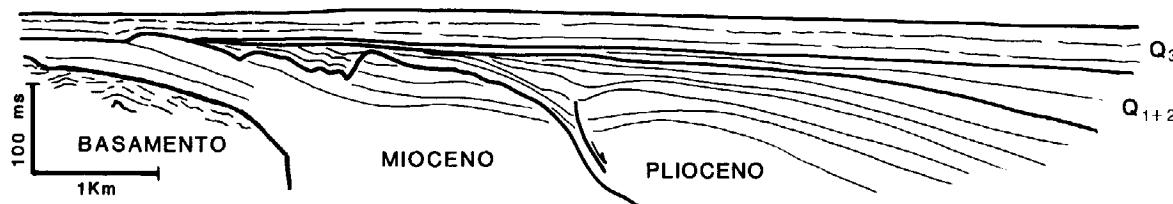


PERFIL 87-B

n.m.m.

SW

NE



PERFIL 89

n.m.m.

NW

SE

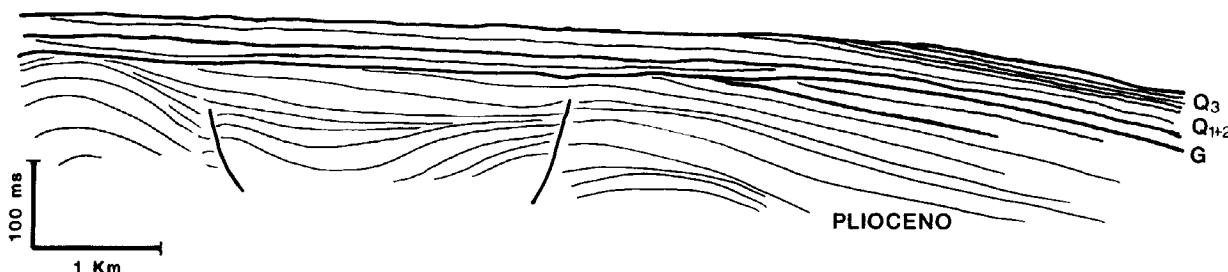


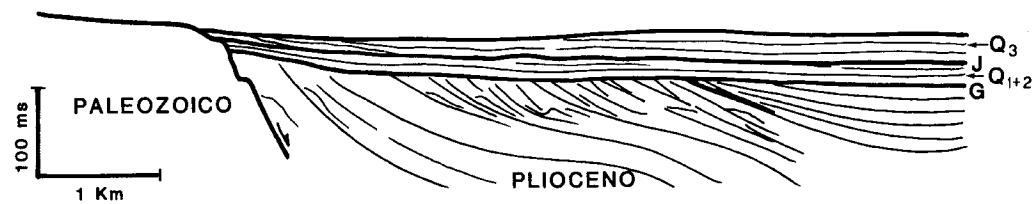
Figura 12.— Interpretación sintética de los perfiles sísmicos. Ver situación en la Fig. 9. (K: Superficie de erosión finimiocena; G: límite Pliocuaternario ; PI-Q: Pliocuaternario indiferenciado ; Q₁₋₂: Pleistoceno inferior-medio; Q₃: Pleistoceno superior). Escala vertical en tiempos dobles.

PERFIL 84

n.m.m.

NW

SE

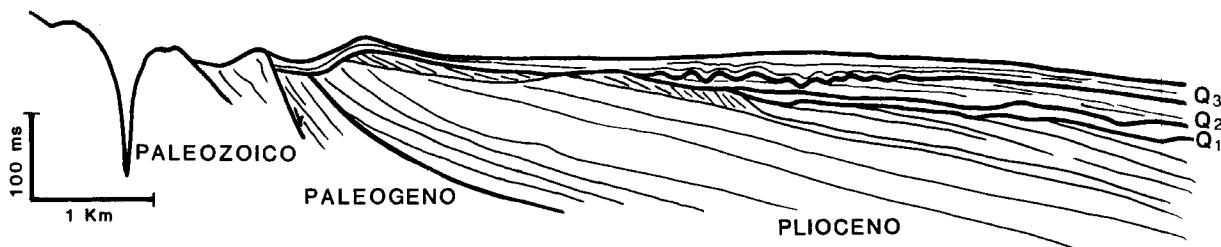


PERFIL 26

n.m.m.

W

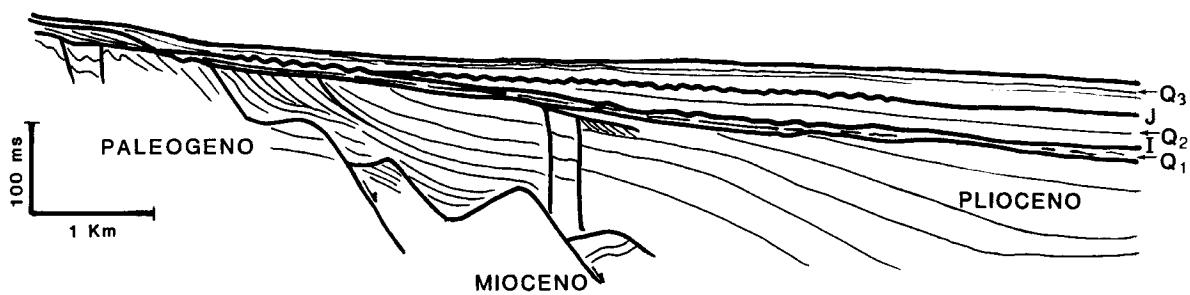
E



PERFIL 82

W

E



PERFIL 80

W

E

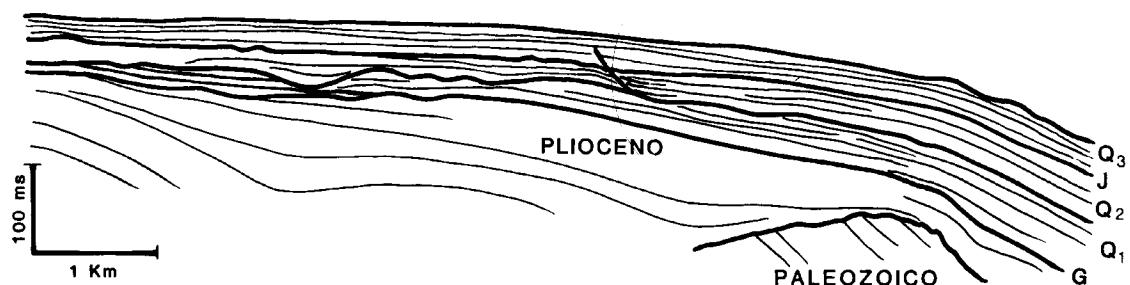


Figura 13.— Interpretación sintética de los perfiles sísmicos. Ver situación en la Fig. 9. (G: límite Pliocuaternario; Q₁: Pleistoceno inferior; I: Superficie de discordancia; Q₂: Pleistoceno medio; J: Superficie de erosión; Q₃: Pleistoceno superior). Escala vertical en tiempos dobles.

el hecho de que la cobertura pliocuaternaria no alcance grandes espesores en amplias zonas de la plataforma, ha permitido la cartografía y caracterización sísmica de las unidades miocenas subflorantes mediante las técnicas convencionales de sísmica de alta resolución (Figs. 9, 10, 11, 12, y 13), e incluso en ocasiones, con las muestras de superficie.

En general para el margen continental de Cataluña y Valencia se distinguen tres unidades litoestratigráficas para el Mioceno, que de base a techo son el Grupo Alcanar y Grupo Castellón: Arcillas de Castellón y Arenas de Castellón (García Síñeriz et al., 1979; Soler et al., 1983). La primera corresponde al Mioceno inferior (Aquitaniense y Burdigaliense), la segunda al Serravaliense y Tortoniense inferior y la tercera al Mioceno superior (Tortoniense y Messiniense). A excepción del nivel basal del Grupo Alcanar, constituido por conglomerados y/o brechas poligénicas y equivalentes laterales locales del grupo, que presentan características continentales, el resto del Mioceno está representado por litofacies correspondientes a ambientes marinos someros, litorales ó de mar abierto, claramente transgresivo sobre el basamento mesozoico o paleozoico. Este carácter se traduce en los perfiles sísmicos de multicanal en una disposición en "onlap" de las series miocenas sobre el basamento.

El Mioceno está caracterizado por reflectores paralelos de media y fuerte amplitud, limitados en su parte superior por una superficie de erosión (reflector K), reconocida en numerosos puntos del Mediterráneo (Alinat et al., 1970; Leendhart et al., 1969; 1970). La distribución de las unidades, así como sus espesores, viene determinada por la tectónica tensiva, presentando lineaciones estructurales paralelas a las observadas en las cordilleras costeras.

Al oeste del cañón de Blanes, el basamento, sobre el cual se produce la transgresión miocena, está constituido por un conjunto de bloques basculados hacia tierra por fallas lísticas, que definen un sistema de fosas y altos de dirección NE-SO, al oeste del meridiano 2°30' y ENE-OSO, entre éste y el cañón de Blanes (Fig. 14). En los sectores deprimidos, se encuentra un recubrimiento oligoceno sobre el cual se encuentra el Grupo Alcanar y el resto del Mioceno. En el borde de las fosas y en los altos estructurales, el Grupo Castellón reposa directamente sobre el Mesozoico. La principal cuenca miocena se sitúa entre Barcelona y Mataró (Cuenca de Barcelona), aliñándose paralelamente a una falla de dirección NE-SO. Otras depresiones de tendencia ENE-OSO, consecuencia del cambio de las

lineaciones estructurales principales, son fosilizadas por el Mioceno a medida que progresa la transgresión.

En el sector central estudiado, entre los dos cañones principales (Blanes y La Fonera), el basamento se encuentra a una profundidad media menor que en el sector anteriormente mencionado. En esta zona el Mioceno se encuentra aflorante o subaflorante en la plataforma continental (Fig. 15) y presenta abundantes fracturas verticales, algunas de las cuales condicionaron en el Messiniense la red de drenaje. Una importante excepción la constituye la depresión que se extiende al sur de Palamós limitada por un sistema de fallas y a la que se ha denominado Cuenca de Sant Feliú. La falla que constituye su límite septentrional se ha mantenido activa por lo menos hasta el Plioceno, actuando como una falla de crecimiento y provocando una clara asimetría de la cuenca, localizándose los máximos espesores contra la misma. Los sondeos realizados indican la presencia de materiales de edad oligocena a pliocena, incluido el Mioceno marino.

El sector septentrional (al norte del Cañón de La Fonera) se caracteriza por un importante cambio en la dirección de las lineaciones estructurales (Fig. 14 y 15). Los principales accidentes tienen dirección NO-SE, situándose los principales depocentros miocenos según esta alineación, como es el caso de la cubeta situada en el extremo septentrional de las Hojas, al E de Palafrugell. Esta cubeta, en la base de la cual posiblemente esté presente incluso el Paleógeno, se encuentra limitada al nordeste por un importante horst paleozoico fosilizado por el Plioceno (Fig. 13, perfil 80).

En el ámbito de las Hojas, el Mioceno se encuentra afectado por una importante superficie de erosión relacionada con los episodios messinienses. Fué durante esta época cuando se formaron los principales cañones y paleocañones existentes en la zona, encajándose precisamente allá donde se había producido una mayor acumulación de sedimentos durante el Mioceno. La mayor subsidencia producida en dichos sectores, debido tanto a la compactación de un potente paquete sedimentario como a la continuada distensión en el basamento, favorecería el encajamiento de una red de drenaje sobre los citados depocentros, evolucionando hasta la formación de los cañones y paleocañones conocidos actualmente.

La subsidencia continuada de tales sectores tras la fosilización de algunos cañones durante el Plioceno y Pleistoceno permite en los perfiles de baja penetración/alta resolución

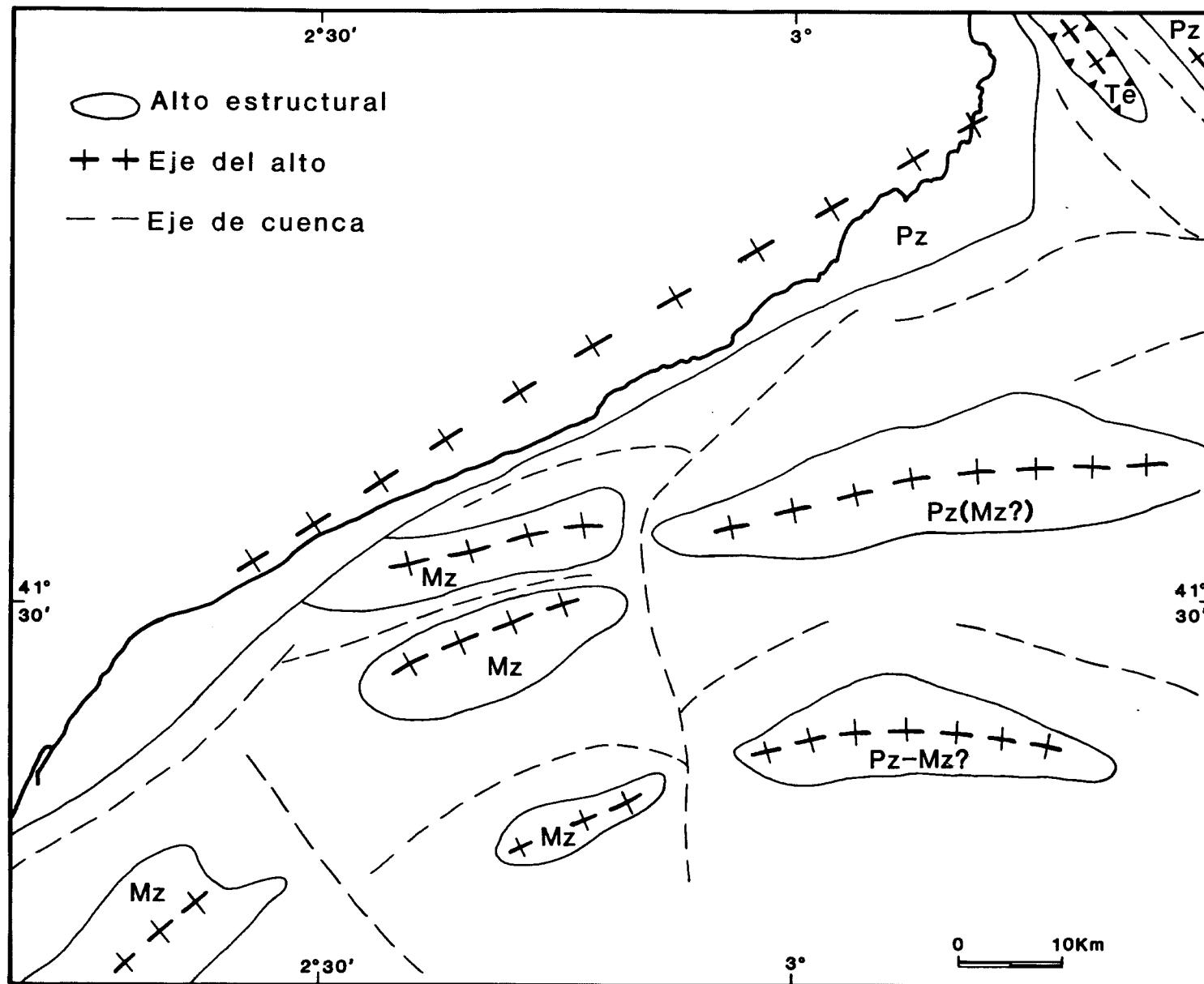


Figura 14.— Mapa esquemático de las principales cuencas deposicionales durante el Mioceno, obtenido a partir de los registros de multicanal. (Mz: Mesozoico; Pz: Paleozoico; Te: Terciario).

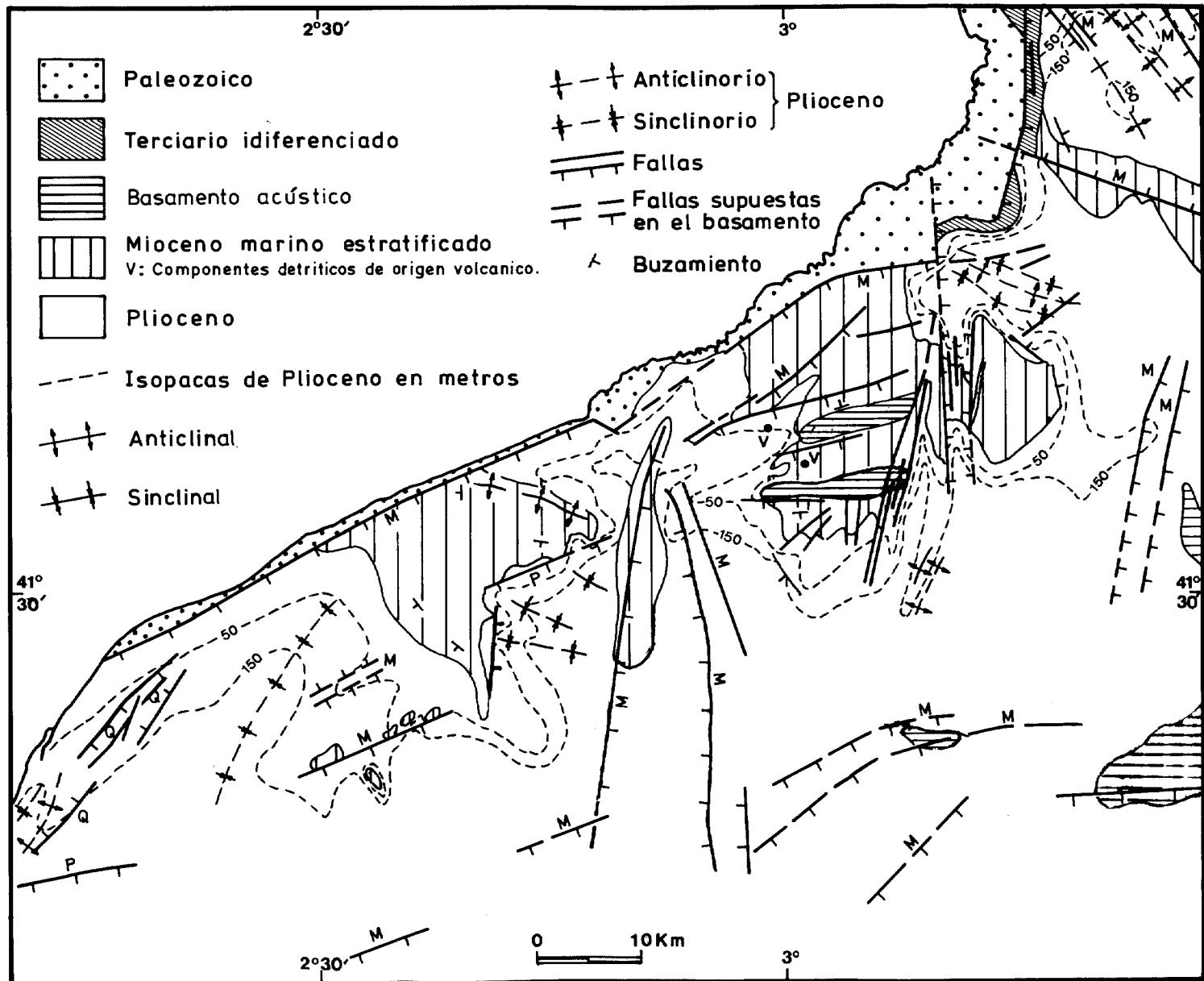


Figura 15.— Mapa Geológico sub-Cuaternario. Las letras situadas junto a las fallas hacen referencia a la unidad más moderna afectada por éstas. (Q: Cuaternario; P: Plioceno; M: Mioceno).

la detección de grandes cubetas terciarias, que se ponen de manifiesto por la presencia de sinclinorios en el Plioceno (Figs. 15 y 12; perfil 89).

Litológicamente el conjunto mioceno es conocido por los sondeos efectuados por las compañías petrolíferas, aunque la mayoría de éstos han sido realizados en altos estructurales o en bordes de cuencas. En estos sondeos las series no aparecen siempre completas, pudiéndose diferenciar para las presentes Hojas dos grandes sectores, tomando como criterio las potencias y el desarrollo cronoestratigráfico. Aproximadamente el límite entre estos sectores puede hacerse coincidir con el cañón de Blanes.

En la zona situada al oeste del citado cañón, las series suelen presentarse completas y con potencias mayores. Dentro de la misma pueden diferenciarse, a su vez, dos sectores: el primero, se sitúa aproximadamente entre el límite occidental de las Hojas y el meridiano de Mataró, y presenta las mayores potencias (entre 1.000 y 2.500 m). El segundo sector se encuentra entre el meridiano de Mataró y el cañón de Blanes, donde las potencias se reducen (alrededor de los 750 m), pudiendo llegar a faltar el Mioceno inferior, lo cual podría deberse a no deposición, dado el carácter de alto estructural que este área mantuvo durante el Paleógeno.

Por otra parte en la zona situada al este del cañón de Blanes, las potencias de las series miocenas se reducen considerablemente oscilando entre 425 y 150 m aproximadamente. A excepción de un sondeo realizado en el borde de la cuenca, en el que aparece la serie completa desde el punto de vista cronoestratigráfico, con una potencia de 280 m, en el resto de los sondeos las series se encuentran incompletas, faltando el Mioceno superior e incluso el Mioceno medio, lo cual explicaría el reducido valor de sus potencias, tal vez debido a procesos erosivos posteriores.

El Mioceno se divide en dos términos que han sido definidos para todo el margen Catalano-Valenciano: Grupo Alcanar y Grupo Castellón, el cual ha sido subdividido, a su vez, en dos formaciones, una margosa inferior y otra areniscosa superior.

a) Grupo Alcanar (Aquitaniense-Burdigaliense)

El Grupo Alcanar está constituido principalmente por arcillas y margas, que con frecuencia presentan carácter dolomítico, con numerosas intercalaciones de niveles calcáreos dolomíticos y de arenas finas. En ocasiones puede encontrarse un término formado por brechas y conglomerados poligénicos.

Hacia el norte pasa gradualmente a un conjunto en el que predominan los materiales arcillosos, y ocasionalmente limosos y/o calcáreos. En general a estos materiales se les puede atribuir un medio de deposición marino de plataforma nerítica externa o interna, aunque pueden llegar a experimentar influencia continental en el caso de los términos basales conglomeráticos. Su potencia oscila entre 50 y 300 m pudiendo llegar a desaparecer, como ocurre frecuentemente con el término conglomerático basal, debido a la existencia de un hiato deposicional. Estas facies conglomeráticas se asocian a medios de depósito de abanicos aluviales que rellenan depresiones locales.

b) Grupo Castellón (Mioceno medio-superior)

Este grupo aparece prácticamente en todos los sondeos perforados en la zona, si bien puede llegar a desaparecer parcial o totalmente en el sector septentrional, donde debieron adquirir mayor importancia los procesos erosivos finimiocenos ó pliocenos. En general para el margen Catalano-Valenciano, se han considerado dos formaciones dentro de este grupo que de base a techo son las siguientes:

—Margas de Castellón (Langhiense superior-Tortoniense inferior)

Esta formación aparece constituida fundamentalmente por arcillas calcáreas grises, con intercalaciones de limos oscuros y de arenas de tamaño de grano fino a medio, con granos de cuarzo subredondeados a subangulosos y cemento calcáreo. Localmente se ha encontrado pirita y glauconita. En sus términos basales se aprecia un aumento progresivo del porcentaje de margas, existiendo también algún nivel calcáreo. La potencia observable a partir de los sondeos oscila entre 30 y 600 m, correspondiendo el medio de deposición a una plataforma nerítica. Hacia el norte, las facies adquieren un carácter más detrítico, pudiendo llegar a corresponder a medios marinos someros, mareales o playas de alta energía. A esta formación se le atribuye una edad Langhiense superior-Serravallense, pudiendo extenderse hasta el Tortoniense inferior.

—Areniscas de Castellón (Tortoniense-Messiniense)

Se trata de un conjunto constituido por arcillas grises limosas algo calcáreas, con abundantes intercalaciones de arenas poligénicas y tamaño de grano variable, en ocasiones con cemento calcáreo. Su potencia oscila entre 30 y 1.150 m, no habiéndose encontrado

prácticamente en la totalidad del sector septentrional. En general se les atribuye un medio de depósito de plataforma nerítica interna, aunque localmente pueden corresponder a medios costeros de diverso tipo: playas, llanuras mareales, lagoon, etc. Hacia el techo de la unidad se observa también una tendencia a la somerización en las facies, así como la presencia de medios salobres. La edad de este conjunto se extiende desde el Torniense al Messiniense.

5.3.2.2.2. Plioceno (Pl m)

La base de la secuencia del Plioceno queda determinada en el talud por un nivel marcadamente erosivo, que corresponde a la superficie "K" de Alla et al. (1972) y Ryan (1973). Este nivel señala la regresión del Mioceno terminal, correspondiente a la "crisis de salinidad" del Messiniense (Ryan, 1973; Hsü et al., 1973). En el ascenso continental, la secuencia deposicional pliocena se sitúa sobre el reflector "M", que corresponde al techo de la unidad evaporítica, y muestra un carácter transparente (Got, 1973). El número de reflectores aumenta hacia la plataforma continental, presentando una transición gradual a una serie bien estratificada, con numerosos reflectores internos paralelos, que en las proximidades de los paleotaludes pueden ser divergentes y presentar intercalaciones correspondientes a deslizamientos gravitacionales en masa. Localmente el Plioceno se presenta en facies caóticas, como es el caso de los extremos meridionales de los surcos miocenos, situados al sur de Palamós (Fig. 15).

En el sector situado al norte del cañón de La Fonera, a partir de un corte E-O (Fig. 13 perfiles 80 y 82) se observa como el Plioceno se dispone con carácter progradante hacia el oeste, rellenando las depresiones estructurales existentes con directrices NE-SO. Se observa además en este sector, así como en el situado al sur del cañón, la terminación aguas afuera, de una discordancia intrapiocena en "onlap" (Fig. 13; perfil 84), cuya extensión aparece limitada hacia la costa por la superficie de erosión "G", que marca el techo de la serie pliocena (Got, 1973).

En el sector comprendido entre los cañones de La Fonera y Blanes, el Plioceno fosiliza las depresiones de origen tectónico, erosivo o mixto. En todos los casos está constituido por reflectores débiles, continuos y paralelos, cuya disposición parece indicar que fosilizaban relieves de mayor envergadura que los presentes. En la plataforma externa de este sector, el

forma un paleotalud en rampa, pero su correlación con el Plioceno distal (capa transparente), no es fácil de establecer como consecuencia de la falta de continuidad ocasionada por los deslizamientos, favorecidos por el paleorrelieve mioceno y las cicatrices erosionales en las cabeceras de cañones distales (cañón de San Feliú y Entrante de Palamós). Los mayores espesores de Plioceno, se encuentran en los paleocañones messinenses subsidiarios de los de Blanes y La Fonera, los cuales en su mayoría coinciden con los ejes de cubetas terciarias (Figs. 14 y 15).

En el sector situado al oeste del cañón de Blanes, se distinguen dos zonas con características diferentes, cuyo límite podría situarse en el meridiano de San Pol de Mar. La zona oriental presenta características similares al sector comprendido entre el cañón de La Fonera y Blanes. Los máximos espesores se encuentran en un paleocañón subsidiario del de Blanes, cuya cabecera se situaría frente a Calella y en el borde suroriental del alto de Arenys, en el que el Mioceno constituye el basamento acústico entre Mataró y Calella (Fig. 11; perfil 112 y 113B). Dicho borde presenta una morfología abrupta, desarrollada por un conjunto de cabeceras de paleovalles subsidiarios del cañón de Blanes y fosilizados por el Plioceno, época en la que pudieron haber actuado como fallas de crecimiento. El Plioceno según un corte de dirección NE-SO, presenta una serie de anticlinorios y sinclinorios que suavizan el relieve infrayacente. Debe indicarse una vez más, que dichos paleovalles coinciden con los ejes de depresiones mesozoicas fosilizadas por el Mioceno (Fig. 12; perfil 89).

En la zona situada al oeste del meridiano de San Pol de Mar, el Plioceno, aunque fosiliza el Mioceno, no llega a cubrir los paleorrelieves y solamente unos resalte, orientados ENE, carecen de recubrimiento plioceno y constituyen el flanco meridional de una importante depresión miocena, orientada de NE a SO y que ha actuado como depocentro durante el Pliocuaternario. El flanco nororiental de esta depresión está constituido por otro resalte mioceno, que se prolonga hacia el sur de Barcelona y cuyo extremo meridional (prolongación mar adentro del bloque de Montjuïc), aparece surcado por un valle fosilizado por sedimentos del Plioceno y Cuaternario inferior. Dichos materiales están ligeramente afectados por fallas y ondulaciones producidas durante el Pleistoceno superior, como respuesta a los fenómenos de subsidencia diferencial que tuvieron lugar en el borde de una importante cuenca terciaria.

Desde el punto de vista litológico, el Plioceno está representado por materiales

arcillosos, algo carbonatados y con numerosas intercalaciones de arenas finas y limos. Hacia la base, y en especial en el área situada frente a Barcelona, es frecuente la presencia de niveles con lignito, así como areniscas y conglomerados poligénicos, mientras que a techo suelen aparecer arenas y microconglomerados bioclásticos, constituidos en ocasiones por niveles lumaquélidos.

En general se ha definido para el Plioceno dos unidades que pueden agruparse en otra de rango mayor (Grupo Ebro), que de base a techo son las "Arcillas del Ebro" y las "Arenas de Ebro" (Soler et al., 1983).

La unidad inferior (Arcillas del Ebro) se apoya discordante sobre el Mioceno y ha sido datada como Messiniense superior-Plioceno inferior por Soler et al., (1983). Esta unidad, constituida fundamentalmente por margas y arcillas, puede describirse en los perfiles de sismica de multicanal como un enorme abanico arcilloso limoso que prograda hacia el E, definiendo un talud de acreción muy activo. Por otra parte, la unidad superior (Arenas del Ebro), datada por estos mismos autores como Plioceno superior o Cuaternario, se apoya en ligera discordancia sobre la unidad inferior. Esta unidad está constituida por facies arenosas y bioclásticas costeras.

A partir del mapa de isopacas del Pliocuaternario (Mapa Morfoestructural) se observa como el espesor del Pliocuaternario es muy variable: aumenta desde la costa y hacia mar adentro, llegando a presentar máximos de hasta 800 m en la plataforma, mientras que en el talud se alcanzan potencias de hasta 1.000 m, si bien son muy variables en función de las fallas de crecimiento y distribución de los deslizamientos gravitacionales ("slumps").

5.4. CUATERNARIO

5.4.1. EL CUATERNARIO EN EL CONTINENTE

Los depósitos cuaternarios presentan un amplio desarrollo en el continente, correspondiendo la mayor extensión de los mismos a los de origen fluvial. De acuerdo con la hoja nº 35 (Barcelona) a escala 1:200.000 (1984) se han diferenciado los siguientes tipos:

5.4.1.1. Cono de deyección antiguo (59)

En San Martín de Sepresa se ha cartografiado un amplio depósito detritico de abanico con zonas conglomeráticas y en el Ampurdán,

aparecen también depósitos fluvitorrenciales en forma de abanico. Litológicamente están constituidos por bloques más o menos redondeados.

5.4.1.2. Depósitos de arroyada y coluviones antiguos (60)

Estos depósitos se desarrollan ampliamente, situándose al pie de los relieves, particularmente en el borde nororiental de la Depresión del Vallés y al pie de la Cordillera Litoral. Son depósitos constituidos por un conjunto de bloques y cantos de granito, pizarra y cuarcita con una matriz aren-arcillosa.

5.4.1.3. Glacis (61)

Se localizan al pie de Las Guillerías, extendiéndose hasta la Plana de Vic. Litológicamente están formados por arcillas ocres y rojizas, empastando niveles de cantos redondeados a subredondeados.

5.4.1.4. Depósitos de pie de monte (62)

Se trata de materiales heterométricos con cantos empastados en una matriz arcillosa rojiza. Se encuentran principalmente en Las Guillerías.

5.4.1.5. Depósitos aluviales (63)

Engloba todos los depósitos de origen fluvial: terrazas, depósitos de inundación, etc.

Tanto el río Tordera como las rieras de Terras y el Congost presentan tres niveles de terrazas formados por cantos de pizarra, granito, etc. El río Ter presenta dos niveles.

Los depósitos de inundación, correspondientes a la zona de llanura aluvial, están constituidos por limos arenosos y grises con algunos cantos.

5.4.1.6. Limos rojos con caliche asociados a terrazas (64)

Se desarrollan en los alrededores de La Riera de Caldes. Esta distinción se hace para depósitos cuaternarios posicionalmente más altos que la tercera terraza.

5.4.1.7. Derrubios de ladera y coluviones (65)

Estos depósitos adquieren el mayor desarrollo en Las Guillerías y Las Gavarres. Están constituidos por cantos y bloques de pizarra y granito englobados en una fracción fina de arena y arcilla.

5.4.1.8. Eluvial (66)

En puntos aislados se distingue un suelo de escaso espesor, que se amolda al relieve subyacente, debido a su génesis "in situ". Generalmente se desarrolla sobre afloramientos graníticos, dando suelos tipo "lanz".

5.4.1.9. Cono de deyección reciente (67)

Se trata de depósitos detriticos heterométricos y se desarrollan ocasionalmente en la orilla izquierda del Riudaura y proximidades del embalse de Susqueda.

5.4.1.10. Dunas (68)

Las dunas se sitúan entre Pals y Bagur y consisten en depósitos eólicos de arena, fijadas actualmente por la vegetación. En Blanes y a lo largo de la línea de costa, se desarrollan de modo continuo hasta la desembocadura del Tordera.

5.4.1.11. Marismas (69)

En el límite NE de la hoja, se encuentran afloramientos de fango gris-oscuro, caracterizados por su escasa consistencia y alta salobridad.

5.4.2. CUATERNARIO EN EL MARGEN CONTINENTAL

5.4.2.1. Pleistoceno (Q_1 , Q_1 , Q_2 , Q_3 , Q_{3m})

El Pleistoceno está constituido por un conjunto de unidades litosísmicas, individualizadas por superficies de discordancia, con reflectores internos de características bien definidas, lo que permite identificarlas en áreas relativamente extensas. A grandes rasgos y desde el punto de vista sísmico, estas unidades son similares a las descritas para el Plio-

ceno, aunque de menor potencia. Así, el conjunto Plioceno superior-Pleistoceno corresponde en los perfiles de sísmica de reflexión y litoestratigráficamente a las "Arenas del Ebro" (García Siñeriz et al., 1979; Soler et al., 1983).

La plataforma continental estudiada se encuentra surcada por dos accidentes estructurales, que morfológicamente se traducen en sendos cañones profundos. Dichos cañones delimitan tres sectores, cuyas características estructurales han sido el factor de control en el desarrollo de las unidades deposicionales pliocuaternarias. Debe indicarse que el sector más meridional de la plataforma presenta además, características específicas debido al volumen de aportes de los ríos Llobregat y Besós. Por tanto cabe diferenciar cuatro sectores, cuya evolución ha sido distinta durante el Cuaternario: (1) sector del Llobregat (Barcelonés), (2) sector del Maresme; (3) sector Costa Brava meridional, entre los cañones de La Fonera y Blanes, y (4) sector Cabo Bagur-golfo de Pals, en el extremo septentrional del grupo de Hojas.

5.4.2.1.1. Sector del sistema Llobregat-Besós

Este sector presenta como característica fundamental la existencia de un basamento plioceno relativamente profundo, ligado a una alta tasa de sedimentación y a una importante subsidencia, asociada a fallas de crecimiento que afectan a una importante cuenca terciaria. La combinación de tales factores ha permitido la acumulación de tres grandes secuencias sedimentarias pleistocenas, individualizadas por superficies de discordancia, que en la plataforma tienen carácter erosivo. Estas unidades constituyen prismas sedimentarios superpuestos, que se biselan hacia la plataforma interna, presentando las dos un notable desarrollo hacia la plataforma externa, como consecuencia de la progresiva colmatación de las cubetas pre-pleistocenas y el juego de las fallas de crecimiento dades inferiores(Fig. 10; perfil 120).

Unidad Inferior (Q_1). Se apoya directamente sobre la superficie de erosión finipliocena ("G"). En la plataforma media e interna presenta reflectores de baja amplitud, poco continuos, oblícuos-tangenciales o sigmoidales, cuyo ángulo de inclinación aumenta al progradar sobre el borde de la paleoplataforma fini-pliocena. A partir

de dicho borde, esta unidad adquiere su máximo desarrollo (150 m), presentando localmente alguna discordancia interna de escasa continuidad lateral, que se puede asociar más a fenómenos de inestabilidad del talud, que a pulsaciones eustáticas. Hacia el talud la unidad inferior Q₁ muestra reflectores de baja amplitud, pero de gran continuidad lateral, correlacionándose con la unidad Q₁, identificada en el sector occidental de la plataforma de las Hojas n° 41-42 y atribuída al Pleistoceno inferior. Sobre la superficie de erosión que define el techo de la unidad inferior, se desarrolla un cuerpo sedimentario lenticular con reflectores muy continuos, de gran amplitud y paralelos a la superficie de erosión que fosilizan. Dicha unidad transgresiva no tiene carácter regional.

Unidad Intermedia (Q₂). Es una gran unidad regresiva de carácter progradante, que presenta características típicas de depósitos de gran velocidad de sedimentación y baja energía: clinoformas progradantes oblícuo-paralelas en los sectores más proximales y sigmoidales en los distales, reflectores de baja amplitud, desarrollo de fallas de crecimiento en el frente de progradación y deslizamientos de mayor envergadura en el talud. Los mayores espesores se registran al sur de la desembocadura del río Llobregat, debido a las fallas de crecimiento presentando también potencias considerables en todo el arco que dibuja el borde de la plataforma en el margen occidental del cañón del Besós.

Unidad Superior (Q₃, Q_{3m}). Atribuída al Tirreniense, prograda sobre la superficie de erosión que culmina la Unidad Intermedia y se caracteriza básicamente por la fuerte amplitud de sus reflectores en la plataforma y en el talud. Como las unidades anteriores, presenta una estructura progradacional, con clinoformas oblícuo-paralelas y tangenciales. En áreas donde el gradiente de la superficie infrayacente es menor, presenta reflectores escalados ("shingled") discontinuos y de variable amplitud.

En el borde de la plataforma y sobre la unidad Q₃, se desarrolla un cuerpo de escaso espesor pero de gran continuidad lateral, caracterizado por reflectores de gran amplitud, continuos y con clinoformas oblícuo-tangenciales, cuyo límite externo de progradación, define el borde de la plataforma actual en sectores no afectados por accidentes estructurales o por procesos erosivos. Dicha unidad, dada su situación estratigráfica, batimétrica y geográfica, así como por sus características geométricas, debe atribuirse al último mínimo eustático importante, si se considera la cuantía de aportes sedimentarios. Esta unidad pre-

senta en el techo reflectores truncados, indicativos de una posterior pulsación eustática, tras la cual el predominio de los procesos erosivos en la plataforma, se prolonga hasta la actual etapa de estabilización, en la que se desarrollan los prodeltas y prismas litorales holocenos.

En todo este sector cabe destacar que en las unidades más importantes, la principal componente progradacional, se dirige hacia el SSO. Por ello, los aportes del Besós se incluyen en su totalidad entre los más orientales del Llobregat, ya que el grueso de sus materiales constituyen la plataforma actual entre Barcelona y Vilanova i la Geltrú o han escapado a zonas profundas a través de los cañones de Almera, Foix o Llobregat (IGME, 1986).

5.4.2.1.2. Sector del Maresme

La plataforma continental del Maresme está definida por un alto estructural mesozoico fosilizado por el Mioceno, que desde el borde occidental del cañón de Blanes, donde se encuentra subaflorante, se hunde progresivamente hacia el SO. Esta estructura facilita la progradación de las unidades del Plioceno y Cuaternario, cuyos espesores aumentan hacia el SO (Fig. 10; perfil 113A). El extremo occidental del bloque presenta importantes relieves (cañones y valles) excavados durante la crisis del Messiniense, fosilizados por el Pliocuaternario (Fig. 11; perfil 112).

La plataforma del Maresme se ha mantenido relativamente estable durante el Pliocuaternario, principalmente en el sector nororiental, lo que ha impedido la conservación de depósitos más recientes sobre la superficie del alto fosilizado por el Mioceno, que ha estado sometido a la acción erosiva durante las fluctuaciones eustáticas (Fig. 11; perfil 112 y 113B). Por el contrario, donde el techo del Mioceno es más profundo, la conservación de los depósitos ha sido posible debido a una mayor subsidencia (Fig. 10; perfil 113A). Por otra parte en los paleocañones messinenses, se han acumulado importantes espesores de sedimentos pliocuaternarios, que presentan un claro truncamiento erosional en el techo (Fig. 11; perfil 112), siendo fosilizada tal discordancia por un débil recubrimiento del Cuaternario superior. En las depresiones de los cañones, la diferenciación entre el Cuaternario medio (Q₂) e inferior (Q₁) y el Plioceno resulta muy difícil, debido a las múltiples discordancias internas, por lo que el relleno sedimentario ha sido atribuido al Pliocuaternario.

En el sector del Maresme, los máximos espesores del Pleistoceno corresponden a la plataforma externa, donde rellenan una depresión y fosilizan un escarpe fini-Mioceno. El Cuaternario, en este sector de la plataforma externa, está representado por reflectores de gran amplitud muy paralelos y continuos (Fig. 11; perfil 112 y 113B), que localmente presentan clinoformas progradantes, como resultado de la acumulación de materiales bajo la superficie de erosión del techo del alto fosilizado por el Mioceno.

Las superficies de erosión que permiten diferenciar las distintas unidades sedimentarias, solamente se conservan allí donde hay una acumulación importante de sedimentos asociados a fenómenos de subsidencia. Cuando el depósito se produce fuera de los intervalos de fluctuación eustática, el Cuaternario está representado por una sucesión de reflectores paraconformes, que no permite otras diferenciaciones distintas a las obtenidas por otros indicadores, como son las variaciones en la amplitud de los reflectores o correlación lateral mediante discordancias.

Puede afirmarse que, el Cuaternario del sector del Maresme es poco potente, excepto en los paleoescarpes del Mioceno en la plataforma externa. En la plataforma media el espesor del Cuaternario aumenta hacia el SO, debido a que el techo del Mioceno se encuentra más profundo. Este paleorrelieve es progradado por las unidades pliocuaternarias establecidas en el sector del Delta del Llobregat. Por el contrario, en el sector septentrional, sólo se distingue el Cuaternario superior (Q_3), constituido por reflectores de amplitud media y discontinuos, que se prolongan hacia la plataforma externa y talud continental. Localmente se distingue sobre la superficie de erosión del Messiniense, otra unidad de escaso desarrollo vertical y lateral, atribuible indistintamente al Pleistoceno inferior y medio.

5.4.2.1.3. Sector de la Costa Brava meridional

En este sector, la disposición de las unidades del Cuaternario queda determinada por la estructura en bloques del basamento. En los sectores más internos de la plataforma, el basamento acústico corresponde a un Paleozoico, sobre el cual, el recubrimiento cuaternario se limita exclusivamente a sedimentos litorales depositados durante la transgresión Versiliense, con un espesor medio de 10 metros. El resto de la plataforma aparece constituido por materiales miocenos tectonizados, que están afectados por la presencia de un

basamento paleozoico aflorante o subaflorante, cuyo techo constituye un paleorrelieve fosilizado por el Plioceno y el Cuaternario. Todo el conjunto fué peniplanizado durante las últimas oscilaciones eustáticas. El Cuaternario se limita a un débil recubrimiento, cuyo espesor aumenta hacia la plataforma externa, distinguiéndose dos unidades del Pleistoceno con reflectores paralelos o subparalelos. Los mayores espesores se observan a profundidades menores de 120 m, donde no se registran discordancias erosivas bien definidas.

En el extremo meridional de este sector, junto a la cabecera del cañón de Blanes, se observa una diferencia de espesores en ambas vertientes del cañón (Fig. 11; perfil 14A) y una clara diferencia en cuanto a las profundidades a las que se encuentra la superficie de erosión del alto estructural. Estas desigualdades son indicativas de la existencia de una falla en las proximidades del eje del cañón.

Las mayores acumulaciones de sedimentos del Pleistoceno en este sector, corresponden a áreas donde existe un relleno de los cañones y valles submarinos. En dichas áreas la subsidencia en el Pleistoceno ha favorecido la acumulación de sedimentos, alcanzando espesores en algunas áreas de hasta 150 m, tal y como ocurre en la vertiente meridional del cañón del graben N-S (Fig. 15). Por otra parte, en el extremo septentrional de dicho sector, se observan fenómenos de flexura continental característicos del margen continental del Empordá (Got, 1973), que favorecen el engrosamiento mar adentro del Pleistoceno, con reflectores claramente divergentes (Fig. 12; perfil 87B). La unidad situada sobre la superficie de erosión "J" (Got, 1973; Serra, 1975), presenta reflectores de gran amplitud y continuidad, lo que parece indicar una ralentización de la flexura durante el Pleistoceno superior en este sector.

El techo del Pleistoceno en la plataforma aparece constituido por una superficie de erosión que produce una truncación en los reflectores con muy bajo ángulo de modo que, es sólo prácticamente observable en la plataforma externa, donde presenta una mayor inclinación. En la plataforma interna el recubrimiento del Pleistoceno es prácticamente inexistente, yaciendo el Holoceno directamente sobre un basamento Paleozoico o sobre un Terciario tectonizado.

5.4.2.1.4. Cabo Bagur-Golfo de Pals

En este sector, el Cuaternario presenta

espesores reducidos (10 m), si bien a partir de 120 m de profundidad, aumenta de potencia. En cuanto a los depósitos de la plataforma interna y media e incluso parte de la externa son holocenos. El Pleistoceno se desarrolla notablemente hacia el talud, donde rápidamente sobrepasa los 100 m de potencia, distinguiéndose en este sector tres unidades, correlacionables con aquellas que aparecen en el sector meridional del grupo de Hojas, así como en el área situada entre cabo Salou y el río Llobregat.(IGME, 1986)

Unidad Inferior (Q_1). Fossiliza la discordancia "G" fini-pliocena y se caracteriza por presentar reflectores de amplitud media, paralelos y progradantes de muy bajo ángulo, no alcanzando nunca un desarrollo vertical superior a los 25 m.

Unidad Intermedia (Q_2). Queda definida por la superficie de erosión "I" en la base y la superficie "J" en el techo (Got, 1973). Se caracteriza por presentar reflectores de muy baja amplitud y muy continuos, que en conjunto se disponen paralelamente a la superficie "I". El techo de esta unidad corresponde a una superficie de discordancia muy ondulada en amplios sectores de la plataforma y de gran continuidad mar adentro, mientras que la superficie "I" (Got, 1973; Serra, 1975) de la base, desaparece hacia el talud (Fig. 13; perfil 82 y 26).

Unidad Superior (Q_3). Se caracteriza por presentar facies transparentes o de muy baja amplitud (término " a_4 " de Got, 1973), que se adaptan a la superficie "J". El techo de esta unidad presenta un conjunto de reflectores de gran amplitud y continuidad (término " a_5 " de Got, 1973). Esta unidad es la que ocupa una mayor extensión en la plataforma media y externa.

5.4.2.2. Holocene

El Holocene constituye el recubrimiento superficial de la plataforma continental, que se ha depositado en simultaneidad o con posterioridad a la transgresión Versiliense. Las correspondientes unidades litosísmicas solamente se encuentran bien desarrolladas en las zonas prodeltaicas y en los ambientes litorales, constituyendo en el resto de la plataforma y margen continental una cobertura sedimentaria delgada e irregular. En los registros de alta resolución (3,5 kHz), estas unidades están claramente definidas por presentar en su base un reflector de carácter erosivo y fuerte amplitud que desaparece en los sectores más distales de la plataforma continental (Fig. 2a, b y d). Sin embargo, en

las zonas donde el recubrimiento es muy reducido, no han podido ser identificadas con los equipos de prospección de sísmica por reflexión, por lo que ha sido necesario recurrir a las muestras obtenidas. En el presente grupo de Hojas, las zonas con una potencia de Holocene inferior a un metro, límite de resolución del penetrador de fangos (3,5 kHz), no han sido representadas en la cartografía.

En los ambientes proximales, el espesor del Holocene es función directa de los aportes sedimentarios continentales, que se concentran fundamentalmente frente a la desembocadura de los ríos y en las áreas de acumulación controladas por la dinámica litoral. En los ambientes más distales, el depósito de los materiales está relacionado con el régimen general de corrientes, los procesos gravitacionales y la productividad biogénica. De acuerdo con las condiciones oceanográficas del área, el Holocene tiene un desarrollo muy reducido y una distribución irregular, según las distintas provincias deposicionales del margen continental.

Las unidades litosísmicas del Holocene han sido identificadas principalmente a partir de los perfiles de sísmica de alta resolución (Perfilador de Sedimentos, 3,5 kHz). En función de la respuesta acústica de los sedimentos se han distinguido tres tipos principales de unidades: (1) unidades opacas de alta impedancia; (2) unidades transparentes o estratificadas con reflectores internos paralelos, y (3) unidades con reflectores internos oblícuos. Estas últimas unidades localmente cambian de carácter, generalmente de una manera brusca, a otros dos tipos de unidades litosísmicas; (4) unidades opacas de alta absorción, y (5) unidades estratificadas afectadas por fenómenos gravitacionales.

Unidades opacas de alta impedancia (Q_{4li} , Q_{4lir})

Las unidades litosísmicas opacas han sido identificadas fundamentalmente en el prisma litoral y presentan un carácter opaco, debido a la fuerte reflectividad de los materiales arenosos que las constituyen (Fig. 2a). Mar adentro, estas unidades se acuñan generalmente de manera brusca, aunque localmente pueden adelgazarse progresivamente, adquiriendo un carácter más transparente. El mismo carácter opaco, lo presentan otros depósitos arenosos situados en la plataforma continental, como por ejemplo los cuerpos de arena y las superficies de abrasión (Fig. 2a, b, y d; 3a; 6c).

El espesor de estas unidades no se puede determinar con el Perfilador de Sedimentos

(ORE 3,5 kHz), pero sí con el sistema Boomer (Geopulse), que permite además distinguir su estructura interna (Figs. 3b, c, d y e). A partir de estos registros y por interpolación hacia las zonas más proximales, se ha podido calcular su potencia. Debido a la configuración de costa de transporte libre en el Maresme, el prisma litoral es bastante homogéneo, con potencias medias próximas a los 25 m. De Blanes hacia el norte, el prisma litoral se desarrolla igualmente a lo largo de toda la costa, si bien es más irregular por la configuración de costa de transporte restringido. Los cuerpos de arena presentan potencias semejantes. En los ambientes prodeltaicos, las unidades opacas de alta impedancia corresponden a depósitos de frente deltaico, que gradualmente pasan mar adentro a unidades estratigráficas con reflectores oblícuos.

Unidades transparentes o estratificadas con reflectores internos paralelos (Q_{4pl} , Q_3-Q_{4pl} , $Q_{3pl}-Q_{4pp}$, Q_3m-Q_4t)

Las unidades litosísmicas transparentes o estratificadas con reflectores internos paralelos forman el recubrimiento holoceno en áreas alejadas de la influencia de cuerpos prodeltaicos. Su extensión superficial es muy reducida, quedando limitada a dos medios deposicionales: (1) la plataforma continental interna y media, y (2) las zonas más distales del margen (talud, plataformas pelágicas y cañones submarinos). En la plataforma continental, el mayor desarrollo vertical de estas unidades se encuentra en las depresiones existentes entre los afloramientos rocosos, donde alcanza algunos metros de espesor. Sus reflectores internos paralelos son muy marcados, aunque irregulares. En las restantes zonas de la plataforma, estas unidades son de carácter transparente y no muestran reflectores internos, adelgazándose rápidamente desde los ambientes más proximales a los distales, donde constituyen un recubrimiento sedimentario de orden decimétrico no cartografiable.

En el margen continental distal, el Holoceno se presenta generalmente formado por unidades bien estratificadas, con reflectores paralelos semejantes a los de las unidades infrayacentes. Sin embargo pueden observarse diferencias tanto en las características de sus reflectores internos como en su espesor, según las diversas provincias deposicionales en que se desarrollean (Figs. 7 y 8). En esta zona del margen continental, el Holoceno no puede ser individualizado de las unidades infrayacentes, al no existir ninguna discontinuidad estratigráfica de orden regio-

nal. Sólo se identifica a partir de las muestras de testigo continuo, con espesores reducidos siempre inferiores a un metro, habiéndose delimitado en la cartografía de manera aproximada.

Unidades con estratificación oblíqua (Q_{4p})

Las unidades litosísmicas con reflectores internos oblícuos se han identificado en los cuerpos prodeltaicos y en el prisma sedimentario adosado. Se presentan en forma de cuña sedimentaria lenticular y generalmente, descansan sobre un basamento pleistoceno (Fig. 1). Se trata de unidades transparentes con reflectores internos oblícuos en la base, que se solapan aguas afuera ("downlap"). En la base de los cuerpos prodeltaicos puede distinguirse ocasionalmente una subunidad transparente de 2 a 3 metros de potencia con escasos reflectores oblícuos, pero de fuerte gradiente, que corresponde a las secuencias de barras litorales (Fig. 1c). Se identifican también en estos cuerpos, ciertos reflectores de mayor amplitud, que constituyen superficies de discontinuidad, originadas por la superposición de diferentes lóbulos prodeltaicos durante las fases de crecimiento del prodelta (Fig. 1c, d). Los reflectores internos en los sectores proximales son más marcados e irregulares, aumentando en número y continuidad mar adentro. En la parte más distal, el número de reflectores disminuye, siendo de menor amplitud y subparalelos a la superficie infrayacente (Fig. 1b). El máximo desarrollo de estas unidades se observa en el prodelta del río Llobregat (20 m), para pasar rápidamente a una unidad transparente muy delgada en la plataforma continental media y externa. En el prisma sedimentario adosado presentan una potencia máxima de 8 m, al pie del cuerpo de arena 2 (Fig. 3a).

Unidades opacas de alta absorción

Las unidades litosísmicas opacas deben su origen a la alta absorción de energía acústica que presentan algunos sedimentos prodeltaicos enriquecidos en gas y han sido identificadas principalmente, en los prodeltas de los ríos Llobregat y Besós y en menor medida, en el río Ter. Se presentan en contacto brusco con las unidades de reflectores internos oblícuos o por debajo de éstas (Fig. 1b y c) y sólo alcanzan la superficie ocasionalmente, ya que suele existir una capa superficial transparente poco potente. Debido a la alta absorción, es difícil determinar su espesor, aunque localmente forman lentejones de 1 ó 2 m de potencia

(Fig. 1b y c). El gas generalmente metano (Ballester et al., 1981), se origina por la degradación anóxica de la materia orgánica de origen continental, cuando experimenta un enterramiento rápido.

Unidades estratificadas afectadas por fenómenos gravitacionales

Estas unidades se encuentran principalmente en ambientes sedimentarios afectados por inestabilidad gravitacional tal, y como ocurre en el prodelta y en el talud continental (Díaz et al., 1984; IGME, 1986). En el primero se encuentran principalmente en el prodelta medio, especialmente en el del Llobregat y Ter, afectando a materiales del Holoceno (Fig. 1b). En el talud continental son también muy frecuentes estos fenómenos pero, a diferencia de los anteriores, los deslizamientos pueden afectar a materiales más antiguos. (Fig. 7c y d).

5.5. IDENTIFICACION DE AMBIENTES DEPOSICIONALES Y FACIES

5.5.1. AMBIENTES LITORALES

Las facies litorales se caracterizan por la presencia de sedimentos silicicoclásticos de textura gruesa, observándose en general una granoclasiificación horizontal del sedimento, con granulometrías más finas mar adentro y mejor clasificación en el dominio infralitoral. En los análisis granulométricos de las muestras de los perfiles litorales realizados en Pals, Llafranc, Playa de Aro, Tossa y Sta. Cristina, el mayor tamaño medio de grano se encuentra al pie del talud deposicional y en la zona de lavado de la playa (Fig. 16). Estos sedimentos están formados por gravas, microgravas y arenas con un tamaño medio que varía entre áreas, con un máximo en Tossa (6,9 mm) y un mínimo en Llafranc (1,1 mm), siendo la media general de 2,6 mm y muestran una selección pobre.

A lo largo de la zona infralitoral, se observa en todos los perfiles una gradación en el tamaño medio y en la selección del sedimento (Fig. 16). En Tossa, el perfil está formado por materiales muy gruesos, con variaciones en el tamaño medio desde 5,6 mm (a 12 m de profundidad) a 1,87 mm (15 m) y una selección pobre del sedimento (Fig. 16A). En Playa de Aro varía entre 1,4 mm (3 m) y 0,4 mm (8 m), estando el sedimento entre bien y moderadamente seleccionado (Fig. 16B). En Sta. Cristina la variación oscila entre 0,8 mm (1,8 m) y

0,3 mm (7 m), con buena selección del sedimento (Fig. 16E). En general el tamaño medio de los sedimentos en la zona infralitoral es de 0,3 mm.

La zona infralitoral puede ser colonizada por algunos organismos epibiontes en su parte más profunda, de menor energía y con más bajo índice de sedimentación, siendo la bioturbación del sedimento más intensa. La presencia de sustratos rocosos o afloramientos favorece localmente el desarrollo de organismos sésiles, entre los que proliferan algas calcáreas incrustantes. Las irregularidades de estos afloramientos se hallan a veces llenas por gravas y arenas bioclásticas.

Las estructuras sedimentarias que se observan a lo largo del dominio litoral consisten en ondulaciones o "ripples", formando trenes de morfología variable. Suelen ser de oscilación e interferencia y tanto más irregulares cuanto más próximos a la orilla. Sus dimensiones son muy variables, con alturas comprendidas entre dos y cinco centímetros y longitud de onda entre diez y cincuenta centímetros. Los flancos de los "ripples" de mayor tamaño, se asocian a los materiales más gruesos, bajo las mismas condiciones dinámicas (Allen, 1966; 1968).

5.5.2. DELTAS

Los deltas constituyen las unidades deposicionales y geomorfológicas más importantes de la zona litoral en el sector estudiado. En el esquema triangular de clasificación de Galloway (1975), los deltas estudiados corresponden al tipo dominado por el régimen del oleaje, salvo en el caso del delta del río Tordera, cuyo régimen es de tipo mixto entre la dinámica marina y el régimen fluvial. Los aportes del río son rápidamente redistribuidos por la dinámica marina, dando lugar a una morfología regular y poco prominente mar adentro.

Además de estos cuatro ríos, el litoral se encuentra cortado por numerosos barrancos y ramblas que suministran gran cantidad de sedimentos durante las tormentas. Los aportes de estas rieras, han disminuido significativamente en épocas recientes debido a la acción antropogénica.

Para el análisis de todos estos cuerpos deposicionales, se describen a continuación las principales unidades morfosedimentarias que caracterizan los ambientes deltaicos, remitiéndose al lector, para un mayor detalle a los trabajos monográficos que se han llevado a cabo sobre cada delta (Marqués, 1966, 1975; Marqués y Juliá, 1977; Garau, 1983; Manzano, 1986).

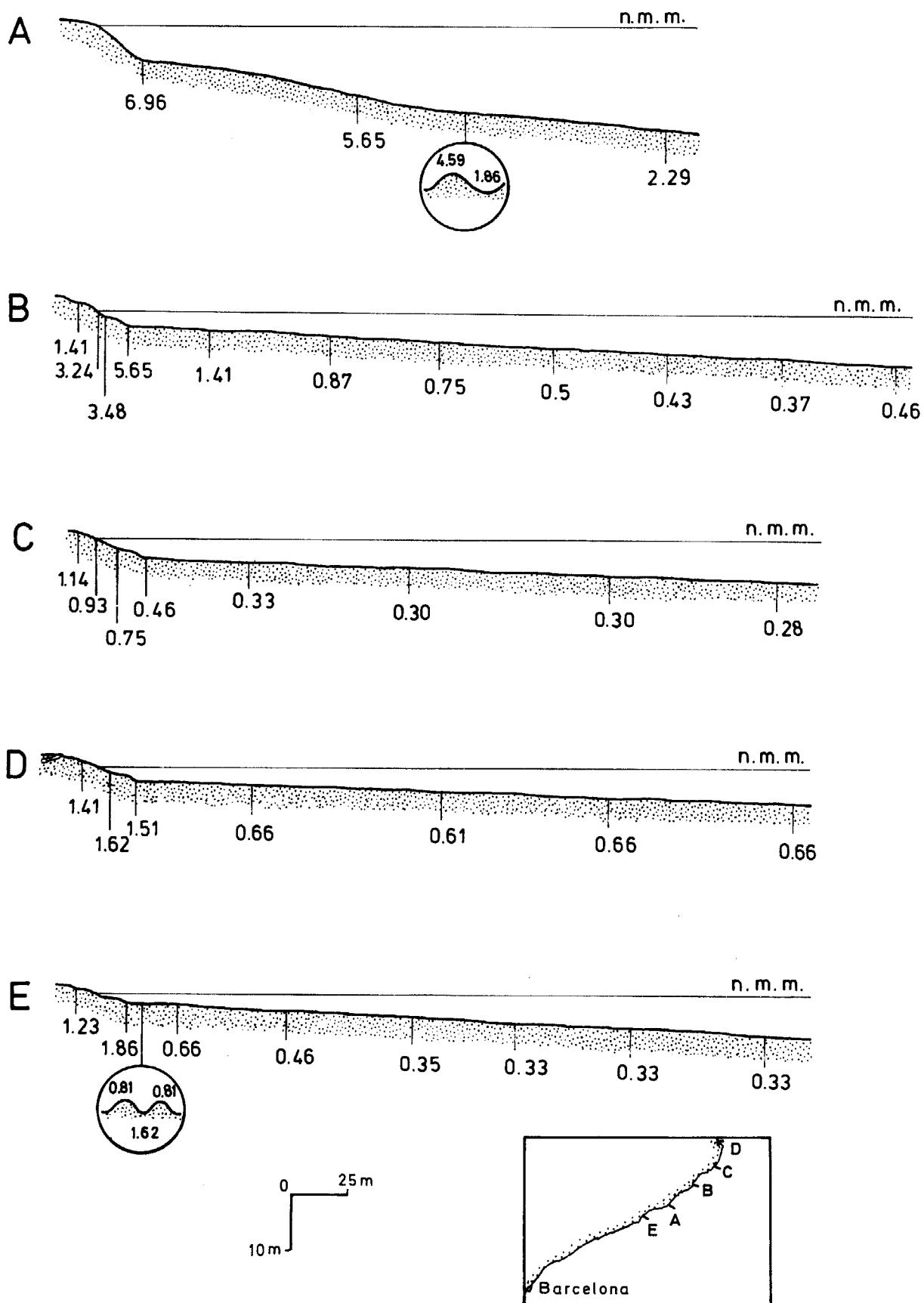


Figura 16.— Perfiles de playa. (A) Tossa; (B) Playa de Aro; (C) Llafranc; (D) Pals; (E) Sta. Cristina. Los primeros valores corresponden a la media en mm, calculados para las muestras analizadas.

5.5.2.1. Caracterización de los ambientes deltaicos

Entre el conjunto de procesos que dan lugar a la formación de deltas, se distinguen dos grupos: 1) procesos físicos y 2) procesos electroquímicos. Los primeros son debidos a la brusca reducción de velocidad y de competencia de la corriente fluvial, al abandonar el flujo el canal del río y expandirse en forma de una lámina superficial de menor densidad sobre el agua marina. Se produce así el depósito de todos los sedimentos arrastrados sobre el fondo y gran parte de los transportados por saltación. Los procesos electroquímicos tienen una mayor influencia en la zona del prodelta, bajo el nivel de base del oleaje, disminuyendo progresivamente su importancia hasta el tránsito a los depósitos de plataforma.

Estos procesos definen las diferentes provincias deposicionales del delta, caracterizadas por su individualidad morfológica. Se pueden distinguir tres provincias: a) la llanura deltaica, que es la parte emergida donde predominan los procesos fluviales; b) el frente deltaico, que constituye la zona de más alta energía del delta y donde dominan los procesos fluviomarinos, y c) el prodelta y ambientes marinos de transición.

5.5.2.2. La Llanura Deltaica

La llanura deltaica corresponde a la parte subaérea del delta y está formada por una red de canales fluviales activos y abandonados (canales distributarios), así como por los levees de los canales y zonas bajas, que forman los ambientes lacustres y de marismas. Se pueden reconocer dos conjuntos principales de depósitos: a) depósitos fluviales, y b) depósitos lacustres. Entre los primeros, se encuentran los asociados al canal funcional, los depósitos del levee, que se desarrollan en los márgenes del canal durante las avenidas, y los depósitos de relleno del canal. Cuando un canal es abandonado, se genera una cuña de arena en la cabecera del mismo, que tiende a colmatarlo a partir del punto de abandono. Del mismo modo, por la desembocadura del canal al mar, se acumulan arenas procedentes de la deriva litoral, que forman otra cuña arenosa que lo invade. Este fenómeno se completa con la formación de marismas, que dan lugar a depósitos de tipo orgánico (Maldonado, 1972).

Los depósitos lacustres proceden de las lagunas y marismas. Los ambientes lagunares se caracterizan en función de su salinidad y de su origen. Las lagunas tienden a colmarse y formar marismas, que pueden diferenciarse

por su origen (ambiente fluvial abandonado o ambiente lagunar colmatado) y por la salinidad del medio, que condiciona el tipo de vegetación, los depósitos y los perfiles del suelo.

En los deltas estudiados, la llanura deltaica se encuentra muy degradada por la erosión costera y la intensa actividad antropogénica, teniendo como característica común, el estar surcadas por un único canal funcional. Los ambientes lacustres pueden reconocerse en los deltas de los ríos Llobregat y Ter, no observándose en los deltas de los ríos Besós y Tordera.

En todos los deltas citados, las secuencias estratigráficas son similares y han sido estudiadas mediante sondeos por Marqués y Juliá (1983), estando formadas en síntesis, por dos niveles detríticos, uno superior y otro inferior, entre los que se desarrolla una cuña fluviomarina formada fundamentalmente por limo y arcilla. Sobre el término basal, que corresponde a depósitos aluviales, se encuentran sedimentos litorales o marinos, que hacia el techo van adquiriendo un carácter progresivamente más continental y cuya evolución está marcada por la progradación deltaica. En último término, aparecen las formaciones detríticas del frente deltaico y los variados depósitos de la llanura deltaica.

5.5.2.3. Frente Deltaico

Corresponde a la parte del delta que marca la transición entre mar y tierra, flanqueando la totalidad de la llanura deltaica y formando los ambientes de transición denominados fluvio y holomarinos. En este grupo de Hojas, donde predomina el régimen marino, los procesos fluviales no son lo suficientemente importantes como para generar barras en las desembocaduras, ya que el oleaje y la corriente de deriva redistribuyen los sedimentos a lo largo del litoral. En los deltas de los ríos Besós y Tordera, se desarrollan unas barras paralelas a la línea de costa, en las que se da una transferencia activa de sedimentos, y que deben ser consideradas como barras litorales (Garau, 1983). En el caso del río Tordera, donde existe una mayor influencia del régimen fluvial, las barras litorales llegan a romperse durante las crecidas, dando lugar a barras fluviales submarinas de desembocadura.

5.5.3. PLATAFORMA CONTINENTAL

5.5.3.1. Definición estadística de los tipos de sedimentos

Para la caracterización estadística de los

sedimentos de la plataforma se han establecido las diversas facies sedimentológicas, que quedan definidas a partir de variables distintas según el ambiente deposicional (Giró et al., 1984; Giró, 1985). Las variables relacionadas con la granulometría del sedimento son una respuesta a los factores energéticos actuantes en el medio de deposición, mientras que la composición está condicionada por la naturaleza del área fuente de los aportes, y las características ambientales, que presentan además implicaciones paleocológicas (Klovan, 1966; Melguen, 1974). Por ello, el objetivo de un primer tratamiento estadístico realizado con las variables más significativas (21) sobre 387 muestras, es llegar a determinar las variables que caracterizan mejor los ambientes de deposición. En la Tabla 4 se describen tales variables, así como su valor máximo, mínimo, media y desviación estandar. El análisis de componentes principales realizado con el conjunto de muestras y variables, exige la utilización de cinco factores, para explicar un porcentaje significativo de la varianza total (Fig. 17). En la figura 17A se aprecia como sólo los dos primeros factores contienen altos porcentajes de la varianza total (37,75% y 20,08% respectivamente), incluyendo cada uno, dos grupos de variables inversamente relacionados. El primer factor es un indicador de la energía del medio de deposición; las muestras que toman valores positivos para este factor, corresponden a sedimentos arenosos silicoclásticos, bien clasificados y asociados a zonas someras de alta energía y los valores negativos corresponden a sedimentos fangosos, peor clasificados y con una importante proporción de componentes biogénos, asociados a zonas más profundas y de menor energía. El segundo factor es un indicador de la composición del sedimento: los valores positivos representan sedimentos limosos micáceos, mientras que los negativos corresponden a sedimentos gruesos carbonatados de origen biogénico. A partir de los restantes factores con variables activas, se puede obtener únicamente pequeñas matizaciones sobre determinados grupos de muestras o añadir información de variables, poco significativas para la totalidad de los sedimentos estudiados.

El análisis de asociaciones no jerarquizado agrupa las muestras en diferentes clases, en las que se integran los sedimentos de características más homogéneas. Estas clases no guardan una correspondencia directa con las facies, dado que el elevado número de muestras utilizado en este tratamiento estadístico, suministra sólo una primera aproximación de los principales grupos de sedimentos de la

plataforma continental. Para una mejor interpretación y definición de las facies sedimentarias, las distintas clases individualizadas en este análisis de asociaciones, se han integrado en dos grandes grupos y han sido sometidas a un nuevo tratamiento estadístico a partir de las variables más significativas en cada uno de ellos. El primero de los grupos incluye fundamentalmente los sedimentos gruesos, mientras que el segundo engloba los materiales de tamaño de grano fino.

En la Tabla 5 se exponen las variables utilizadas en el tratamiento estadístico de los sedimentos gruesos junto con sus valores máximo, mínimo, media y desviación estandar. El primer factor del análisis de componentes principales (56,66% de la varianza total) es un indicador de la composición, clasificación y profundidad del sedimento: las muestras con valores positivos corresponden a materiales detríticos silicoclásticos, bien clasificados, de poca profundidad y con signo negativo aparecen los sedimentos carbonatados mal clasificados de zonas más profundas (Fig. 17B). El segundo factor (20,40% de la varianza) es un indicador de la granulometría del sedimento: los valores positivos corresponden a las muestras de gravas con bajo centilo en phi, mientras que las arenas con medias más altas, los presentan negativos.

En la Tabla 6 se detallan las variables utilizadas en el tratamiento estadístico de los sedimentos finos, junto con sus valores máximo, mínimo, media y desviación estandar. En esta ocasión, resulta necesario la utilización de tres factores para conseguir una mejor caracterización de los sedimentos y alcanzar un porcentaje importante de la varianza total (Fig. 17c). Las asociaciones de variables correspondientes al primer factor (42,58% de la varianza total) son, como en el tratamiento anterior, un indicador de la composición, clasificación y profundidad del sedimento. Los valores positivos corresponden a los sedimentos terrígenos silicoclásticos bien clasificados, obtenidos a poca profundidad y los valores negativos, se asocian a sedimentos con una importante proporción de componentes biogénos carbonatados, peor clasificados y de zonas más profundas. El segundo factor (24,33% de la varianza) es un indicador de la granulometría del sedimento: los valores positivos corresponden a los materiales arenosos y los negativos a los fangosos. Las asociaciones de variables del tercer factor (10,20% de la varianza) caracterizan de una manera más precisa los sedimentos silicoclásticos, diferenciados con el primer factor: los valores positivos se relacionan con los sedimentos de mayor contenido en mica y

T A B L A 4

Variables utilizadas en el tratamiento estadístico aplicado a la totalidad de las muestras y sus características

1/ CARBONATO %	CO3 *
2/ GRAVA %	Gr *
3/ ARENA %	Are *
4/ LIMO %	Lim *
5/ ARCILLA %	Arc *
6/ MEDIANA PHI	Md *
7/ CENTILO PHI	C *
8/ MEDIA PHI	X *
9/ CLASIFICACION PHI	So *
10/ ASIMETRIA	Sk *
11/ MICA %	Mic *
12/ DETRITICOS %	Det *
13/ PIRITA %	Pir *
14/ GLAUCONITA %	Gla *
15/ RESTOS VEGETALES %	Veg *
16/ RELICTOS %	Rel *
17/ MOLUSCOS %	Mol *
18/ PTEROPODOS %	Pt *
19/ FORAMINIFEROS PLANCTONICOS %	FP1 *
20/ FORAMINIFEROS BENTONICOS %	FB *
21/ PROFUNDIDAD m	Prf *

CARACTERIZACION DE LAS VARIABLES					
	VARIABLE	MEDIA	DESV. TIPICA	MINIMO	MAXIMO
1 0	CO3	25.6858	20.6683	0.0000	85.8000
2 0	Gr	6.8532	15.0249	0.0000	98.1000
3 0	Are	60.9654	29.7775	1.8000	99.9000
4 0	Lim	17.5480	17.8392	0.0000	65.3000
5 0	Arc	14.5483	14.5772	0.0000	52.8000
6 0	Md	2.7886	2.5098	-2.7000	8.4000
7 0	C	0.8083	1.6998	-3.1000	5.2000
8 0	X	3.3491	2.7356	-2.8000	8.9000
9 0	So	2.1554	1.4668	0.1100	5.4300
10 0	Sk	0.1530	0.4479	-5.2020	0.8500
11 0	Mic	10.7674	11.5605	0.0000	57.3000
12 0	Det	67.5032	24.5448	4.7000	99.9000
13 0	Pir	0.0860	0.3003	0.0000	3.3000
14 0	Gla	0.9509	2.1728	0.0000	12.8000
15 0	Veg	0.4395	1.1839	0.0000	13.3000
16 0	Rel	6.1145	12.5323	0.0000	80.7000
17 0	Mol	8.6654	9.8282	0.0000	49.5000
18 0	Pt	1.0897	1.9061	0.0000	12.7000
19 0	FPL	1.1036	1.9373	0.0000	13.0000
20 0	FB	3.0424	3.6963	0.0000	20.3000
21 0	Prf	57.6046	48.6996	-6.0000	225.0000

T A B L A 5

Variables utilizadas en el tratamiento estadístico de las muestras de tamaño grueso y sus características

1/ CARBONATO %	CO3 *
2/ GRAVA %	Gr *
3/ ARENA %	Are *
4/ LIMO %	Lim *
5/ ARCILLA %	Arc *
6/ CENTILO PHI	C *
6/ MEDIA PHI	X *
8/ CLASIFICACION PHI	So *
9/ ASIMETRIA	Sk *
10/ MICA %	Mic *
11/ DETRITICOS %	Det *
12/ RELICTOS %	Rel *
13/ MOLUSCOS %	Mol *
14/ PLANCTONICOS %	Pla *
15/ FORAMINIFEROS BENTONICOS %	FB *
16/ PROFUNDIDAD m	Prf *

CARACTERIZACION DE LAS VARIABLES					
	VARIABLE	MEDIA	DESV. TIPICA	MINIMO	MAXIMO
1 0	CO3	23.7580	25.0484	0.0000	85.8000
2 0	Gr	11.2734	18.8385	0.0000	98.1000
3 0	Are	79.4168	20.0776	1.8000	99.9000
4 0	Lim	4.7921	5.5437	0.0000	25.0000
5 0	Arc	4.3841	4.9250	0.0000	21.6000
6 0	C	1.5907	1.4263	-1.5000	5.2000
7 0	X	1.3252	1.5207	-2.8000	5.2000
8 0	So	1.2998	1.1068	0.1100	4.7700
9 0	Sk	0.0782	0.5340	-5.2020	0.8340
10 0	Mic	7.3210	8.4354	0.0000	45.2000
11 0	Det	70.6673	27.9165	4.7000	99.9000
12 0	Rel	9.1664	15.8091	0.0000	80.7000
13 0	Mol	8.7271	10.4382	0.0000	49.5000
14 0		1.2042	2.1674	0.0000	10.2000
15 0	FB	2.2224	3.2218	0.0000	12.5000
16 0	Prf	38.3224	35.0358	-6.0000	185.0000

T A B L A 6

Variables utilizadas en el tratamiento estadístico de las muestras de tamaño de grano fino y sus características

1/ CARBONATO %	CO3 *
2/ ARENA + GRAVA %	A+G *
3/ LIMO %	Lim *
4/ ARCILLA %	Arc *
5/ MEDIA PHI	X *
6/ CLASIFICACION PHI	So *
7/ MICA %	Mic *
8/ DETRITICOS %	Det *
9/ GLAUCONITA %	Gla *
10/ RESTOS VEGETALES %	Veg *
11/ BIOGENOS (relictos o no) %	Bio *
12/ PTEROPODOS %	Pt *
13/ FORAMINIFEROS PLANCTONICOS %	FPI *
14/ FORAMINIFEROS BENTONICOS %	FB *
15/ PROFUNDIDAD m	Prf *

CARACTERIZACION DE LAS VARIABLES

	VARIABLE	MEDIA	DESV. TIPICA	MINIMO	MAXIMO
1 0	CO3	28.4487	13.2358	5.9000	64.8000
2 0	A+G	36.4455	22.1080	2.8000	84.4000
3 0	Lim	35.0429	14.0366	2.3000	65.3000
4 0	Arc	28.4870	12.2644	4.2000	52.8000
5 0	X	6.0565	1.5006	2.4000	8.9000
6 0	So	3.3734	0.9343	0.8100	5.4300
7 0	Mic	14.2383	12.7682	1.6000	57.3000
8 0	Det	63.8714	18.4915	24.6000	93.9000
9 0	Gla	1.8513	3.0617	0.0000	12.8000
10 0	Veg	0.6240	1.0305	0.0000	5.6000
11 0	Bio	11.0942	11.0818	0.0000	49.3000
12 0	Pt	1.7883	2.4362	0.0000	12.7000
13 0	FPI	1.8130	2.5266	0.0000	13.0000
14 0	FB	4.1890	4.0103	0.0000	20.3000
15 0	Prf	85.1364	52.9928	8.0000	225.0000

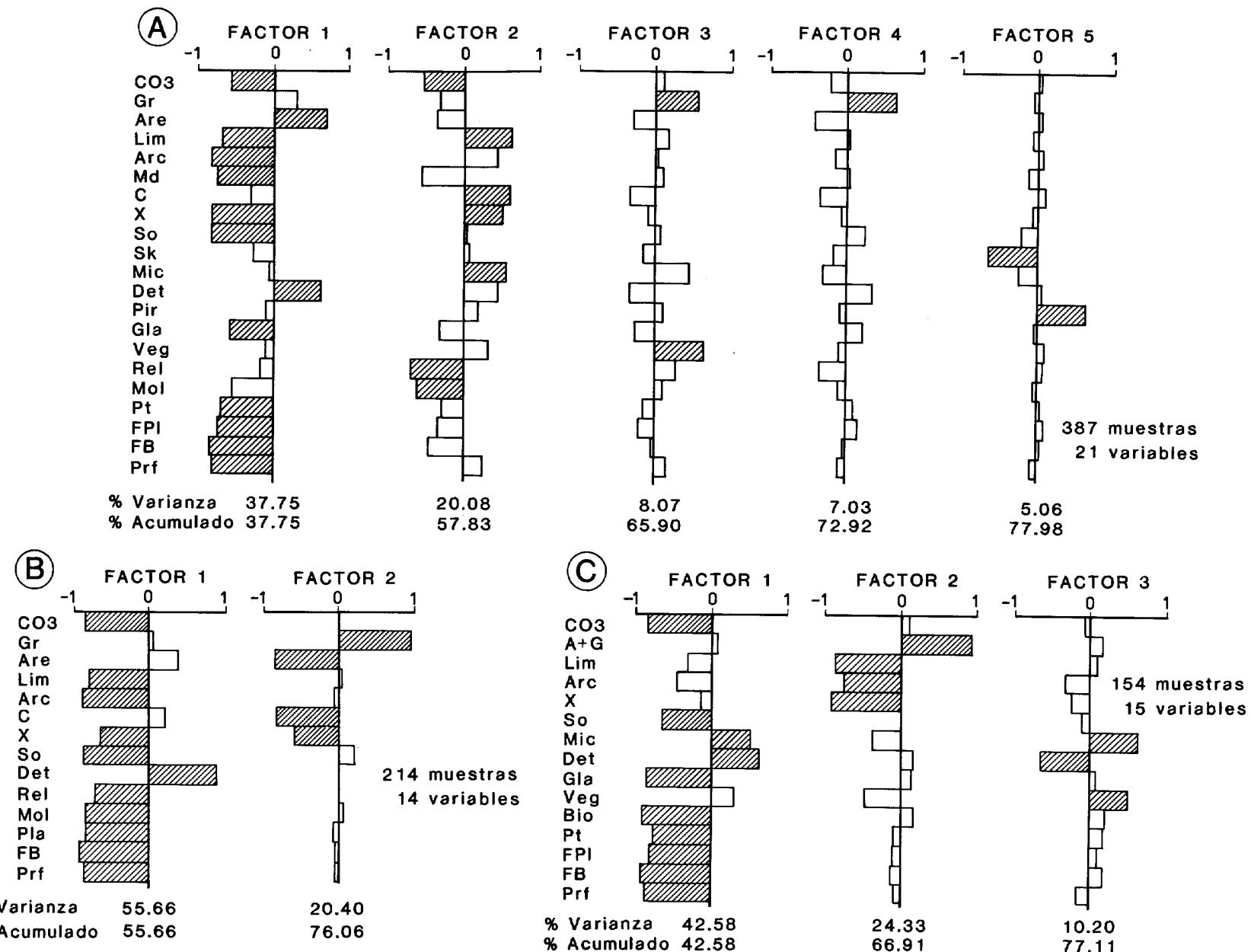


Figura 17.— Histogramas de los valores que toman las variables sedimentológicas en los factores obtenidos a partir de los distintos análisis de componentes principales realizados. A) tratamiento aplicado con las variables numéricas más significativas analizadas para el total de muestras estudiadas, siendo necesarios cinco factores para que la totalidad de las variables sean activas. Los dos primeros factores, con altos porcentajes de la varianza total, son indicadores de la energía del medio de deposición y de la composición del sedimento; los restantes dan información sobre variables poco significativas en los sedimentos estudiados (ver Tabla 4 para la caracterización de las variables). B) tratamiento realizado con los sedimentos de tamaño de grano más grueso. El primer factor es un indicador de la composición, clasificación y batimetría del sedimento, mientras que el segundo, lo es de la energía del medio de deposición. (Ver Tabla 5 para la caracterización de las variables). C) tratamiento en el que se han englobado los materiales de tamaño de grano más fino. Como en el caso anterior, el primer y segundo factor son indicadores de la composición y energía del sedimento, utilizando un tercer factor para caracterizar de una manera más precisa, los sedimentos silicicoclásticos definidos en el primer factor (ver Tabla 6 para la caracterización de las variables).

restos vegetales, mientras que los negativos lo hacen con materiales terrígenos que no presentan los componentes mencionados.

A partir de los resultados de ambos tratamientos estadísticos, se han definido los distintos tipos de sedimentos, agrupando o subdividiendo las clases en función de criterios no cuantificables, como son el color y las estructuras sedimentarias del sedimento, su relación con las morfologías de la plataforma continental o por indicadores faunísticos ambientales.

5.5.3.2. Tipos de sedimentos

Las características de los tipos de sedimentos diferenciados, se resumen en la Tabla 7, donde se muestra la media y desviación típica de las variables determinadas. En los sedimentos groseros se han diferenciado 6 tipos de sedimentos: A) Arenas silicicoclásticas infralitorales, B) Arenas y gravas silicicoclásticas infralitorales; C) Sedimentos de transición de arenas silicicoclásticas a carbonatadas; D) Arenas y gravas calcáreas ligadas a afloramientos rocosos; E) Arenas carbonatadas relictas, y F) Arenas algo arcillosas palimpsest.

A partir del tratamiento estadístico de los sedimentos de tamaños más finos, se han distinguido cinco tipos de sedimentos: G) Fangos arenosos carbonatados palimpsest; H) Arenas limo-arcillosas de prodelta proximal o plataforma interna; I) Limos arcillosos de prodelta; J) Limos arcillosos de plataforma media y K) Arcillas limosas de plataforma externa.

Arenas silicicoclásticas infralitorales

Este tipo de sedimento se caracteriza por su alto contenido en componentes terrígenos y baja proporción de carbonato. Se trata de sedimentos bien clasificados con un tamaño medio de grano de 0,4 mm. La fracción arena está formada principalmente por componentes detríticos (Tabla 7).

Estas arenas se desarrollan a lo largo de toda la plataforma continental, formando una estrecha franja que bordea la línea de costa, cuya amplitud disminuye frente a las desembocaduras de los ríos más importantes. Corresponden a depósitos de ambientes infralitorales distales, tanto actuales como relictos. Los cuerpos de arena están constituidos asimismo por este tipo de sedimentos, con naturaleza relictua (Fig. 18).

Arenas y gravas silicicoclásticas infralitorales

Estos sedimentos se caracterizan por estar compuestos por arenas y gravas con una proporción de carbonato inferior al 20%. El tamaño medio de grano es de 1,2 mm, que es el más grueso de los sedimentos de plataforma (Tabla 7). Se distribuyen en zonas muy concretas, presentando formas lenticulares mar adentro, sin continuidad lateral y son el resultado de la acción de corrientes de retorno que tienen lugar durante y después de los temporales. Las arenas más finas son transportadas posteriormente en épocas de buen tiempo a zonas más próximas a la línea de costa, al par que las arenas y gravas, por su mayor tamaño de grano, quedan en las partes externas del ambiente infralitoral, constituyendo el borde externo del prisma litoral (Fig. 18).

Sedimentos de transición de arenas silicicoclásticas a arenas carbonatadas

Se trata de sedimentos compuestos por una mezcla de arenas terrígenas y biógenas, donde los compuestos mayoritarios son los elementos detríticos (Tabla 7). Los componentes biógenos alcanzan hasta el 30% del total de la fracción arena, incluyendo distintos organismos como algas calcáreas rojas, briozoos o corales, todos ellos actuales. Este tipo de sedimento se desarrolla entre el ambiente litoral y el de plataforma interna, con un carácter transicional entre las arenas silicicoclásticas infralitorales modernas y las arenas carbonatadas relictas (Fig. 18).

Arenas y gravas ligadas a afloramientos rocosos

Estos sedimentos están constituidos principalmente por componentes biógenos, presentando los mayores porcentajes de carbonato de todos los sedimentos diferenciados. Los componentes biógenos están compuestos mayoritariamente por moluscos, algas calcáreas, briozoos y foraminíferos bentónicos (Tabla 7). Se pueden diferenciar dos facies: 1) facies litoral carbonatada actual, en la que los componentes de la fracción arena son principalmente biógenos modernos y que se localiza a 25 - 40 m de profundidad; 2) facies carbonatada relictua, en la cual los componentes mayoritarios son biógenos relictos. Se desarolla a profundidades variables y siempre se encuentra relacionada con afloramientos rocosos.

T A B L A 7

Descripción de la Medias (X) y desviaciones típicas de las variables de los 11 tipos de sedimentos definidos a partir de los tratamientos estadísticos. Las variables descritas corresponden a: Co-% Carbonato; Gr-% Grava; Are-% Arena; Lim-% Limo; Arc-% Arcilla; C- Centilo; X- Tamaño medio de grano; So- Clasificación; Sk- Asimetría; Mic-% Mica; Det-% Detriticos; Rel-% Biógenos relictos; Mol-% Moluscos; FPL-% Foraminíferos Planctónicos; FB-% Foraminíferos Bentónicos; Prf- Profundidad; A+G-% Arenas+Grava; Gla-% Glauconita; Veg-% Restos vegetales; Bio-% Biógenos; Pt- Pterópodos.

		CO3	Or	Are	Lim	Arc	C	X	So	Sk	Mic	Det	Rel	Mol	FPI	FB	Prf
A	\bar{X}	8.33	1.59	94.27	2.12	1.85	-0.59	1.27	0.54	0.07	8.79	87.56	0.97	2.35	0.04	0.31	16.7
	D	7.57	2.75	4.95	2.49	1.89	1.04	0.74	0.23	0.26	8.72	11.05	2.85	2.88	0.12	0.45	11.2
B	\bar{X}	14.19	32.67	62.67	2.47	2.16	-3.18	-0.27	1.60	-0.35	10.40	79.81	1.22	6.15	0.23	0.59	26.1
	D	15.54	10.70	14.91	3.19	2.47	0.62	0.46	0.93	0.39	11.37	17.40	2.81	7.39	0.81	0.84	14.4
C	\bar{X}	36.51	11.14	79.81	5.21	3.70	-1.89	1.23	1.34	-0.07	12.40	64.11	10.31	10.36	0.59	1.66	57.0
	D	16.01	8.76	10.27	3.30	2.05	0.80	0.94	0.64	0.40	13.75	17.00	9.87	7.10	0.49	1.13	27.7
D	\bar{X}	75.00	27.50	62.28	5.35	4.85	-3.40	-0.05	1.87	-1.19	1.97	18.25	46.83	22.55	1.72	6.10	76.1
	D	6.46	11.09	7.99	4.18	3.18	0.84	1.05	1.11	1.82	1.22	12.12	25.55	14.43	1.72	3.49	16.0
E	\bar{X}	51.04	6.16	76.14	9.37	7.97	-2.02	2.30	1.90	0.34	4.80	43.37	23.93	18.89	2.76	5.01	76.5
	D	18.48	4.39	8.90	5.25	2.91	0.96	0.96	0.94	0.30	3.97	18.00	15.30	8.08	1.75	2.52	27.7
F	\bar{X}	56.47	6.09	65.99	13.89	14.04	-1.66	3.70	3.25	0.63	4.91	30.58	25.78	23.77	5.40	8.04	89.1
	D	13.65	4.52	8.86	4.72	3.93	0.97	0.94	0.92	0.17	3.02	13.89	16.68	7.22	2.32	2.38	25.3

		CO3	A+G	Lim	Arc	X	So	Mic	Det	Gla	Veg	Bi	Pt	FPI	FB	Prf
G	\bar{X}	47.37	48.08	23.53	28.36	5.60	4.38	3.80	40.77	7.67	0.03	28.52	4.09	4.95	9.91	140.17
	D	8.43	12.65	7.74	5.35	0.86	0.50	1.93	7.64	2.33	0.09	5.57	2.82	2.01	0.21	36.48
H	\bar{X}	18.62	59.66	26.05	14.26	4.53	2.66	15.39	78.95	0.04	0.30	3.71	0.25	0.18	0.82	44.84
	D	8.25	13.74	10.53	5.98	1.08	0.81	11.01	11.45	0.13	0.43	2.96	0.49	0.24	0.82	24.04
I	\bar{X}	20.17	13.06	51.11	33.28	7.19	2.92	23.27	65.31	0.08	1.47	2.86	0.44	0.32	1.75	49.53
	D	7.62	7.51	10.89	9.42	1.36	0.70	16.59	20.65	0.21	1.47	2.46	0.80	0.47	1.30	26.64
J	\bar{X}	29.80	27.19	38.26	34.52	6.64	3.71	14.58	65.15	1.12	0.72	10.48	1.64	2.03	4.96	104.40
	D	7.04	15.54	8.73	10.63	1.21	0.67	7.26	13.03	1.78	0.90	6.32	1.58	2.52	2.68	42.16
K	\bar{X}	38.60	29.53	30.78	39.70	6.57	4.02	5.78	51.47	3.29	0.24	22.88	4.87	4.10	8.13	144.48
	D	7.19	13.78	6.74	8.72	1.18	0.76	1.93	10.19	2.37	0.45	7.87	2.25	2.71	2.27	35.36

Los sedimentos considerados se desarrollan extensamente en la zona de afloramientos situada frente a la localidad de Arenys de Mar, en el ambiente infralitoral de la plataforma interna y de forma puntual, en diferentes lugares de la plataforma (Fig. 18).

Arenas carbonatadas relictas

Son sedimentos carbonatados de grano grueso algo fangosos, con porcentajes medios de arena más grava superiores al 70% y con un contenido medio en carbonato superior al 50%. La fracción arena está constituida fundamentalmente por componentes biógenos, entre los que destacan los relictos (Tabla 7). Su formación se produjo durante la transgresión Versiliense, generalmente en ambientes próximos al litoral.

Se distribuyen preferentemente en la plataforma media y externa, al oeste del sector meridional y del sector central (Fig. 18). Tanto estos sedimentos como las arenas algo fangosas carbonatadas palimpsest, que se describen a continuación, se pueden encontrar en amplias zonas, donde constituyen una cobertura delgada sobre un sustrato rocoso que aflora localmente, pero que no ha sido representado en los mapas de tipos de sedimentos (Fig. 18).

Arenas algo fangosas carbonatadas palimpsest

Este tipo de sedimentos se compone principalmente de arenas (65%) con un contenido en carbonato superior al 55% y presentan la mayor desviación típica entre los sedimentos arenosos (Tabla 7). Por tanto se puede considerar mal clasificado y compuesto por dos poblaciones bien diferenciadas: arenas depositadas durante el transcurso del último ascenso eustático en ambientes litorales y fangos de deposición actual.

Estos sedimentos se distribuyen mayoritariamente en la plataforma media y externa del sector meridional, así como en las zonas sur-oeste y sureste del sector central, rodeando los sedimentos arenosos carbonatados relictos, definidos anteriormente (Fig. 18).

Fangos arenosos carbonatados palimpsest

Desde el punto de vista textural estos sedimentos consisten en arenas arcillo-limosas, cuya fracción arena muestra proporciones se-

mejantes de componentes detriticos y biógenos, siendo el contenido medio de carbonato de un 47% (el más elevado dentro de los sedimentos fangosos). Destaca el alto porcentaje de glauconita, que llega a alcanzar medias del 7,7%. La fracción arena corresponde en su mayor parte a depósitos litorales carbonatados, transgresivos, mientras que los fangos guardan relación con ambientes deposicionales actuales de plataforma externa (Fig. 18). Este hecho se refleja en los componentes de la fracción arena, donde la proporción de foraminíferos alcanza valores superiores al 10%.

Arenas limo-arcillosas del prodelta proximal o plataforma interna

Estos sedimentos están compuestos por arenas limo-arcillosas, con un porcentaje de arena de un 60% aproximadamente y un contenido en carbonato próximo al 20%. Los componentes mayoritarios de la fracción arena son los minerales ligeros y la mica, que en conjunto alcanzan el 95% de la fracción (Tabla 7). Los sedimentos de este tipo se distribuyen prioritariamente en el prodelta proximal y en la plataforma interna, entre 30 y 50 m de profundidad, y donde hay un fuerte aporte de materiales de tamaño arena fina, procedentes de las zonas costeras. Estos sedimentos se sitúan en la proximidad de la desembocadura de los ríos Besós y Tordera.

Limos arcillosos de prodelta

Se trata de sedimentos limosos (51%) con una proporción de carbonato baja (20%) y con porcentajes de detriticos y mica mayoritarios en la fracción arena, siendo otro componente representativo, los restos vegetales; los minerales pesados son también frecuentes debido al carácter plutónico de las áreas fuente próximas a la cuenca (Tabla 7). En los prodeltas del Llobregat y Besós son abundantes asimismo las escorias por la presencia de zonas industriales. Estos sedimentos se distribuyen frente a las desembocaduras de los ríos hasta 60 m de profundidad (Fig. 18), localizándose su mayor extensión superficial frente a la desembocadura del río Riudaura, en la bahía de Palamós, probablemente debido a la influencia de varias rieras que desembocan en esta zona, con una carga sólida importante de carácter estacional. También pueden corresponder a una sedimentación de tipo prodeltaico relicito, desarrollada durante el último episodio transgresivo (Fig. 18B).

Limos arcillosos de plataforma media

Los sedimentos considerados corresponden a limos arcillosos con porcentajes de arena superiores al 30%, predominando en la fracción arena los componentes detriticos, y entre los elementos biógenos, los moluscos y foraminíferos bentónicos (Tabla 7). Este tipo de sedimentos se extiende en ambientes de plataforma media, donde se desarrolla una sedimentación actual, especialmente en los sectores central y septentrional donde presenta la máxima extensión areal (Fig. 17).

Arcillas limosas de plataforma externa

Este tipo de sedimentos se compone texturalmente de arcillas-limosas con un contenido medio en arena del 30%. Los componentes detriticos biógenos presentan porcentajes similares, siendo destacable el aumento de foraminíferos bentónicos y planctónicos (Tabla 7). Tales sedimentos se distribuyen en ambientes de plataforma externa y borde de talud y especialmente en las zonas de mayor deposición actual (Fig. 18).

5.5.4. SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS DEL CUATERNARIO SUPERIOR

El estudio estratigráfico de los materiales del Cuaternario superior de la plataforma continental de este grupo de Hojas ha sido realizado a partir del análisis de los testigos continuos de pistón, testigos de gravedad y testigos de roca, complementados con la información suministrada por los registros de sísmica de alta resolución (3,5 kHz). El análisis de los testigos recuperados ha permitido definir una serie de secuencias estratigráficas, a partir de las cuales se ha establecido la evolución de la plataforma continental durante el Pleistoceno superior y Holoceno.

Se han diferenciado tres tipos de secuencias: 1) secuencias de plataforma continental, 2) secuencias de prodelta y 3) secuencias de cuerpos de arena.

5.5.4.1. Secuencias de Plataforma Continental

Las secuencias de plataforma continental se caracterizan por una alternancia de niveles compuestos por arenas y gravas y fangos arenosos. Los materiales no consolidados que forman esta secuencia se agrupan en 5 unidades, que son características de distintos

ambientes deposicionales (Fig. 19).

La descripción de las unidades estratigráficas que constituyen los términos de la secuencia de plataforma, se inicia con los depósitos actuales, hasta llegar a los correspondientes al interglacial Würm II-III, con edades superiores a los 35.000 años (Aloïsi et al., 1975).

Unidad 1

Esta unidad está constituida por una secuencia que presenta una disminución de tamaño de grano hacia el techo, iniciándose con arenas limo-arcillosas correspondientes a ambientes de plataforma interna, que pasan progresivamente hacia techo a limos arcillosos y/o arcillas limosas relacionadas con ambientes de plataforma media y externa (Fig. 19). Esta secuencia granodecreciente se desarrolló durante el último ascenso eustático (entre 10.000 ± 500 años A.A. y la actualidad), por el desplazamiento del dominio litoral hacia el continente, hecho que implica la localización de ambientes deposicionales progresivamente más distales sobre el área de depósito.

El espesor de esta unidad puede variar desde escasos centímetros a más de un metro. Se desarrolla preferentemente en zonas sin influencia deltaica y lejos de las superficies de abrasión (Fig. 19).

Unidad 2

Los sedimentos correspondientes a esta unidad están formados por arenas y gravas, generalmente carbonatadas, en ocasiones algo fangosas, dependiendo de la posición geográfica y de los procesos de bioturbación y mezcla con los sedimentos de la unidad suprayacente. Esta unidad constituye un nivel muy continuo en casi toda la plataforma bajo la Unidad 1, extendiéndose desde los ambientes litorales hasta los más distales, a profundidades de hasta 130 metros (Fig. 19). Su desarrollo ha tenido lugar durante el progresivo avance de la línea de costa hacia el continente en el transcurso de la transgresión y su edad varía desde los 18.000 años A.A., en las zonas más distales de la plataforma continental, a la actualidad, en los ambientes litorales.

Unidad 3

Siguiendo la secuencia tipo hacia la base, la siguiente unidad puede estar constituida por tres tipos de sedimentos diferentes, en

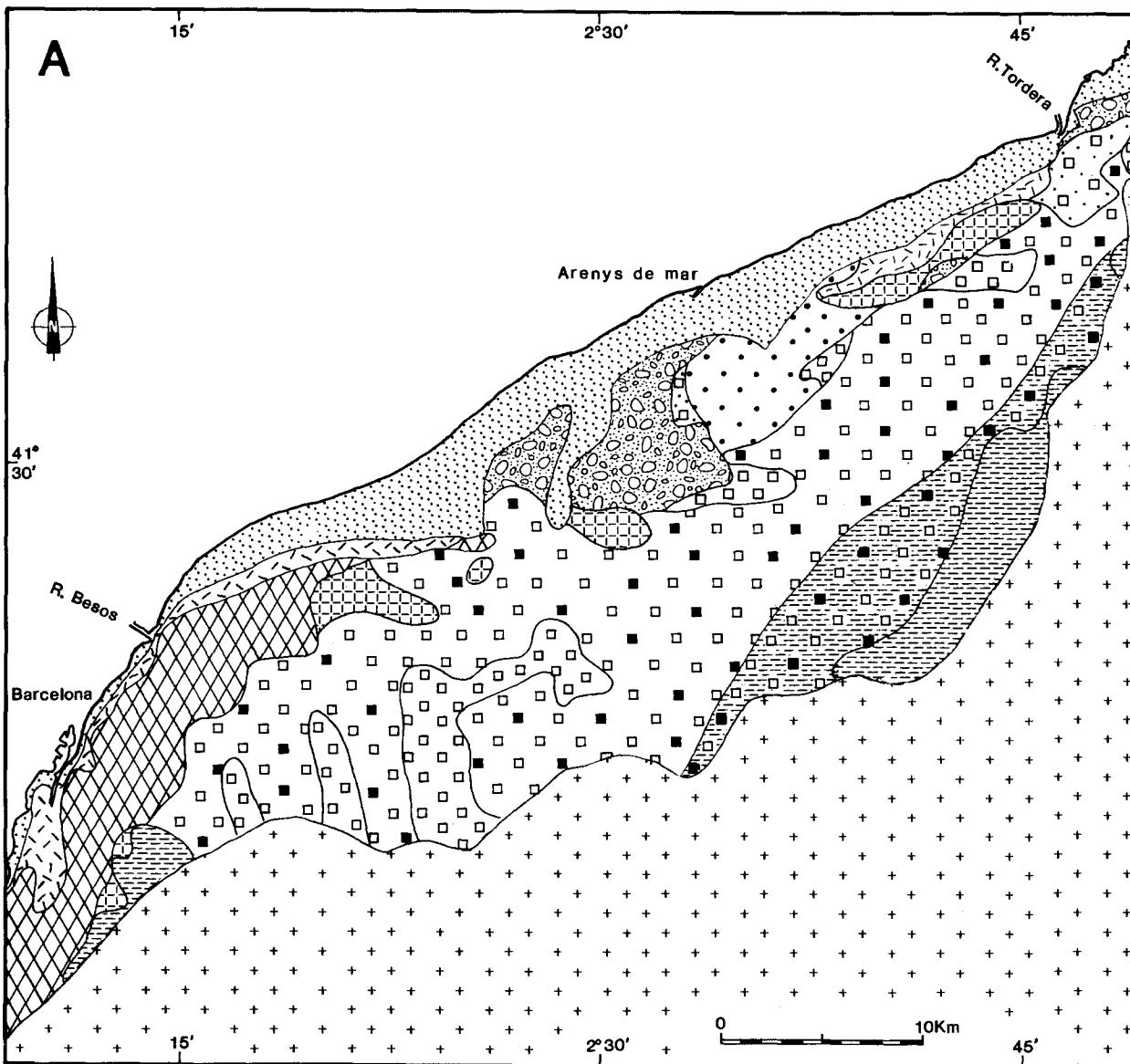
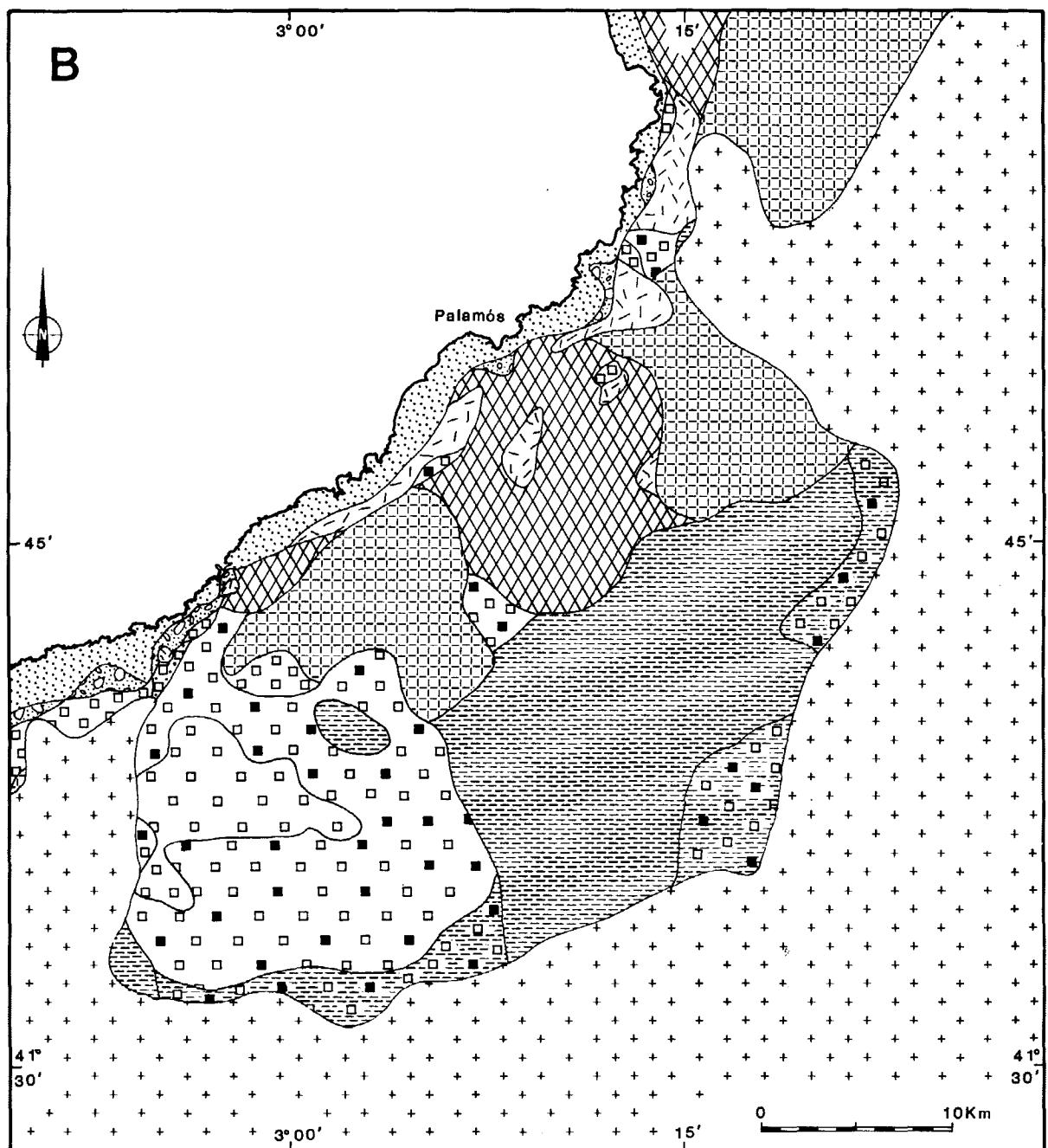


Figura 18 A.— Distribución en superficie de los principales tipos de sedimentos de la plataforma continental. Sector Barcelona-Río Tordera.



	Arenas silicicoclásticas infralitorales		Fangos arenosos carbonatados palimpsest
	Arenas y gravas silicicoclásticas infralitorales		Arenas limo arcillosas de prodelta proximal o plataforma interna
	Sedimentos de transición, de arenas silicicoclásticas a arenas carbonatadas		Limos arcillosos de prodelta o plataforma interna
	Arenas y gravas ligadas a afloramientos rocosos		Limos arcillosos de plataforma media
	Arenas carbonatadas relictas		Arcillas limosas de plataforma externa
	Arenas algo fangosas carbonatadas palimpsest		Talud continental

Figura 18 B.— Distribución en superficie de los principales tipos de sedimentos de la plataforma continental. Sector Lloret de Mar-Bagur.

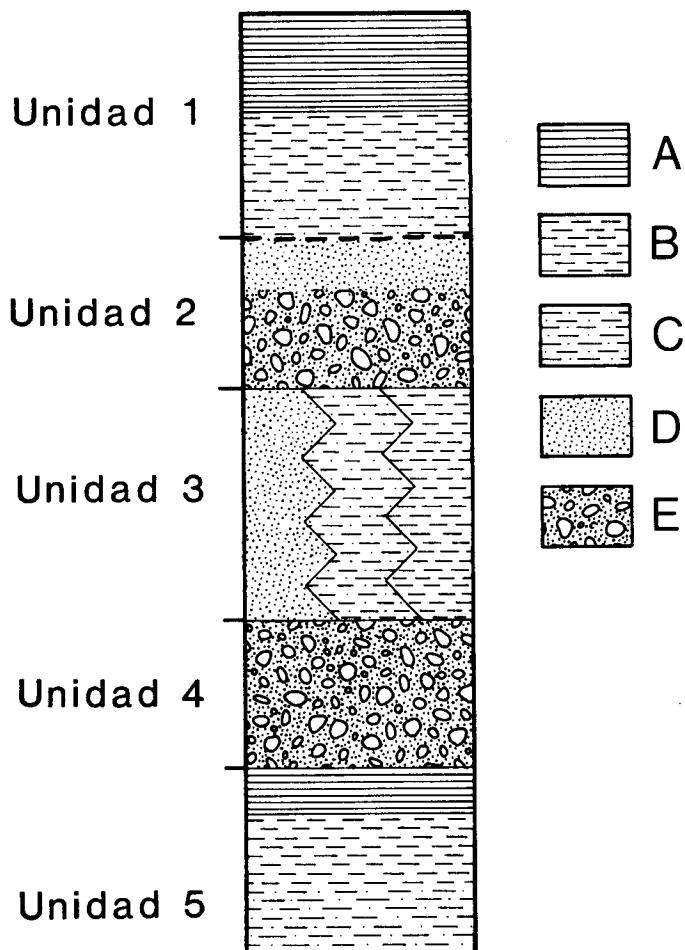


Figura 19.— Secuencia tipo de la plataforma continental, donde se muestran las características texturales de las distintas unidades descritas, desde los depósitos actuales (Unidad 1), hasta los sedimentos correspondientes al interestadio Würm II-III (Unidad 5). A: arcillas limosas; B: limos arcillosos; C: arenas limo-arcillosas; D: arenas finas y medias; E: arenas gruesas y gravas.

función de su situación geográfica: arcillas limosas, arenas arcillosas o arenas finas limpias, todos ellos de color gris (Fig. 19). Los dos primeros tipos se encuentran situados en sectores de la plataforma media y externa, donde las unidades más antiguas no afloran (Fig. 20; perfiles 1 a 4) y el tercer tipo se encuentra en sectores de la plataforma media, en zonas relacionadas con los prodeltas actuales. En los sectores meridional y central, en las zonas de plataforma externa donde ha sido muestreada esta unidad, es significativo la gran abundancia de briozos ramificados de gran tamaño, localizados preferentemente en la zona de transición entre las unidades 2 y 3. Por otro lado, se ha observado localmente en el borde de la plataforma, al sur del cañón de La Fonera, bioconstrucciones de briozos del género *Ascophora* sp. (Reguant et al., 1986).

La edad de esta unidad se ha fijado en 23.450 ± 600 años A.A. y se relaciona con depósitos transgresivos correspondientes al interestadio Würm III-IV (Aloïsi et al., 1975; Serra, 1975).

Unidad 4

La unidad 4 se sitúa bajo la unidad 3 y corresponde a un nivel de gravas y arenas grises algo fangosas, generalmente carbonatadas, muy similares a las descritas en la unidad 2 (Fig. 19). Esta unidad corresponde a un máximo regresivo del Würm III, en el que el nivel del mar descendió a profundidades de -110 m (Fig. 20, perfiles 3 y 5) y su edad, también descrita en el Rosellón, es de aproximadamente 35.000 años (Aloïsi et al., 1975).

Unidad 5

La unidad basal de las secuencias de plataforma únicamente ha podido ser identificada en algunos testigos de la plataforma externa del sector central. Consiste en fangos arenosos y arenas fangosas de color amarillo o siena, que muestran una secuencia granodecreciente hacia techo (Fig. 19), muy semejantes a los fangos transgresivos de la unidad 1. Su edad está cifrada por debajo de los 35.000 años A.A. y corresponde al interestadio Würm II-III (Aloïsi et al., 1975).

5.5.4.2. Secuencias de Prodelta

Se trata de secuencias granodecrecientes

granocrecientes originadas por la progradación de la cuña deltaica, los fenómenos de construcción y abandono de los lóbulos deltaicos y las oscilaciones eustáticas.

En el delta de los ríos Llobregat y Besós se han obtenido muestras de las secuencias prodeltaicas actuales, predominantemente granodecrecientes al sur de la desembocadura actual, debido a la migración de los canales distributarios hacia el NE (Marqués, 1966, 1975; Garaus, 1983).

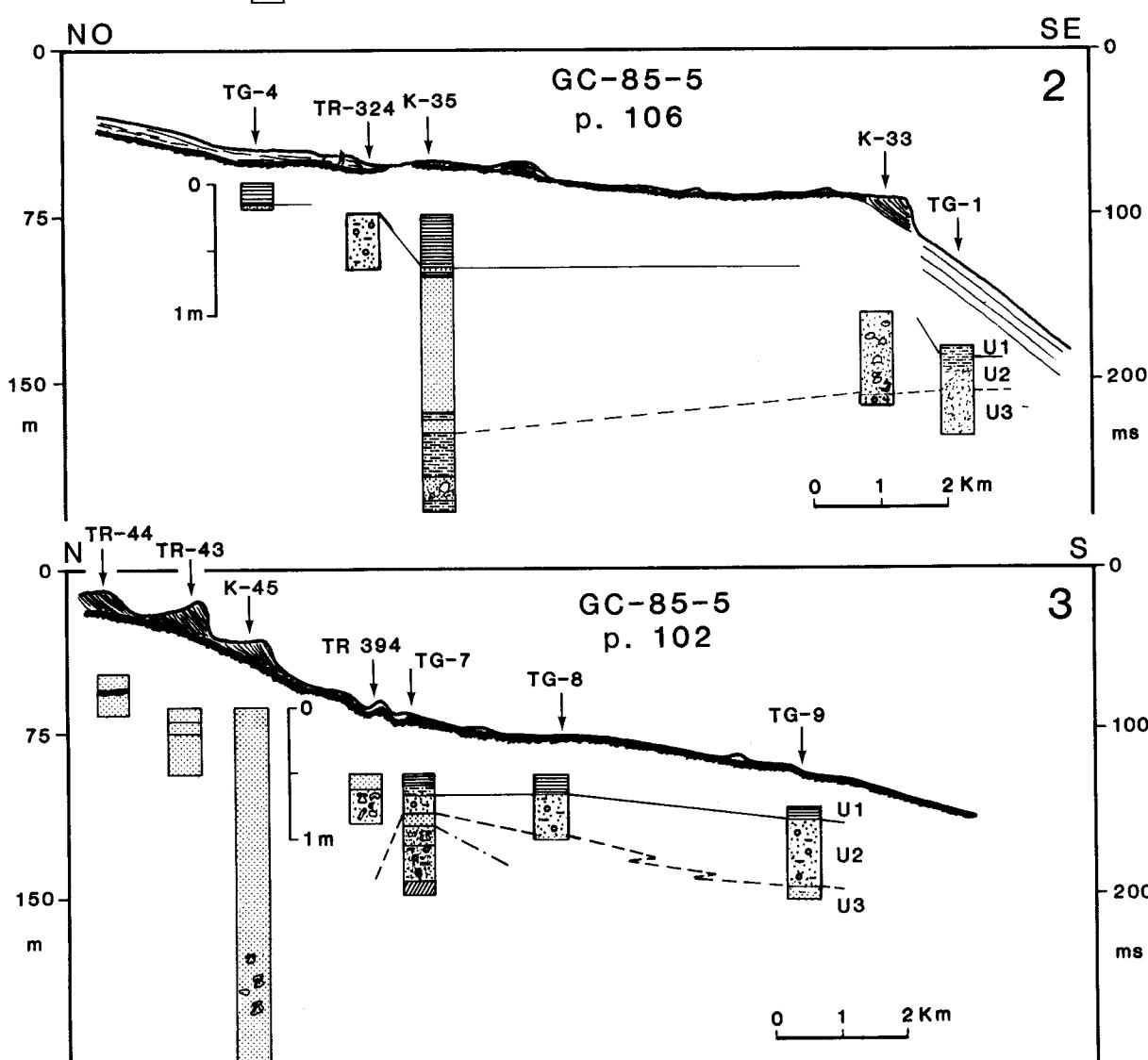
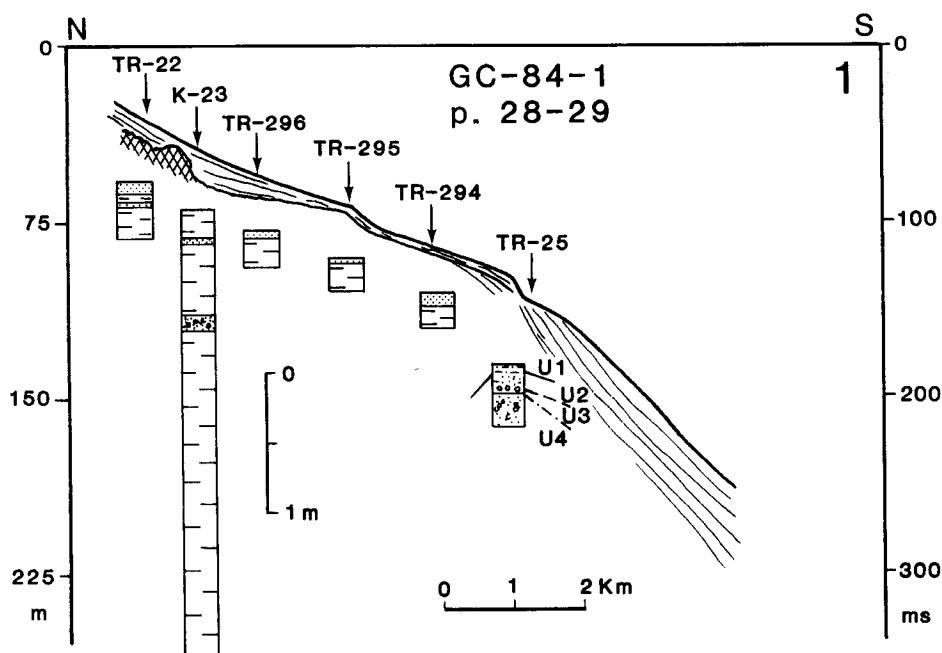
Las secuencias de prodelta fosilizan secuencias granodecrecientes de plataforma continental formadas durante el último ascenso eustático (unidad 1), pudiendo encontrarse también en contacto con la unidad basal transgresiva (unidad 2) o bien, sobre otras secuencias prodeltaicas truncadas, construidas durante el Pleistoceno (Fig. 20; perfil 1).

En el delta del río Tordera, las series muestreadas son predominantemente arenosas, debido al tipo de carga sólida que aporta el río y al régimen de corrientes existentes en esta zona. El cañón de Blanes ha encauzado gran parte de los sedimentos hacia la Fosa de Valencia durante la transgresión holocena (Palauqué, 1984). En las series prodeltaicas de este río se observa también una ritmidad de secuencias granodecrecientes, aunque en ocasiones pueda ser difícil diferenciarlas, debido al efecto de fluidificación que sufren las arenas durante la operación de obtención de muestras con el testigo de pistón.

5.5.4.3. Secuencias de cuerpos de arena arena

Son secuencias granodecrecientes y granocrecientes, edificadas por migración de los cuerpos sedimentarios, que se produce por corrientes costeras y temporales o durante las fluctuaciones del nivel eustático. En los sedimentos que componen estas secuencias predominan las arenas medias silicicoclásticas limpias, con escasos componentes biogénos y cuyo tamaño medio de grano oscila entre 300 y 600 micras (Fig. 20; perfil 3).

En los cuerpos de arena más antiguos, situados a mayores profundidades, los sedimentos que forman los niveles superiores siguen una secuencia granodecreciente hacia techo, formada por arenas bioclásticas fangosas que culmina en un nivel de fangos arenosos de plataforma (Fig. 20; perfil 2 y 4).



Figuras 20.1, 20.2 y 20.3.— Perfiles litosísmicos realizados a partir del Perfilador de Sedimentos (ORE 3,5 kHz complementados con GEOPULSE) y testigos continuos seriados de sur a norte en la plataforma continental del área estudiada. A) Prodelta (fangos); B) Litoral silicicoclástico (arenas y gravas); C) Litoral carbonatado (arenas y gravas biogénas); D) Palimpsest (Arenas, carbonatadas o no, fangosas); E) Plataforma interna y media (Arenas fangosas o fangos arenosos); F) Plataforma externa y borde de talud continental (Fangos); G) Niveles encostrados o litificados (costras calcáreas o playas cementadas); H) Base de la unidad 1; I) Base de la unidad 2; J) Base de la unidad 3. 1. Respuesta opaca en sedimentos cargados en gas (efecto "Table"); 2. Reflectores internos; 3. Superficie acústica de alta reflectividad.

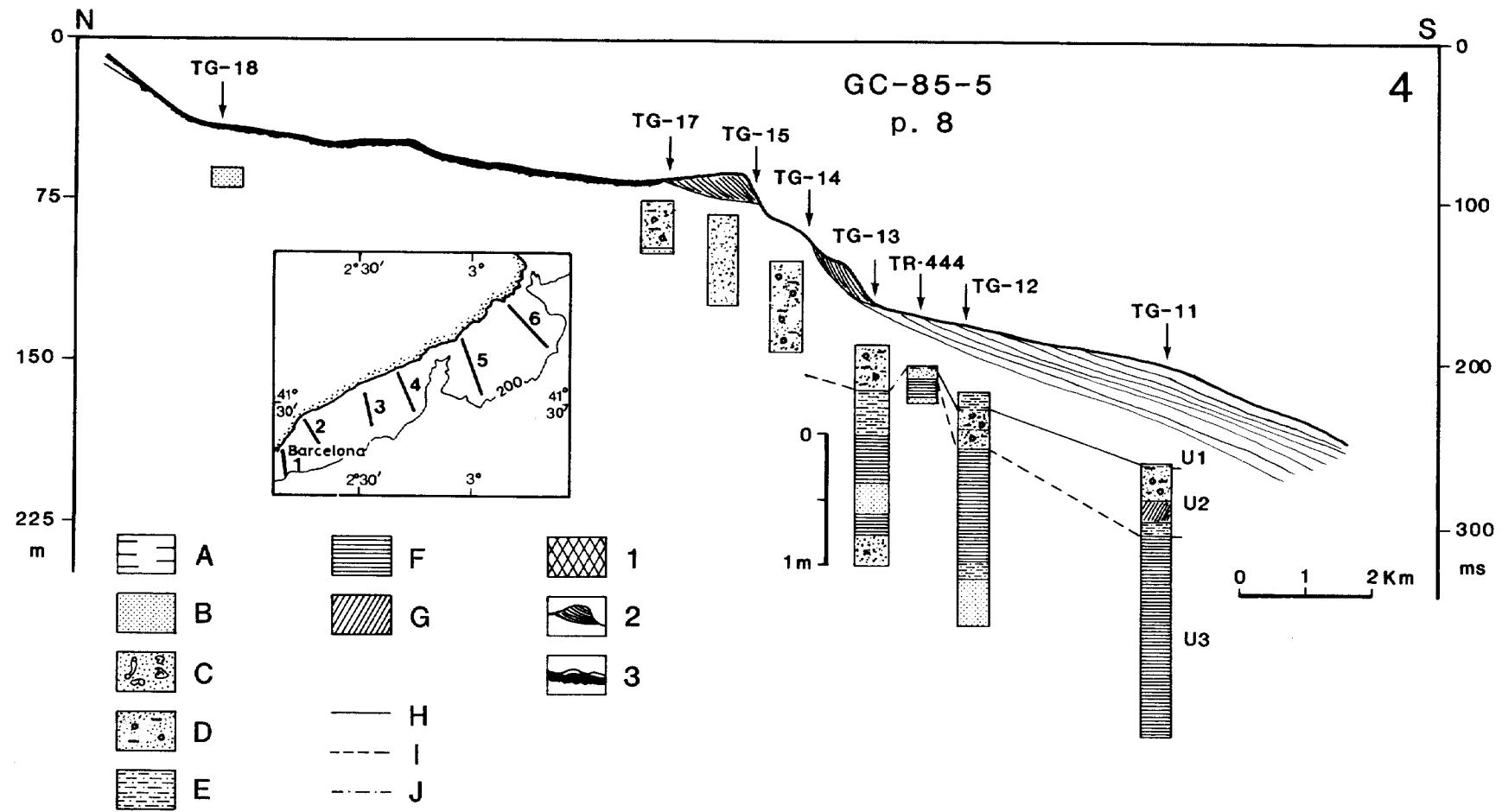


Figura 20.2

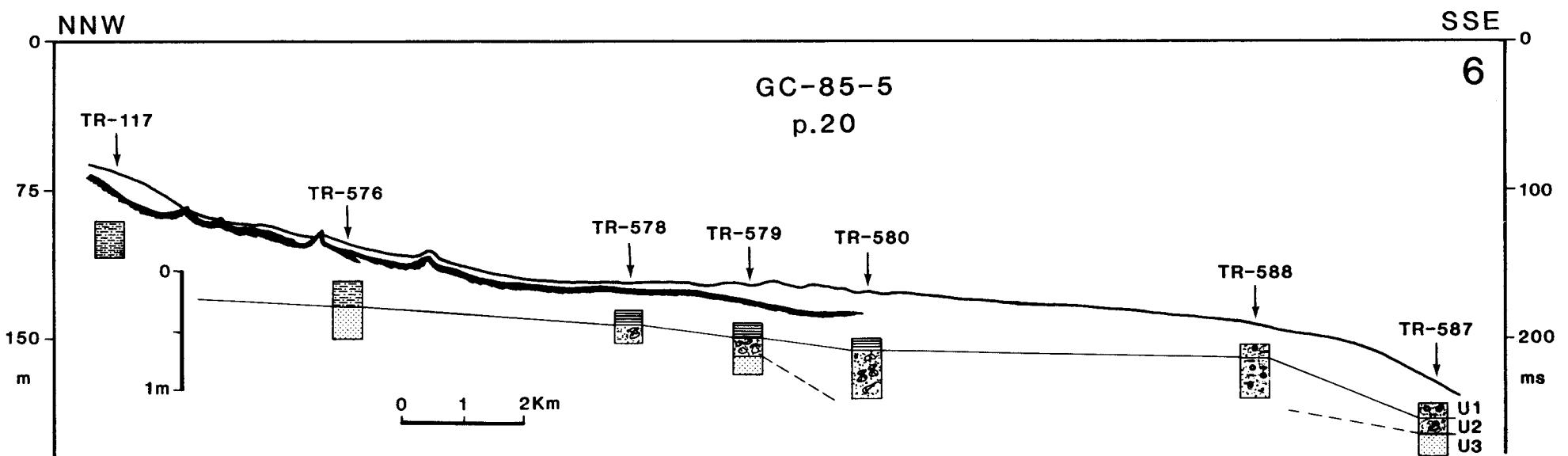
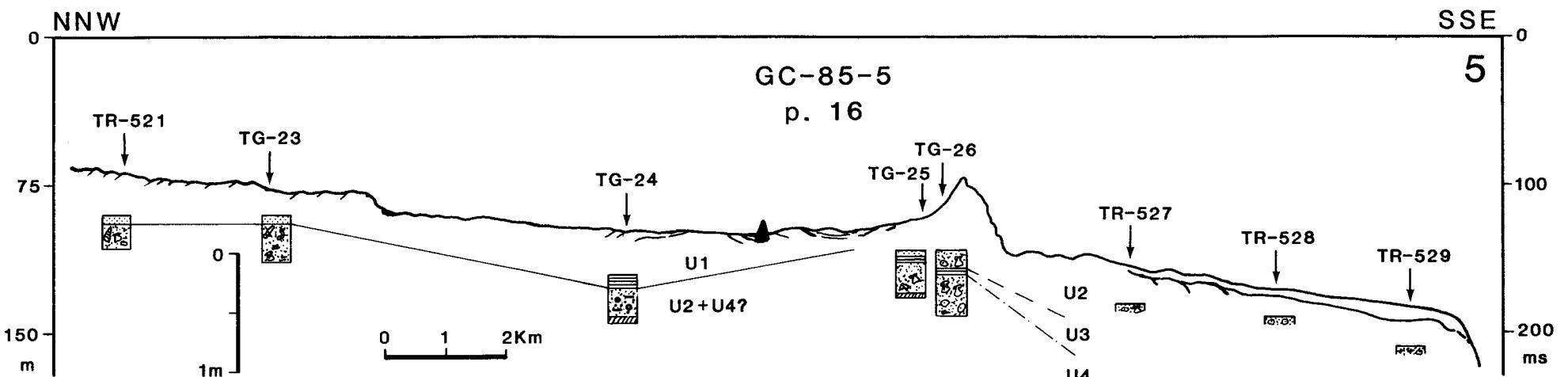


Figura 20.3

6. TECTONICA

6.1. TECTONICA HERCINICA

La estructura hercínica es el resultado de una deformación polifásica que estuvo asociada, en el dominio de las Cadenas Costeras, al desarrollo de esquistosidades y de un metamorfismo regional. El metamorfismo es, en general, de bajo grado y los niveles estratigráficamente más altos (Devónico y Carbonífero), pueden incluso no estar afectados. Así, exceptuando las aureolas de metamorfismo de contacto, inducidas por granitoides tardíos, los materiales carboníferos parecen ser simplemente anquimetamórficos. Estas características son generalizables para todo el Carbonífero de las Cadenas Costero Catalanas y en buena parte también al Devónico. En contraste, los materiales inferiores al Devónico muestran siempre un metamorfismo claramente visible y débil, excepto en los niveles más profundos, que presentan un metamorfismo térmico de alto grado.

La estructura en las zonas de bajo y alto grado de metamorfismo presenta ciertas diferencias, que se manifiestan esencialmente por el distinto desarrollo de las esquistosidades (IGME, 1984). La estructura general corresponde a una serie de pliegues asimétricos, en algunos casos acostados, que en las capas más competentes tienen las características de pliegues flexurales aplastados.

La deformación de los materiales paleozoicos se produjo durante la orogenia Hercínica, pero es difícil por el momento llegar a dar más precisiones. De los datos objetivos de que se dispone, se deduce que la deformación terminó con posterioridad, por lo menos, al Namuriense y muy probablemente incluso al Westfaliense. En cuanto a la edad de la

fase más precoz es difícil pronunciarse; el carácter tal vez discordante del Carbonífero y la existencia de cantos graníticos deformados, podrían sugerir una edad Devónico superior para la primera fase, pero el tipo de pliegues que presenta el Carbonífero apunta más bien en sentido contrario. En cualquier caso el problema del inicio de la deformación hercínica en el dominio de las Cadenas Costeras, está por resolver (IGME, 1984).

6.2. TECTONICA ALPIDICA

La historia alpídica de los Catalánides comprende tres etapas (Anadón et al., 1979), la primera preorogénica, abarca desde el comienzo de la sedimentación posthercínica (Trías inferior) hasta el comienzo de las pulsaciones compresivas principales; la segunda orogénica o compresiva, tuvo lugar durante el Paleógeno y la tercera, postorogénica o distensiva, es de edad neógena y se prolonga hasta la actualidad.

Las principales estructuras de la Cadena Costero Catalana corresponden a dos sistemas de fracturas de dirección aproximada NE-SO, ligeramente oblícuas a la Cadena, y NO-SE. Estos sistemas de fallas, que han determinado la configuración estructural del área de estudio, tienen una larga y compleja historia, habiendo actuado algunas de estas fracturas desde los tiempos hercínicos hasta la actualidad, si bien de diferente manera, en función de la orientación del campo de deformación regional en cada momento (Fontboté, 1954a y b; Solé Sugrañes, 1978; Anadón et al., 1979). De manera general, puede admitirse que las fallas que afectaron al basamento, se desarrollaron a finales de Paleozoico como fallas de desgarre, mientras que durante el Mesozoico actuaron como fallas normales.

De manera general debe indicarse que en los Catalánides, a lo largo del Mesozoico, tuvo lugar una progresiva división en bloques con una subsidencia diferencial determinada por dos sistemas de fracturas de zócalo, aproximadamente perpendiculares entre sí, bajo un régimen general distensivo. Esta compartmentación, dió origen a notables variaciones de potencia y de facies en los materiales depositados. Durante el Triásico y Jurásico, es determinante el control ejercido por los sistemas de fallas transversales (sensiblemente orientados de NO a SE), que dan lugar a una división de la zona en grandes bloques. El predominio de las fallas longitudinales (de orientación más o menos aproximada NE-SO), no se manifiesta hasta el Barremiense-Aptiense, si bien este proceso ya se inició en el Neocomiense. Este último sistema de fallas constituye, en definitiva, el factor de control principal del dispositivo tectónico de la zona considerada, si bien persiste en un cierto grado, la acción de fracturas transversales (Anadón et al., 1979). De esta forma se llega a una estructura escalonada hacia el SE, claramente expresada en el ámbito marino y regida esencialmente por las fallas longitudinales, cuya orientación varía de NNE-SSO a ENE-OSO.

Al final del Mesozoico se produce una emisión generalizada, precursora de los primeros impulsos compresivos alpinos, que se iniciaron en el Eoceno inferior-medio y se extienden hasta el Oligoceno terminal-Mioceno basal, habiéndose registrado una variación del comienzo de la compresión a lo largo de la cadena desde el NE al SO. Durante la etapa orogénica, las antiguas fracturas fueron nuevamente reactivadas, actuando como fallas de desgarre.

En el área estudiada, el comienzo de los movimientos alpinos se manifiesta por una fase compresiva que originó fallas inversas, como la que pone en contacto la Cordillera Prelitoral con la Depresión del Ebro. En el Oligoceno y más probablemente a finales del postestampiense o premioceno, otra etapa de compresión pliega el Oligoceno de Campins.

Tras la etapa compresiva paleógena se inicia la fase distensiva del Neógeno-Cuaternario, que en el margen continental da origen a las fosas tectónicas colmatadas por materiales neógenos que forman parte del amplio sistema de rift del Levante español.

Las lineaciones estructurales principales del basamento mesozoico, en el margen continental, han sido determinadas por los sistemas de fallas longitudinales de dirección NE-SO. Este sistema ha dado lugar a la formación de una serie de fosas estructurales delimitadas

por fallas lísticas, que se hunden progresivamente mar adentro, estableciendo la morfoestructura del margen continental en los estadios iniciales de su evolución (Stoeckinger, 1976; Serra et al., 1979; Soler et al., 1983). Estas grandes fallas, muchas de las cuales son antiguas fracturas desarrolladas durante la etapa preorogénica del Mesozoico y orogénica o compresiva del Paleógeno, tal y como se mencionó antes, actúan durante el Neógeno como fallas normales en relación con los fenómenos de distensión, que a partir del Oligoceno, afectan al Mediterráneo occidental.

La importante etapa distensiva desarrollada durante el Mioceno se caracteriza por el juego de dos importantes direcciones de fracturación NE-SO y NO-SE, que condicionaron en tierra la formación de importantes unidades morfoestructurales como son la Depresión del Vallés, La Selva, etc., a favor del compartimento hercínico y la cobertura del Eoceno, según una tectónica de distensión (IGME, 1984). Estos sistemas de fracturas se extienden en el margen continental formando altos estructurales y depresiones llenas de materiales terciarios y cuaternarios. A partir del Mioceno y en relación con estos accidentes tectónicos, aparecen una serie de fenómenos volcánicos, cuyas manifestaciones han podido ser observadas tanto en tierra como en el ámbito marino, en una zona adyacente al extremo SE del grupo de Hojas a la altura del meridiano 3° 40' aproximadamente.

Según Solé et al. (1984), uno de los aspectos más sobresalientes de la geometría de las cubetas neógenas en el ámbito terrestre, es su carácter de fosas o semifosas disimétricas, presentando en general un borde activo bien definido, asociado a una fractura subvertical, cuyos movimientos suelen afectar incluso a los sedimentos más recientes. Por el contrario en el borde opuesto las fracturas están menos definidas y los sedimentos frecuentemente transgreden sobre los materiales del zócalo. Los estudios geofísicos ponen de manifiesto la existencia de un zócalo compartmentado, pero, en general, inclinado hacia el borde abrupto de la fosa, que suele corresponder al margen occidental. Debe indicarse que todas estas características son extrapolables a las fosas del margen continental, especialmente a la Cuenca de Sant Feliú y Cuenca de Barcelona, tal y como se verá a continuación.

Desde el punto de vista tectónico, en el margen continental se pueden distinguir tres zonas delimitadas entre sí por los cañones de Blanes y La Fonera, tal y como se puede observar en el Mapa Morfoestructural del

margen continental, en el que están representadas las isopacas del Pliocuaternario y las isobatas de la base del Terciario, así como el conjunto de fallas que definen su estructura.

a) Zona al Oeste del cañón de Blanes

En la zona comprendida entre Mataró y Barcelona, el basamento mesozoico aparece estructurado en un conjunto de bloques basculados hacia tierra, limitados por fallas lístricas, que definen un sistema de horst y graben de dirección NE-SO.

Especial mención merece la gran falla de dirección NE-SO paralela a la costa, que define el contacto entre el Mioceno y el macizo cristalino de la Cordillera Catalana, que aflora a lo largo de las Hojas en la misma dirección. Paralelamente a esta fractura, se desarrolla una importante cubeta basculada hacia el NO (su extremo SO se continúa en las Hojas marinas Nº 41-42 correspondientes a Tortosa-Tarragona), a la que se ha denominado Cuenca de Barcelona. Esta fosa, que se encuentra rellena de un importante espesor de sedimentos, ha experimentado un hundimiento sín sedimentario durante el Neógeno y Cuaternario. Un indicador de estos movimientos de reajuste puede ser la actividad sísmica actual de la zona del Maresme (Gaibar Puertas, 1979). En la zona de máxima acumulación de materiales (área adyacente a la falla costera), se ha observado en las unidades superiores una inestabilidad, probablemente debida a los efectos de la subsistencia y/o a actividad de la falla, que se manifiesta en pequeñas fallas que llegan a afectar incluso al Holoceno (Fig. 15) y que han sido observadas en los perfiles de alta y media resolución frente a la desembocadura del Besós. La cubeta está limitada al SO por un horst, sobre el que se sitúa el sondeo Barcelona A-1, que cortó materiales del Cretácico inferior.

En tierra, las fallas de dirección NE-SO, dieron lugar entre la Cordillera Prelitoral y la Litoral a la formación de la Depresión del Vallés, fosa limitada por fallas de carácter similar, pero de diferente edad.

El accidente que pone en contacto la Depresión del Vallés con el zócalo granítico de la Cordillera Litoral sería una falla normal enmascarada por los aluviales del río Tordera, que actualmente discurre a lo largo de su traza. Los materiales miocenos que afloran en este límite están poco afectados tectónicamente, debido a que esta fractura se produjo antes de la deposición del Mioceno inferior, registrándose una reducida actividad una vez depositados los materiales del Mioceno basal

(IGME, 1984).

Así pues, tal y como se desprende del Mapa Morfoestructural, tendríamos dos fosas sensiblemente paralelas, una en tierra, la del Vallés y otra en el ámbito marino, la de Barcelona, situadas a ambos lados del macizo granítico que constituye la unidad costera, que quedaría a modo de "horst", presentando ambas fosas un basculamiento y hundimiento hacia el NO. La serie miocena tanto en el ámbito terrestre como marino, en general aparece muy afectada por la tectónica, con la excepción del Mioceno inferior.

En el área comprendida entre Mataró y Blanes, la dirección principal de las fallas varía ligeramente, para pasar a ser ENE-OSO. La falla costera, de dirección NE-SO, es subvertical. En general, el basamento se encuentra a una menor profundidad que en la zona anteriormente descrita (Barcelona-Mataró) y el espesor de la cobertura neógeno-cuaternaria es mucho más reducida. Otra diferencia a destacar es que el Mioceno se encuentra más afectado por la tectónica, siendo su comportamiento más frágil, quizás debido al menor espesor de la cobertura.

En el área citada, la plataforma se caracteriza por la existencia de un gran alto estructural (Alto de Arenys), que se ha comportado desde el Mioceno inferior como una zona relativamente estable durante el posterior desarrollo del margen continental. Está cubierto de una delgada cobertura de materiales neógeno-cuaternarios, llegando a aflorar el Mioceno. De la observación de los perfiles sísmicos se deduce que en el extremo occidental del Alto (aproximadamente frente a Mataró), la superficie de erosión finimiocena está basculada hacia el OSO, en cuya dirección es progradada por el Plioceno y Cuaternario (Fig. 10; perfil 113A). Por el contrario, en el extremo oriental del Alto (frente a Calella), se produce una gran acumulación de materiales pliocuaternarios como consecuencia del hundimiento sín sedimentario del fondo de la cuenca (Fig. 11, perfiles 112 y 113B). Esta cuenca finalmente se comunica con el cañón de Blanes, donde ha sido afectada por fenómenos erosivos durante los períodos de excavación del mismo.

b) Zona situada entre el cañón de Blanes y el cañón de La Fonera

Se trata de una zona donde la dirección predominante de las fallas es NE-SO, si bien al sur del cañón de La Fonera adquieren una dirección casi E-O. Cabe señalar en este área, la existencia de un gran alto del

basamento de dirección E-O (Alto de Tossa), que podría corresponder a materiales paleozoicos, posiblemente recubiertos de una delgada cobertura de Mesozoico.

Mar adentro y a batimetrías comprendidas entre 500-900 m, destaca también un alto estructural delimitado por fallas de dirección NE-SO y NO-SE, sobre el cual el Mioceno disminuye de espesor hasta desaparecer en las crestas. Entre los altos mencionados y alrededor de los mismos, se desarrollan una serie de cuencas, donde llegan a acumularse notables espesores de sedimentos del Neógeno-Cuaternario y/o Paleógeno. Estas paleocuencas desembocan en los cañones que limitan la zona considerada en este apartado, destacando entre ellas la situada al sur de Palamós, a la que se ha denominado Cuenca de Sant Feliú. Los máximos espesores de materiales del Paleógeno y Neógeno-Cuaternario se localizan contra la falla costera de dirección NNE-SSO, y la falla de dirección E-O, que limita la cuenca hacia el Norte. Ambas fracturas se han mantenido activas desde el Paleógeno, según puede deducirse de la disposición de los materiales paleógenos.

A lo largo del área ocupada por la Cuenca de Sant Feliú, así como sobre el alto estructural de Tossa, el Mioceno, debido al relieve del basamento y a las grandes variaciones de su espesor en cortas distancias, presenta una complejidad estructural relativamente importante, puesta de manifiesto por pliegues de gran amplitud y sobre todo por un notable grado de fracturación, con fallas de pequeño salto.

Al sur del cañón de La Fonera, es significativa la variación que se produce en la dirección de las fallas que pasan a ser casi E-O. Este hecho coincide con un cambio en la naturaleza del basamento, que pasa a ser un paleozoico recubierto de materiales terciarios y cuaternarios, estando ausente el Mesozoico. La coincidencia del cambio de la dirección de las estructuras y del carácter del basamento, induce a pensar en la influencia que pudieran ejercer antiguas estructuras.

En tierra, a finales del Mioceno y/o principios del Plioceno, aparece una nueva etapa de distensión que dà lugar a la formación de fallas de dirección NO-SE. La actividad de algunas fracturas de dirección NE-SO quizás continuó, favoreciéndose así, la formación de la Depresión de La Selva. Esta fase de distensión neógena está relacionada con el volcánismo existente en la zona, cuyas manifestaciones se inician en las etapas distensivas del Mioceno, extendiéndose hasta el Cuaternario. El Macizo de las Gavarres aparece a manera de horst separado de las Guilleries por la

Depresión de La Selva y del Macizo de Bagur, por el corredor o fosa de Palafrugell, hundiéndose hacia el norte mediante una serie de fallas escalonadas bajo los depósitos del Ampurdán (IGME, 1984). En general las fallas asociadas a la dirección NO-SE parecen tener una mayor influencia en tierra (falla de La Riera de Santa Coloma, Tordera, Tossa, Gualba, Riudaura, etc.) que en la zona marina.

Finalmente cabe señalar, que fuera del grupo de Hojas, existe un importante aparato volcánico que se desarrolla en la prolongación oriental del alto estructural situado más al sur de la zona, a favor de fracturas de distensión.

c) *Zona situada al norte del cañón de La Fonera*

La unidad costera paleozoica se pone en contacto con el Terciario por medio de una falla subvertical de dirección N-S. Sin embargo, mar adentro la dirección predominante es NO-SE. El área correspondiente al extremo nororiental de las Hojas está constituido por un horst paleozoico de dirección NO-SE, fosilizado por un reducido espesor de materiales pliocuaternarios, en cuyo borde suroccidental se encuentra una cubeta, limitada meridionalmente por un resalte.

La evolución tectónica y los procesos sedimentarios son los factores predominantes que han regido el desarrollo de los diferentes tipos de margen en el área catalano-balear (Serra et al., 1979). Otros factores, como los cambios climático-eustáticos y los parámetros oceanográficos han ejercido también su influencia. No obstante, el efecto de la tectónica es determinante de los diversos estilos morfoestructurales del margen continental. En el grupo de Hojas considerado, la tectónica parece haber ejercido una mayor influencia de S a N. El basamento se encuentra estructurado en una serie de altos y fosas tectónicas, descendiendo progresivamente hacia la llanura abisal.

En el extremo suroccidental del grupo de Hojas, entre Barcelona y Mataró, el basamento se encuentra en general a una profundidad mayor que en el resto de la zona considerada, lo que unido a un mayor aporte sedimentario, da lugar a una atenuación de las estructuras en sentido vertical y por lo tanto a una uniformación del relieve, sin que queden ni siquiera esbozadas en superficie las estructuras más profundas. Sin embargo, en el resto de las Hojas, la cobertura sedimentaria fosiliza las irregularidades del basamento,

permitiendo cierta expresión morfológica de la estructura del margen que queda así claramente puesta de manifiesto.

En el esquema de la Fig. 14 se puede observar como en el margen continental del grupo de Hojas se distinguen dos series de altos. El primer conjunto más cercano de la costa, ocupa gran parte de la plataforma y está formado por dos altos de gran extensión y anchura, (Alto de Arenys y Alto de Tossa) separados por el cañón de Blanes. Mar adentro y a una profundidad de 500 m, se localizan otros de menor tamaño, con un recubrimiento terciario mínimo e incluso inexistente. En las zonas deprimidas situadas entre los altos estructurales del basamento, tienen lugar las máximas acumulaciones de Terciario, donde debido a una mayor subsidencia, se produce la incisión de los cañones y la consiguiente erosión de parte de los materiales acumulados. El encajamiento de los cañones viene favorecido, además, por la existencia de fallas (generalmente de dirección NO-SE) en sus cabeceras.

El Plioceno fosiliza los relieves messinenses, adaptándose los niveles basales a la morfología preexistente, hasta amortiguarse progresivamente hacia el techo. Está afectado por numerosas fallas de crecimiento intrapiiocenas, debido a lo abrupto de los relieves finimiocenos, sobre todo en el borde septentrional del Alto de Palamós y borde suroriental del Alto de Arenys.

6.3. NEOTECTONICA

La actividad tectónica durante el Cuaternario resulta evidente a tenor de las referencias históricas de movimientos sísmicos durante los dos últimos milenarios (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Suriñach y Roca, 1985). Dicha actividad se concentra en los bordes de la cordillera litoral y fundamentalmente en su borde meridional. La mayoría de los sismos son de baja intensidad, por lo que, al no existir con anterioridad a 1985 una red sismológica lo suficientemente densa y próxima a la zona, no puede determinarse la situación de los

hipocentros, ni los mecanismos focales. De la situación aproximada de los epicentros, aliñeados paralelamente a la falla que limita el borde meridional de la cordillera litoral, puede establecerse una relación entre la citada falla y la actividad sísmica, a pesar de la escasez de determinaciones epicentrales lo suficientemente precisas, como para relacionar un determinado accidente estructural con los citados sismos. La actividad sísmica se concentra en toda la zona litoral comprendida entre Badalona y Sant Feliú de Guíxols, localizándose la máxima actividad en el Maresme.

La existencia de pequeñas fallas que afectan a la cobertura cuaternaria pre-holocena en el sector comprendido entre Barcelona y Premià de Mar, puestas de manifiesto por la sísmica de alta penetración, se interpreta como el resultado de movimientos de reajuste causados por zonas sometidas a una subsidencia diferencial, originada por las distintas cargas litostáticas existentes a ambos lados del borde noroccidental de la cubeta de Barcelona, donde se acumulan más de 6.000 m de sedimentos post-mesozoicos.

En el borde suroriental del bloque mioceno situado en la plataforma continental del Maresme (Fig. 15), los reflectores correspondientes al Pliocuaternario muestran una disposición característica de una falla de crecimiento, que habría permanecido activa al menos hasta el Pleistoceno superior.

Desde el punto de vista estructural y morfológico, es de destacar la presencia de fenómenos de inestabilidad sedimentaria, produciéndose deslizamientos que cubren amplios sectores del margen continental. Según Canals (1985), los factores que controlan dicha inestabilidad pueden ser externos e internos. Entre los primeros destacan la sismicidad, los gradientes verticales, las corrientes profundas, las oscilaciones eustáticas, la rápida deposición de sedimentos en el borde de plataforma y el incremento de la inclinación del fondo. En cuanto a los factores internos, se debe incluir la presencia de sedimentos con baja resistencia al cizallamiento y la interestratificación de niveles potenciales de deslizamiento.

7. PETROLOGIA

7.1. ROCAS PLUTONICAS

Los granitoides constituyen la casi totalidad de afloramientos de rocas plutónicas, aunque aparecen también pequeños stocks de cuarzodioritas, dioritas y gabros, así como de monzonitas o sienitas de dudoso origen ígneo en la mayoría de los casos, cuya génesis probablemente corresponde a transformaciones hidrotermales. Entre los granitoides predominan las granodioritas, encontrándose las facies más básicas en el sector occidental, donde existen además extensos afloramientos de tonalitas. En el sector más oriental, por el contrario, las granodioritas alternan con considerables extensiones de granitos más o menos leucocráticos.

Entre los granitoides se distinguen granitoides sintectónicos y postectónicos.

7.1.1. ROCAS PLUTONICAS SINTECTONICAS

Se trata de los leucogranitos moscovíticos foliados de Osor (15) y consiste en una facies de borde del macizo intrusivo principal, que aflora en el área de Osor y en el río Ter. Son rocas de color blancuzco constituidas por cuarzo y feldespato, con escasa biotita y de grano muy fino.

7.1.2. ROCAS PLUTONICAS Y POSTECTONICAS

7.1.2.1. Gabros (6)

Sólo se conocen dos afloramientos, uno aso-

ciado a las dioritas de Susqueda y otro en Orsanviyá, en el Macizo de Montnegre. En el primero, se trata de rocas de color oscuro con cantidades de plagioclasa del orden del 50% y pequeñas cantidades de cuarzo, con tamaño de grano variable, cuyo segundo componente importante es la hornblenda. El afloramiento del Montnegre tiene una composición heterogénea con zonas ricas en plagioclasa y otras en minerales máficos.

7.1.2.2. Dioritas y Cuarzodioritas (5)

Se encuentran en un considerable número de afloramientos de pequeñas dimensiones, siendo el mayor el de Susqueda, presentándose en la mayoría de los casos rodeados de granitoides. Son rocas en general de grano fino a medio, de color gris oscuro, muy fácilmente meteorizables, con disyunción en bolas. Los productos de su meteorización son fundamentalmente arcillosos. Su componente mineralógico principal es la plagioclasa. Los minerales máficos son abundantes, predominando la hornblenda sobre la biotita. El contenido en cuarzo es variable y el feldespato potásico es escaso o inexistente.

7.1.2.3. Tonalitas (4)

Se trata de un granitoide con elevado contenido en plagioclasa (50%), bastante rico en cuarzo y biotita, con escasa proporción de feldespato potásico y una cantidad apreciable de hornblenda. Afloran en la zona suroccidental de la Cordillera Litoral, extendiéndose desde Alella hasta Canyamars.

7.1.2.4. Granodioritas

La mayor parte de los afloramientos de rocas plutónicas cartografiados corresponden a granodioritas. Son rocas de color gris con enclaves maficos y tamaño de grano medio, aunque también puede ser fino y grueso. Como corresponde a su definición, tienen un predominio de plagioclasa sobre feldespato potásico, el cuarzo es abundante y contienen biotita, aunque a veces puede haber hornblenda accesoria.

En la cartografía se han diferenciado 4 tipos:

A) Granodioritas de grano fino bióticas o biotítico-hornbléndicas (7). En los alrededores de Turó del Morou, Corredor, etc.

B) Granodiorita biótica porfiroides (8). En Palafolls, Blanes, Palamós, etc.

C) Granodiorita biótica con hornblenda accesoria de grano medio-grueso (9). En Tiana, Montornés, Mataró, Canet, etc.

D) Granodiorita biótica de grano medio (10). En Badalona, Lloret, Santa Fé del Montseny, Romanya de la Selva, etc.

7.1.2.5. Granitos

Todos los granitos estudiados pertenecen al grupo de los granitos monzoníticos o monzogranitos. En la cartografía se han diferenciado varios tipos, atendiendo fundamentalmente al contenido en minerales maficos y a variaciones microestructurales, sobre todo del tamaño de grano.

Se han diferenciado las facies siguientes:

A) Granito biótico porfídico y porfiroides de Tagamanent-Vallfornes (3).

B) Leucogranito moscovítico de grano medio de Cassá de la Selva (11).

C) Granito y leucogranito de grano medio a grueso (12). Se localiza en Montnegre, Súqueda, Sant Feliú de Guíxols, San Genís de Palafolls, etc.

D) Leucogranito de grano fino a medio o aplítico (13). Se encuentra en Célecs, Morou, Tamariu-Aiguablava, etc.

E) Leucogranito de dos micas de grano fino de Castell D'Aro (14).

7.2. ROCAS FILONIANAS

Son muy abundantes en determinadas zonas de los afloramientos plutónicos, llegando a penetrar escasamente en su encajante metamórfico. La gran mayoría de los diques corresponden a pórfidos graníticos y granodioríticos

(o microgranitos porfídicos y microgranodioritas porfídicas, respectivamente), aunque también se encuentran en menor proporción pórfidos de composición más básica, por lo general diorítica o cuarzodiorítica (1). Constituyendo diques o masas más importantes, destacan también las felsitas, (2) a veces con bandeamientos fluidales, de aspecto y composición riolítica.

Debe señalarse también la presencia de pequeños y numerosos diques de aplitas y pegmatitas de variable dirección en el interior de los granitoides y en las proximidades de los contactos entre las diferentes unidades. Finalmente hay que mencionar la presencia, en determinadas zonas (Costa Brava), de diques de lamprófidos.

Respecto a otras rocas filonianas de origen neumatolítico o hidrotermal, aparecen muy ocasionalmente greisens, episienitas y epimonzonitas y sobre todo filones de cuarzo.

7.3. ROCAS VOLCANICAS

Las principales manifestaciones volcánicas se sitúan en la zona de Maçanet de la Selva, La Espanya, Santa Coloma de Farnés y Gerona, así como en algunos otros puntos: Llagostera, Madremanyá y Blanes. Este vulcanismo, de edad neógeno-cuaternario, está relacionado con la tectónica, y asociado a las principales direcciones de fracturación NO-SE y NE-SO. Las principales manifestaciones volcánicas se encuentran en la zona de cruce de estas discontinuidades. En general, el vulcanismo se localiza entre dos importantes fracturas NO-SE: la falla de La Riera de Arbúcies-Tordera al sur y la de Caldes-Tossa al norte y aparece siempre ligado a algún accidente o discontinuidad del zócalo.

Desde el punto de vista morfológico las rocas volcánicas se presentan en forma de pitones, como es el caso de Hostalric, San Cornel, Tossa, Llagostera, San Mauricio y Madremanyá; en forma de extensas coladas como en Maçanet y La Espanya o bien son de tipo explosivo (con restos de la caldera volcánica), como es el caso de San Dalmai.

En el Mapa Geológico se ha diferenciado: vulcanismo de La Espanya, San Mauricio, Caldes de Malavella y Maçanet (54), vulcanismo de Hostalric y Sant Cornel (55), basaltos de Domeny (57) y vulcanismo explosivo de Sant Dalmai (58).

7.4. ROCAS METAMORFICAS

De los materiales de origen sedimentario

hercínicos que afloran en el grupo de Hojas, están datados paleontológicamente los pertenecientes al Ordovícico superior, Silúrico, Devónico y Carbonífero inferior. Bajo el Ordovícico superior, se encuentra una potente secuencia de rocas predominantemente pelíticas, semi-pelíticas y cuarcíticas en las que no se han encontrado fauna, existiendo además intercalaciones de mármoles y rocas calco-silicatadas, gneises leucocráticos (17) y ortoanfibolitas. Este conjunto de materiales infra-caradocienses, denominados serie Cambro-Ordovícica, ha sido sometido en mayor o menor grado a transformaciones metamórficas. A grandes rasgos pueden diferenciarse dos episodios de metamorfismo. El primero de ellos es de carácter regional y afecta a la serie paleozoica, si bien las condiciones mesozonales quedan restringidas a los terrenos profundos de la serie Cambro-Ordovícica (por ejemplo: Guillerías). Se trata de un metamorfismo regional de tipo de baja presión. Con posterioridad, se desarrolló un metamorfismo de contacto inducido por el

emplazamiento de los granitoides tardí-tectónicos.

A partir del estudio de los perfiles sísmicos efectuados en el ámbito marino, se ha podido observar a lo largo de una franja más o menos amplia, cercana a la costa, y de dirección NE-SO, la existencia de un sustrato que aflora en algunas zonas, aunque generalmente se encuentra recubierto de una delgada cobertura de sedimentos cuaternarios y caracterizado por la total ausencia de respuesta sísmica. Este sustrato ya observado con anterioridad por Serra (1975), parece ser el equivalente al aflorante en la Cordillera Costera, y por tanto, representaría su continuidad en la plataforma a lo largo de una banda que alcanza una anchura variable entre 6-8 km, frente a Palamós, y 1-2 km frente a Calella, para hundirse rápidamente mediante una gran falla, aproximadamente paralela a la costa, tal y como se puede observar en el Mapa Morfoestructural. Al sur del cañón de La Fonera, se puede deducir, que esta unidad costera separa el Macizo de las Gavarres de su continuación en la plataforma continental.

8. HISTORIA GEOLOGICA

8.1. EL CICLO HERCINICO

De acuerdo con la hoja geológica nº 35 del IGME (1984), relativa al continente, con anterioridad al Caradoc, se produce la sedimentación de una potente serie de materiales detriticos, principalmente arcillosos, depositados en un régimen marino, que alternaría con episodios marinos de plataforma, en los que se depositarían paquetes calcáreos correspondientes a los niveles de mármoles que aparecen intercalados en la serie.

En el Ordovícico superior (Caradoc), la cuenca sufre una inestabilidad, produciéndose el depósito de una serie alternante de grauwacas y esquistos cuarzo-feldespáticos en Las Guillerías y Gavarres. Durante el Ordovícico terminal y Silúrico, la sedimentación marina es de tipo pelítico, pizarras de Avenco y pizarras con graptolites. Esta sedimentación se prolonga hasta el Wenlokiense, a partir del cual comienzan a intercalarse episodios calcáreos, que culminan con las calizas del Devónico inferior. Posteriormente, la sedimentación vuelve a hacerse nuevamente pelítica hasta el Givetíense interior.

No hay registro del Devónico superior y el Carbonífero se inicia con una sedimentación marina condensada, como lo indican las calizas, pizarras y lítitas del Viseiense. Seguidamente, se produce un cambio en las condiciones paleogeográficas, depositándose las facies Culm, con aporte de detriticos que evindencian el levantamiento y la proximidad de áreas emergidas. Con este episodio, finaliza el ciclo de sedimentación paleozoica y se inician los movimientos hercínicos.

No se conoce con exactitud el momento en que se inició la deformación hercínica en las

Cadenas Costeras, tal y como se citó en capítulos anteriores, si bien parece que comenzó con una fase compresiva en el Westfaliense, seguida de una segunda más intensa, cuyo resultado fué el desarrollo de las esquistosidades y estructuras actualmente observables. Al final de estos procesos de deformación, se produce la intrusión de las rocas graníticas, cuyo emplazamiento va asociado a una intensa fracturación, a favor de la cual se emplazará más tarde, por inyección, el cortejo filonianio. Esta intrusión origina en la roca encajante una extensa aureola de contacto (IGME, 1984).

Con posterioridad a esta fase principal del plegamiento hercínico y hasta un momento indeterminado del Triásico inferior (Virgili et al., 1977), no existe ningún tipo de registro sedimentario. Durante este período se produce la fracturación tardihercínica, un intenso arrasamiento del relieve y una alteración climática rubefactante. La existencia de una fracturación tardihercínica parece confirmarse, si se tiene en cuenta que la sedimentación mesozoica aparece controlada por un sistema de fracturas de zócalo, dentro de un régimen esencialmente distensivo.

8.2. EL CICLO ALPIDICO

8.2.1. LAS FASES PREOROGENICA Y OROGENICA

En este capítulo se hace referencia, en primer lugar, al episodio distensivo desarrollado desde finales del Pérmico hasta el Cretácico superior (ciclo preorogénico), así como a la posterior etapa compresiva paleógena (ciclo orogénico). La evolución geológica de los Catalánides y su entorno durante esos períodos no debe considerarse de una manera

aislada, sino en el contexto de los procesos que tienen lugar a escala global. Así el origen de la extensión, se enmarca dentro del proceso de distensión generalizada que señala el comienzo de la fragmentación continental del supercontinente Pangea y la separación de Norteamérica respecto a África (Dewey et al., 1973).

En relación a la zona considerada, debe indicarse que durante el Mesozoico y parte del Paleógeno, las reconstrucciones más probables para el Mediterráneo occidental suponen el bloque Corso-Sardo solidario con Iberia y situado en un umbral prolongación de las Baleares (Biju-Duval et al., 1978). Así, la cuenca mesozoica catalana se presenta como la continuación nororiental de la plataforma prebética. La cuenca estaría cerrada por el norte y la principal vía de penetración de aguas oceánicas, se situaría en el actual emplazamiento de Mallorca, que ocuparía una posición de talud continental (Solé Sugrañes, en Anadón et al., 1979).

Durante el Triásico los futuros márgenes de Iberia empiezan a desarrollarse como un sistema de rifts, los cuales fueron rellenos por una secuencia triásica de facies germánica. En los Catalánides, la sedimentación triásica está controlada por un sistema de fracturas de zócalo tardihercínicas de dirección NO-SE, las cuales delimitan un conjunto de bloques diferencialmente subsidentes, alcanzando una notable importancia en el Buntsandstein. Con posterioridad a la transgresión que tiene lugar a finales del Buntsandstein y al depósito de las facies carbonatadas del Muschelkalk inferior, se produce una reactivación de las fracturas del zócalo y/o una pulsación regresiva a escala general, que se traduce en la emersión de la plataforma del Muschelkalk inferior, dando lugar al depósito de las facies continentales del Muschelkalk medio. El Muschelkalk superior implica el retorno de facies marinas, debido a una nueva transgresión. Finalmente, nuevas fases regresivas dan lugar a los sedimentos continentales del Keuper (IGME, 1984). En el área considerada el Keuper no aflora, debido probablemente a que fué erosionado en su totalidad. El techo de la serie mesozoica está constituido por 15-20 m de dolomías del Muschelkalk, que han quedado preservadas de la erosión posterior.

A escala regional, en las Cordilleras Catalanas, se inicia a principios del Jurásico una invasión generalizada del mar, que resultó en la formación de una extensa plataforma carbonatada bastante homogénea. La transgresión no tuvo lugar de forma continua, sino que existen breves detenciones del nivel de mar (IGME, 1987). Es a partir del Dogger cuando

desaparece el carácter homogéneo de la plataforma, al producirse una diferenciación de facies como consecuencia de la actuación de fracturas posthercínica, a partir del Lías (Anadón et al., 1979).

Una fase de emersión seguida de intensos procesos erosivos, relacionada con la actividad de fracturas tardihercínicas de dirección NE-SO, durante el Portlandiense-Berriasiense, consecuencia de los movimientos neogiméricos, produjo el desmantelamiento del Jurásico depositado. Las condiciones regresivas marinas de finales del Jurásico deben relacionarse con las perturbaciones producidas por el cambio de movimiento relativo de África y Asia, cuyo resultado es el comienzo de la rotación de Iberia respecto a Europa (Dewey et al., 1973).

Durante el Valanginiense las condiciones regresivas se mantienen. En el Valanginiense terminal-Hauteriviense se produjo cierta actividad tectónica que activaría el mecanismo de los dispositivos lísticos (Salas, 1983). El ciclo del Cretácico inferior se inicia en el Valanginiense terminal, y se caracteriza por un progresivo ascenso del nivel del mar, así como por una acentuación de la compartimentación de la cuenca mesozoica, debido a la actividad tectónica distensiva de los dos sistemas de fracturas de dirección NE-SO y NO-SE (Esteban y Robles, 1976).

En el continente no hay afloramientos jurásicos ni cretácicos, por lo que se supone que, no se depositaron o que fueron erosionados posteriormente (IGME, 1984). Sin embargo, materiales de esta edad han sido cortados en varios de los sondeos realizados en el margen continental, aunque a partir de la Cuenca de San Feliú y hacia el norte, el Mesozoico desaparece. Este hecho podría estar provocado por una no deposición y/o erosión. Los datos conocidos no aportan suficientes pruebas como para dilucidar esta cuestión, y para ello sería necesario disponer de la información de nuevos sondeos. La morfoestructura del margen continental, tal y como se puede deducir del mapa de isobatas de la base del Terciario, indica una elevación progresiva del basamento mesozoico de SO a NE. Al mismo tiempo, parece que el espesor de materiales mesozoicos disminuye en la citada dirección hasta llegar a desaparecer, tal y como ya se ha mencionado. Los datos recogidos inducen a pensar que los dos factores pueden haber jugado un papel definitivo. La existencia de un alto estructural en la parte septentrional de las Hojas, parece bastante probable, tal y como se desprende del Mapa Morfoestructural, pero no es posible determinar en qué momento empezó a funcionar como tal.

Durante el Cenomaniense tiene lugar un episodio regresivo con el abandono de la plataforma creada. A finales del Cretácico, el cambio de movimiento relativo de Iberia respecto a África, determinó el final del régimen extensivo, iniciándose una etapa compresiva, durante la cual la colisión de África y Europa llevó a la formación de los edificios alpinos (Pirineos y Béticas).

En el ámbito continental, la existencia de una penillanura previa a la sedimentación eocena es observable en Las Guillerías, y su gran extensión se pone de manifiesto por la gran difusión con que aparecen los sedimentos de la Fm. Mediona. A partir del Eoceno inferior, comienza la etapa compresiva de los Catalánides. Tras la peneplanización pre-eocena, se desarrolla una cuenca eocena surpirenaica bien definida, modificándose progresivamente sus límites y polaridades paleogeográficas. Así, mientras que el depocentro se traslada sucesivamente hacia el sur en cada secuencia deposicional, la polaridad de la misma pasa de ser atlántica en el Cuisiense a mediterránea en el Luteciente, y doble en el Biarritzense-Priaboniense, interrumpiéndose la comunicación al inicio de la sedimentación evaporítica al E de la Plana de Vic (IGME, 1984).

Debe indicarse que durante el proceso compresivo, al igual que durante el Mesozoico, la fracturación y reactivación de las antiguas alineaciones de dirección NE-SO y NO-SE es evidente, correspondiendo los movimientos más importantes a desplazamientos horizontales en la dirección NE-SO (Guimerá, 1984).

De manera general se ha observado una variación de la dirección de compresión, desde el NO-SE a principios del Eoceno al NE-SO a finales del período orogénico. Esta variación de la orientación de campo de esfuerzos, debe relacionarse con los sucesivos cambios de dirección de los movimientos relativos de las placas euroasiática y africana, que han sido reconstruidos a partir del análisis de anomalías magnéticas. Esta reconstrucción muestra a partir del principio de la compresión alpina, un movimiento de África respecto a Europa hacia el oeste, que define un primer período de la etapa compresiva. Es a partir de este momento, cuando el movimiento cambia de rumbo y adopta la dirección NO-SE (Pitman y Talwani, 1972; Vegas y Banda, 1982).

8.2.2. LAS FASES DEL NEOGENO-CUATERNARIO

De acuerdo con las reconstrucciones paleoceanográficas más aceptadas, durante el Oligo-

ceno, el área actualmente ocupada por el Mediterráneo occidental era notablemente reducida, y estaba rodeada por varios arcos tectónicos en su parte meridional y occidental (Biju-Duval et al., 1978; Alvarado, 1983; Rehault et al., 1985). El bloque corso-sardo debería encontrarse adherido al promontorio Balear, formando junto a los Catalánides un alto morfoestructural.

A partir del Oligoceno superior se inicia el desarrollo de las cuencas del Mediterráneo occidental. Durante esta etapa, se forman las fosas tectónicas colmatadas principalmente por materiales mio-pliocenos que forman parte de un amplio sistema de rift que se extiende desde el mar de Alborán hasta la Fosa del Rhin (Julivert et al., 1974).

Según Mauffret et al. (1981) se pueden diferenciar varias etapas de formación para el Mediterráneo noroccidental. La primera de ellas correspondería a un levantamiento y abombamiento de la corteza. Ligado a este episodio, se produciría en la parte central del golfo de Valencia, una gran erosión de los niveles mesozoicos. Levantamiento y erosión también han sido señalados durante el Eocene-superior-Oligoceno en la costa de Provenza y Cerdeña.

Siguiendo un orden cronológico, a continuación tendría lugar la etapa de rifting durante el Oligoceno-Aquitaniense, en la cual la corteza continental es estirada y adelgazada por el colapso y rotación de los bloques a lo largo de fallas lísticas. Los grabens creados sufrirían una gran subsidencia. En estas cuencas se depositaron importantes formaciones continentales, evaporíticas y de aguas salobres. Las unidades más antiguas pertenecen al Oligoceno superior y Aquitaniense, estando constituidas en su totalidad por formaciones de tipo continental en su base, aunque en sus niveles superiores puede haber una cierta influencia marina (Stoeckinger, 1976; Biju-Duval et al., 1978; Mauffret et al., 1981; Soler et al., 1983; Maldonado, 1985).

El episodio de rifting que tuvo lugar en el Mediterráneo occidental, así como su edad viene avalado por numerosas evidencias tectónicas y sedimentarias que han quedado preservadas tanto en el mar como en zonas continentales (Golfo de León, Golfo de Valencia, Cerdeña, etc.) (Rehault et al., 1985). Entre ellas se puede destacar, la existencia de una corteza continental adelgazada en los gulfos de Valencia y Génova. En el Golfo de León se sitúa un gran sistema de grabens de dirección NE-SO; estas depresiones, llenas de sedimentos oligocenos continentales y evaporíticos (Lefebvre, 1980), están limitados por fallas que muestran claramente una actividad

sinsedimentaria que duró hasta finales del Oligoceno e incluso el Mioceno inferior. Otros grabens de la misma edad y rellenos de niveles sedimentarios análogos, se encuentran a lo largo de todo el Mediterráneo occidental, y forman parte del gran sistema de rift que se inició en Europa en el Eoceno superior-Oligoceno (Vegas et al., 1980; Mauffret et al., 1981; Rehault et al., 1985).

En cuanto al final de la etapa de rifting es posible intentar delimitarla a partir de los datos conocidos. Uno de los factores a tener en cuenta, es la determinación de la edad de los sedimentos del margen que no han sido afectados por la tectónica de horst y graben, correlacionando los reflectores de edad conocida en el margen continental, con los de la cuenca profunda. En el margen del Golfo de León, en los altos estructurales, los depósitos aquitanienses yacen sobre un basamento premesozoico. El estudio de los sondeos realizados en el área indica que los niveles aquitanienses no están afectados por la tectónica de horst y graben, de lo que se deduce que el rifting había cesado en aquella época (Rehault et al., 1985).

En general todos los hechos anteriormente descritos aparecen reflejados en el margen continental de las Hojas consideradas. La estructura del margen corresponde a un sistema de horst y graben, delimitado por fallas normales de dirección NE-SO y ENE-OSO, que llegan a afectar al Paleógeno y Mioceno inferior. Mención aparte merece la falla que se desarrolla paralelamente a la costa, y que limita dos importantes fosas: la de Barcelona y la de Sant Feliú, que han experimentado un hundimiento sinsedimentario durante el Neógeno y Cuaternario. Por otro lado los datos derivados de los sondeos y de la sísmica indican que el fondo de estas depresiones se encuentra relleno de sedimentos continentales de edad Eoceno superior-Oligoceno, de carácter fundamentalmente detrítico y asociados a los bordes de la fosa. Estos hechos señalan que la formación de las fosas se iniciaría durante el Oligoceno y quizás Eoceno superior, al menos en algunas de ellas.

En el continente, a principios del Mioceno se desarrolla una etapa compresiva que afecta al Oligoceno replegándolo, seguido por una fase de distensión que da origen a la Depresión del Vallés, fosa disimétrica limitada por fallas y rellena por sedimentos miocenos continentales, que corresponden a los pisos más altos de la serie miocena (IGME, 1984).

Durante el Burdigaliense inferior (21-17 m.a.) tiene lugar la etapa de "drifting" (Mauffret et

al., 1981). La subsidencia regional fué muy rápida cuando se crea la primera corteza oceánica. En conexión con la cuenca profunda, las tierras emergidas sufrieron una fuerte erosión.

Se han propuesto varios modelos geodinámicos para el desarrollo de la cuenca Balear, que implican una rotación del bloque corsardo que se encontraba adherido a la Península, en sentido levógiro, y que al separarse dió origen a la Cuenca Balear septentrional (Carey, 1958; Auzende et al., 1973; Biju-Duval et al., 1978; Cohen, 1980; Horvath y Berckheimer, 1982; Rehault et al., 1985). El inicio del despegue rotatorio tuvo lugar en el Oligoceno (Riba, 1983). La descripción y discusión de los modelos propuestos quedan fuera de los objetivos de esta Memoria.

En el Aquitaniense tiene lugar una transgresión y los bordes del Mediterráneo quedaron cubiertos por el mar, manteniéndose estas condiciones hasta el Tortoniense. Esta fase transgresiva pudo estar relacionada con el comienzo de la subsidencia termal de los márgenes y probablemente fué sincrónica con los primeros estadios de formación de corteza oceánica (Rehault et al., 1985).

La evolución posterior está caracterizada por los procesos de subsidencia de la cuenca y la deposición de varios miles de metros de espesor de sedimentos marinos. Durante el Serravalliente continúa la transgresión marina, que penetra en el continente a través de las diversas depresiones costeras. Durante este período se produce el depósito en las cuencas de sedimentos hemipelágicos, ricos en faunas planctónicas y deficitarios en aportes terrígenos, los cuales son retenidos en los estuarios y ambientes someros del margen continental.

En el ámbito continental la invasión marina Serravalliente-Tortoniense procedente del SO (Penedés), no alcanza sino hasta las inmediaciones del río Besós, por cuyo valle podría haber existido una esporádica comunicación con el mar (Villalta et al., 1968) a la vez que constituiría un hipotético límite de la transgresión. Corrobora esta hipótesis, la equivalencia entre los depósitos marinos de Montjuïc con los serravallientes-tortonienses que rellenan la Depresión Vallés-Penedés, y que aunque no están representados en estas Hojas, sí lo están los equivalentes laterales de los niveles más altos de esas cuñas marinas, de edad Mioceno superior, y que colmatan la Depresión del Vallés. Paralelamente a la deposición estos materiales y como consecuencia de una actividad tectónica de fracturación, comienza a manifestarse, a favor de las discontinuidades, un volcanismo de tipo

basáltico (Hostalric y Sant Corneli) (IGME, 1984).

Otras fracturas de la misma edad, configuran la actual morfología del Besós, delimitando el cerro del Montjuic y hundiendo el Llano de Barcelona, donde se depositan materiales pliocenos, actualmente cubiertos (IGME, 1984).

Durante el Tortoniense se produce un ciclo regresivo generalizado, desapareciendo los depósitos marinos de la mayoría de las depresiones litorales y dando paso a formaciones continentales.

El gran ciclo sedimentario del Mioceno finaliza en el Messiniense, cuando debido al cierre temporal de los estrechos de comunicación con los océanos, se produce la desecación de las cuencas del Mediterráneo por exceso de evaporación. Esta etapa es conocida como la "crisis de salinidad" del Messiniense, siendo quizás uno de los fenómenos más espectaculares desde el punto de vista geológico en la evolución cenozoica de los océanos mundiales. El resultado más evidente fué el depósito en algunas zonas de más de 2.000 m de sales y evaporitas en las cuencas del Mediterráneo, al mismo tiempo que los márgenes continentales fueron sometidos a intensa erosión y cortados por valles profundos (Hsü et al., 1978). Existen numerosas teorías acerca de los procesos que tuvieron lugar en esta etapa, cuya consideración queda fuera del alcance de esta Memoria (Riba, 1981; Cita, 1982). No obstante, los datos más recientes sobre esta problemática han aportado numerosas evidencias geológicas que demuestran la desecación del Mediterráneo al final del Mioceno, debido al cierre temporal de los estrechos Béticos y Rifeños. En el margen continental de las Baleares se ha comprobado la existencia de relieves erosivos subaéreos, así como de depósitos continentales y de aguas someras sobre el ascenso continental en las proximidades de la llanura abisal, además de numerosas superficies de erosión y pequeñas cuencas salinas sobre el margen continental, que fueron abandonadas a medida que el mar descendía (Iaccarino et al., 1980; Canals et al., 1983; Maldonado et al., 1983c; Palanques y Maldonado, 1983).

La problemática fundamental en el momento actual se refiere por lo tanto al establecimiento de forma precisa de la paleobatimetría de las cuencas del Mediterráneo al final del Mioceno (Maldonado, 1985a). Así, mientras existen datos que evidencian como los márgenes continentales han sido sometidos a desplazamientos verticales importantes, que han favorecido el hundimiento de las cuencas en épocas geológicas muy recientes (Stanley

et al., 1976 y Stanley, 1977), los estudios de sísmica y los cálculos geofísicos de subsidencia termal indican por otra parte, que este hundimiento ha debido ser del orden de algunos centenares de metros (Ryan, 1976; Lefebvre, 1980; Rehault, 1981 y Mauffret et al., 1982).

Al final del Mioceno se inicia otro gran ciclo sedimentario que se prolonga hasta la actualidad. El restablecimiento de la comunicación con el océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar instaura de nuevo en el mar Mediterráneo un régimen marino afectado por notables fluctuaciones en sus condiciones oceanográficas (Maldonado, 1978; Maldonado y Canals, 1982). Así, durante el Plioceno inferior se produce una transgresión que penetra tierra adentro por los valles fluviales, formando estuarios como los del Bajo Ebro y Llobregat.

La sedimentación profunda durante esta etapa se caracteriza por su relativa uniformidad, al ser retenidos los aportes terrígenos de los estuarios y margen continental proximal. Durante el Plioceno superior, se asiste a una nueva regresión que da lugar a la emersión generalizada de la plataforma continental, y produce el desplazamiento del talud continental mar adentro por medio de la edificación de potentes cuñas sedimentarias cislapantes.

En el continente, a finales del Mioceno y principios del Plioceno, la tectónica de distensión continúa, estando acompañada de un vulcanismo cuyas principales manifestaciones se localizan en Maçanet y La Esparra. Este vulcanismo se dispone en forma de coladas, debido a la emersión de los focos emisores a favor de fracturas hercínicas, reactivadas ahora por la orogenia alpina. Es entonces cuando una serie de fracturas NE-SO condicionan el hundimiento de parte del "Umbral de Maçanet", originándose la Depresión de La Selva, rellena de sedimentos mio-pliocenos. También queda aquí reflejada la actividad volcánica, con los basaltos de Caldes de Malavella, anteriores al Plioceno o Plioceno inferior, cuyas manifestaciones se prolongan durante el Cuaternario.

En el Ampurdán, contemporáneamente a la deposición del Neógeno continental, tiene lugar una fase volcánica generalizada, cuyo emplazamiento debió originarse como consecuencia del levantamiento del macizo de las Gavarres, al par que el Bajo Ampurdán sufría un proceso de hundimiento, a partir del Mioceno superior, por juego de los bloques en que estaba compartmentado el zócalo paleozoico (IGME, 1984). Durante el Cuaternario persisten las manifestaciones volcánicas, que constituyen una tercera fase efusiva de

composición basáltica (volcanismo de Domeny y Sant Dalmai).

En el Cuaternario, la evolución del margen continental está determinada por cuatro factores principales: (1) el encuadre tectónico y la fisiografía asociada; (2) el aporte sedimentario; (3) los parámetros oceanográficos y (4) las fluctuaciones climático-eustáticas. Estos factores dan lugar al desplazamiento de los centros deposicionales y al desarrollo de las diversas provincias en el margen continental. Las unidades litosísmicas que forman el recubrimiento del margen continental reflejan los principales ciclos climáticos del Cuaternario, tanto en sus características litológicas como en su distribución (Monaco et al., 1982).

Durante el último ascenso eustático post-glaciar se modela en detalle la plataforma continental (Maldonado et al., 1981; Maldonado y Zamarreño, 1983). Según Aloisi (1986) este ascenso tiene lugar de una manera rápida

y continua desde hace 10.000 a A.A. hasta unos 6.000 a A.A. en que se alcanza una posición semejante a la actual. El registro sedimentario de este período transgresivo es generalmente muy delgado y queda reducido en grandes sectores de la plataforma continental a una unidad transgresiva basal, constituida por materiales groseros. Como vestigio importante de este período quedan únicamente los cuerpos de arena identificados en el sector del Maresme (Díaz y Maldonado, 1989). Tras la estabilización del nivel del mar en su posición actual, los materiales aportados por los ríos se acumulan edificando los cuerpos prodeltaicos recientes y los prismas litorales. Fuera de estas áreas, los depósitos pertenecientes a este último ciclo son relativamente delgados en la generalidad de la plataforma continental, o incluso ausentes en amplios sectores de la zona comprendida entre los cañones de Blanes y La Fonera.

9. GEOLOGIA ECONOMICA

9.1. RECURSOS ENERGETICOS

En el margen continental correspondiente al presente grupo de Hojas, se encuentran numerosos permisos de investigación, de los cuales son titulares diversas compañías (HISPANOIL, SHELL, CHEVRON, UNION TEXAS, etc.). Hasta ahora se han perforado, sin que se hayan obtenido resultados positivos, nueve sondeos: Barcelona Marina A-1, Barcelona Marina B-1, Barcelona Marina C-1, Barcelona Marina D-1, Barcelona E-1, Rosas 2-1, Rosas 3-1, Rosas 3-2 y Rosas 3-3, cuya ubicación puede observarse en el Mapa Morfoestructural. Las profundidades alcanzadas oscilan entre 1.500 y 4.000 m, atravesando materiales del Pliocuaternario, Mioceneo, Jurásico, Cretácico e incluso en algún caso parte del Triásico.

9.2. ROCAS INDUSTRIALES

La creciente actividad humana en el litoral ha producido importantes desequilibrios en este medio, llegando a provocar la desaparición de alguna playa. De acuerdo con el programa de planeamiento y actuaciones en la costa del MOPU (1985), se están desarrollando una serie de actividades encaminadas a la recuperación y regeneración de playas. En el grupo de Hojas considerado podría citarse el caso de las playas del Maresme, donde se han realizado una serie de obras, en las que las técnicas utilizadas obligan a la utilización de grandes cantidades de arena, que sirven para reponer la que ha desaparecido. Debido a su escasez, se ha llevado a cabo la extracción de arenas en el mar, a profundidades en las que su obtención resulta posible desde el punto de vista técnico y económico.

10. BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI, J. y GIBERT, J. (1979). "Microforaminiferos fósiles del Mioceno superior de Terrasa". *Est. Geol.*, 35, p. 493-496.
- ALINAT, J.; LEENHARDT, O. y HINZ, K. (1970). "Quelques profils en sondage sismique continu en Méditerranée Occidentale". *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, XXV, (3), p. 305-326.
- ALLA, G.; DESSOLIN, D.; LEENHARDT, O. y PIERROT, S. (1972). "Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en el Méditerranée Nord-Occidentale". D.J. Stanley (Ed.) *The Mediterranean Sea*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 471-488.
- ALLEN, J. R. L. (1966). "On bedforms and paleocurrents". *Sedimentology*, 6, p. 153-190.
- ALLEN, J. R. L. (1968). "The nature and origin of bedform hierarchies". *Sedimentology*, 10, p. 161-182.
- ALMERA, J. (1892). "Explicación somera del Mapa Geológico de los alrededores de Barcelona". *Crónica científica*, Barcelona 15, p. 132-136 y 275-281.
- ALMERA, J. (1913). *Mapa Geológico de la provincia de Barcelona. Región cuarta (Río Tordera)*. E. 1:400.000.
- ALMERA, J. (1914). *Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona, región quinta del Montseny Vallés y Litoral con explicación de la misma*. E. 1:400.000.
- ALOÏSI, J. C. (1986). *Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives*. Thèse de 3em. cycle, Univ. de Perpignan, Perpignan, 162 p.
- ALOÏSI, J. C.; MONACO, A.; THOMMERET, J. y THOMMERET, Y. (1975). "Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion". *Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent*". *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, V, XVIII, p. 13-22.
- ALOÏSI, J. C.; MONACO, A.; PLANCHAS, N.; THOMMERET, J. y THOMMERET, Y. (1978). "The Holocene transgression in the Golfe du Lion, Southwestern France: Paleogeographic and Paleobotanical evolution". *Geogr. Phys. Quat.*, XXXII, (2), p. 145-162.
- ALONSO, B.; DIAZ, J. I.; FARRAN, M.; GIRO, S.; MALDONADO, A. y VAZQUEZ, A. (1984). "Cañones submarinos del margen catalán meridional: morfología y evolución". *I Congreso Español de Geología*, Segovia. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, 1, p. 301-311.
- ALVARADO, M. M. (1983). "Evolución de la placa ibérica". J.A. Comba (Ed.). *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, T. I. Instituto Geológico y Minero de España, p. 21-55.
- ANADON, P. (1973). *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los afloramientos terciarios de Campins (Barcelona)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, L. (1979). "Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides". *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé Sabaris*, 14, p. 242-270.
- ANDERBERG, M. R. (1973). *Cluster Analysis for Applications*. Academic Press, New York, 359 p.
- ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R. (1935). "Die variscische undalpidische Gebirgsbildung Kataloniens". Traducido al español por J. M. Ríos en *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*. C. S. I. C., 1946, III, pp. 7-102.
- AUSSEIL-BADIE, J. (1978). *Contribution à l'étude Paléoécologique des Foraminifères*

- du quaternaire terminal sur le plateau continental languedocien.* Thèse. Université Paul Sabatier, 175 p.
- AUZENDE, J. M.; BONNIN, J. y OLIVET, J. L. (1973). "The origin of the Western Mediterranean". *Jour. Geol. Soc. London*, 129, p. 607-609.
- BALLESTER, A.; CASTELLVI, J. y MALDONADO, A. (1981). "Présence de gaz méthane dans les sédiments prodeltaïques récents de l'Ebro". *XXVIIth Congress Assém. Plén. C. I. E. S. M. Rapports et Proces verbaux des Réunions*, Cagliari 27, (9), Mónaco, p. 131-133.
- BARNOLAS, A. y GARCIA SANSEGUNDO, J. (1988) "Caracterización estratigráfica y estructural del Paleozoico de las Gavarres". *Libro Homenaje a M. Faura y Sans*, Servicio Geológico de la Generalitat de Cataluña. En prensa.
- BARNOLAS, A; GARCIA VELEZ, A. y SOUBRIER, J. (1980). "Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres". *Acta Geol. Hisp.*, 15, 1, p. 1-13.
- BARNOLAS, A; GARCIA VELEZ, A.; MUELAS, A.; SOUBRIER, J. y PALLI BUZO, L. (1983). *Memoria y Hoja Geológica nº 333 (Sta. Coloma de Farnels)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000" (Segunda serie). IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.
- BARROIS, CH. (1891). "Observations sur les terrains siluriens des environs de Barcelone". *Ann. Soc. Geol.*, p. 63-69.
- BARROIS, CH. (1901). "Note sur les graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France". *Bull. Soc. Geol. France*, 1, p. 637-648.
- BATALLER, J R. (1926). "Yacimientos de vertebrados fósiles miocénicos de Cataluña". *Cong. Geol. Inter.* p. 1009-1015.
- BATHURST, R. G. C. (1971). *Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology*, 12. Elsevier. Amsterdam. 620 p.
- BIJU-DUVAL, B.; LETOUZEY, J. y MONTADERT, L. (1978). "Structure and evolution of the Mediterranean Basins". K. J. Hsü, L. Montadert et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 42 (1). U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., p. 951-984.
- BIZON, J. y BUROLLET, P. F. (1984). "Ecologie des microrganismes en Méditerranée occidentale" *ECOMED. Assoc. Franc. Tech. Pétrole.*, París, 198 p.
- BONIFAY, E. (1964). "Pliocène et Pleistocene méditerranéens: vie d'ensemble et essai de corrélation avec la chronologie glaciaire". *Annales de Paléontologie*, 50 (2), p. 197-226.
- BONIFAY, E. (1973). "Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de la Méditerranée". 9° *Congr. Int. de l'INQUA. Chrsitshusch.* Publ. CNRS. Comité Français de l'INQUA, 1 p. 137-142.
- BOUMA, A. H.; RAPPEPORT, M. L.; ORLANDO, R. C. y HAMPTON, M. A. (1980). "Identification of bedforms in lower Cook Inlet, Alaska". *Sediment. Geol.* 26, p. 157-177.
- BOUYE, C. (1983). *Etude des corrélations entre la réponse sismique haute résolution de quelques types de dépôts meubles et leurs caractéristiques sédimentologiques.* These d'Etat. Université de Perpignan. 163 p.
- BUFFINGTON, E. C. y MOORE, D. G. (1963). "Geophysical evidence on the origin of gullied submarine slopes, San Clemente, California". *J. Geol.*, 71, p. 356-370.
- CACCHIONE, D. A.; DRAKE, D. E.; GRANT, W. D. y TATE, G. B. (1984). "Rippled Scour depressions on the inner continental shelf off central California". *Jour. Sed. Petrol.*, 54 (4), p. 1280-1291.
- CALAFAT, A. M. (1986). *Morfo-sedimentología de las playas del Maresme (sector Calafell-Blanes)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, Barcelona, 107 p.
- CALVET, J. y GALLART, F. (1973). "Esquema morfológico de la costa catalana" *Acta Geol. Hisp.*, XI, (2), p. 125-130.
- CANALS, M. (1985). *Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continentales del Golfo de León: Fenómenos de desestabilización de la cobertura sedimentaria plio-cuaternaria*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, Barcelona, 618 p.
- CANALS, M.; Maldonado, A.; ZAMARREÑO, I.; DIAZ, J. I. y FARRAN, M. (1983) "Análisis comparativo entre los depósitos post-messinienses y antemessinienses en el margen continental balear: significado paleoceanográfico". A Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*. Maó, Menorca (sept. 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 7.39-7.42.
- CAREY, S. W. (1958). "A tectonic approach to continental drift". S. W. Carey, Ed. *Symposium Continental Drift*. Tasmania University. Hobart, p. 177-355.
- CAUS, E. (1975). "Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo Catalán". *Rev. Esp. de Micropal.*, VII, 2, p. 297-316.
- CHECA, A.; DIAZ, J.; FARRAN, M. y Maldonado, A. (1986). "Los sistemas deltaicos Holocenos de los ríos Llobregat y Besós: modelos evolutivos transgresivos". L. Cabrerà (Ed.). *XI Congreso Nacional de Sedimentología*, Barcelona, Universidad de Barcelona, p. 57.
- CITA, M. B. (1982). "The Messinian salinity crisis in the Mediterranean. A Review". *Geol. Soc. Amer. Geolyn. Series*, 7, p. 117-140.
- CLAVELL, E. (1971). *Bioestratigrafía del paleógeno ampurdanés*. Tesis Licenciatura, Universidad de Barcelona.
- COHEN, C. R. (1980). "Plate tectonic model for the Oligo-Miocene Evolution of the western Mediterranean". *Tectonophysics*, 68, p. 283-311.
- COLEMAN, J. M. y WRIGHT, L. D. (1975). "Modern river deltas: variability of processes and sand bodies". M. L. Broussard (Ed.). *Deltas, Models for Exploration*. Geol. Soc. Houston, p. 99-149.
- COLOM, G. (1974). "Foraminíferos Ibéricos". *Investigación Pesquera*, 38, (1), 245 p.
- COMOMBO, F. (1950) *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior*

- continental de los catalánides*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 2 vols., 609 p.
- DAVIS, J. C. (1973) *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley and Sons. New York, 550 p.
- DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C.; RYAN, W. B. F. y BONNIN, J. (1973). "Plate tectonics and the evolution of the Alpine System". *Geol. Soc. Am Bull.*, 84, p. 3137-3180.
- DIAZ, J. I.; PALANQUES, A. y MALDONADO, A. (1983). "Caracterización geoquímica de los aportes terrígenos y urbanos sedimentarios en el área metropolitana de Barcelona". A. Obrador (Ed.) *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español*. Maó, Menorca (Sept. 1983). Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 8.47-8.50.
- DIAZ, J. I.; ALONSO, B.; FARRAN, M.; GIRO, S.; MALDONADO, A. y VAZQUEZ, A. (1984). "Tipos geomorfológicos en las plataformas continentales de los márgenes pasivos del Mediterráneo Español". *I Congreso Español de Geología*, Segovia, Ilustre Colegio Oficial Geológos, 1, p. 313-325.
- DIAZ, J. I.; FARRAN, M.; GIRO, S.; MALDONADO, A.; ESCUTIA, C. y SERRA, M. (1986). "Inversiones granulométricas en el ambiente infralitoral del Maresme (Barcelona)". L. Cabrera (Ed.), *XI Congreso Nacional de Sedimentología*, Barcelona, Universidad de Barcelona, p. 65.
- DIAZ, J. I. y MALDONADO, A. (1989). "Transgressive sand bodies on Maresme continental shelf (Western Mediterranean Sea)". *Marine geology*. En prensa.
- DONVILLE, B. (1976). "Geologie néogene de la Catalogne orientale". *Bull. B. R. G. M. Sec. IV*, 3, p. 177-210.
- DUANE, D. B.; FIELD, M. E.; MEISBURGER, E. P.; SWIFT, D. J. P. y WILLIAMS, S. J. (1972). "Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf Florida to Long Island". D. J. P. Swift, D. B. Duane y O. H. Pilkey (Eds.). *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 447-498.
- DUBOUL-RAZAVET, CH. y MONACO, A. (1966). "Etude minéralogique des sables du littoral catalan espagnol". *Vie et Milieu. Bull. Lab. Arago, s. B., Oceanogr.* XVII, (1B), p. 217-241.
- DURAN, H. (1985). *El Paleozoico de Les Guilleries*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona, 243 p.
- ELLIOT, T. (1978). "Deltas". H. G. Reading (Ed.). *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, p. 97-142.
- EMERY, K. O. (1968). "Relict Sediments on Continental Shelves of World". *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 52, p. 445-464.
- ESTEBAN, M. y ROBLES, S. (1976). "Sobre la paleogeografía del Cretácico inferior de los catalánides entre Barcelona y Tortosa". *Acta Geol. Hisp.*, 11, p. 73-78.
- FARRE, J. A.; McGREGOR, B. A.; RYAN, W. B. F. y ROBB, J. M. (1983). "Breaching the shelfbreak passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution". D. J. Stanley y G. T. Moore (Eds), *The Shelf-break: Critical Interface on Continental Margins*. SEPM Special Publ., 33, p. 25-39.
- FAURA Y SANS, M. (1913). "Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña". *Mem. R. Soc. Esp. Hist.*, p. 5-202.
- FERRER, S. (1971). "El Paleoceno y Eoceno del borde suroriental de la Depresión de Ebro (Cataluña)". *Mem. Suisse de Paleontologic*, 90, 70 p.
- FIELD, M. E.; NELSON, C. H.; CACCHIONE, D. A. y DRAKE, D. F. (1981). "Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering Sea". *Marine Geology*, 42, p. 233-258.
- FLEMMING, B. W. (1978). "Underwater sand dunes along the Southeast African continental margin". *Marine Geology*, 26, p. 7-198.
- FLEMMING, B. W. (1980). "Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (Southeast African continental margin)". *Sediment. Geol.*, 26, p. 179-205.
- FONT, J. (1983). "Corrientes permanentes en el borde de la plataforma continental frente al Delta del Ebro". J. Castellví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*. Gráficas Buper. Barcelona, p. 230-248.
- FONT, J. (1987). "The path of the Levantine intermediate water to the Alboran Sea". *Deep-Sea Research*, 34, (10), p. 1745-1755.
- FONTBOTE, J. M. (1954a). "Las relaciones tectónicas de la Depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro". *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, p. 281-310.
- FONTBOTE, J. M. (1954b). "Sobre la evolución tectónica de la Depresión Vallés-Penedés". *Museo ciudad Sabadell. sp.*, p. 1-37.
- FONTBOTE, J. M. y JULIVERT, M. (1954c). "Algunas precisiones sobre la cronología de los movimientos hercianos en Cataluña". *C. R. XIX C. Int. (Alger)*, Sec. 18 (part. 3), p. 575-591.
- GAIBAR PUERTAS, C. (1979). "Actividad sísmica de Cataluña durante los últimos 70 años: 1907-1976". *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé Sabaris*, 14, p. 178-184.
- GALLOWAY, W. E. (1975). "Process framework

- for describing the morphological and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems". M. L. Broussard (Ed.). *Delta Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, p. 87-98
- GARAU, C. (1983). *Estudio de la geomorfología reciente y de los procesos de las playas de Barcelona*. Grupo de Puertos de Barcelona y Tarragona. M. O. P. U. Generalitat de Catalunya. Barcelona, 3 Vol.
- GARCIA SIÑERIZ, B.; QUEROL, R.; CASTILLO, F. y FERNANDEZ ARRIBAS, J. R. (1979). "A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean". *10th World Petr. Congr.*, Bucharest, p. 191-197.
- GARRIDO MEGIAS, A. y VILLENA, J. (1977). "El Trías germánico en España: Paleografía y estudio secuencial". *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 4, p. 37-56.
- GIRESSE, P. (1965a). "Exemples de transport côtier sur le littoral catalan espagnol. Mécanismes de Triage". *Cahiers Océanographiques*, XVII, (2), p. 99-106.
- GIRESSE, P. (1965b). "Rôle du continent dans la sédimentation de la province de Barcelone (premiers observations)". *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España*, 80, p. 71-84.
- GIRESSE, P. (1970). "Les limites de la province sédimentaire littorale du delta du Llobregat". *Cahiers Océanographiques*, XXII, (6), p. 581-611.
- GIRO, S. (1985). *La plataforma continental del Golfo de Valencia: facies y procesos durante el Cuaternario superior*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, Barcelona, 140 p.
- GIRO, S. y MALDONADO, A. (1985). "Análisis granulométrico por métodos automáticos: tubo de sedimentación y Sedigraph". *Acta Geol. Hispánica*, 20 (1), p. 95-102.
- GIRO, S.; ALONSO, B.; DIAZ, J. I.; MALDONADO, A. y VÁZQUEZ, A. (1984). "Cartografía sedimentológica en la plataforma continental: metodología y criterios". *I Congreso Español de Geología*, Segovia, Ilustre Colegio Oficial de Geólogos. 1, p. 339-352.
- GOT, H. (1973). *Etude des correlations tectonique-sédimentation au cours de l'Histoire quaternaire du Precontinent Pyrénée-Catalán*. Thèse d'Etat, Université de Perpignan, Perpignan, 249 p.
- GOT, H.; ALOISI, J. C.; LEENHARDT, D.; MONACO, A.; SERRA, J. y THEILEN, F. (1979). "Structures sedimentaires sur les marges Golfe du Lion et de Catalogne". *Rev. Geogr. Phys. du Geol. Dynam.*, XXI (4), p. 281-293.
- GREISLING, L. y PUSCHMANN, N. (1965). "Die wende silurium devon Am St. Creu d'Olorde Bei Barcelona". *Senck. Leth*, 45, (4-6), p. 453-457.
- GUIMERA, J. (1984). "Paleogene evolution of deformation in the Northeastern Iberian Peninsula". *Geol Mag.*, 121 (5), p. 413-420.
- HAFENRITCHER, M. (1979). "Palaontologish Okologische und lithafagielle untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizum) in Spanien". *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg*, 3, 139 p.
- HAN, G.; BALLESTER, A. y KOHLER, K. (1983). "Circulation on the spanish Mediterranean continental shelf near Río Ebro". J. Castellví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*. Gráficas Buper, Barcelona, p. 214-229.
- HAQ, B. U. y BOERSMA, A. (1978). *Introduction to marine Micropaleontology*. Elsevier Publ. Co. New York, 376 p.
- HEEZEN, B. C. (1974). "Atlantic-Type Continental Margins". C. A. Burk y C. L. Drake (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, p. 13-24.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1934). "Síntesis fisiográfica y geológica de España". *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat.*, sec. Geol., 38, 586 p.
- HERZER, R. H. (1979). "Submarine slides and submarine canyons on the continental slope off Canterbury, New Zealand". *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 22, (3), p. 391-406.
- HOPKINS, T. S. (1985). "Physics of the Sea". R. Margalef (Ed.). *Western Mediterranean*. Key Environments Series, Pergamon Press. Londres, p. 100-125.
- HORVATH, F. y BERCKHEMER, H. (1982). "Mediterranean backarc basins". H. Berckhemer y K. J. Hsu (Eds.). *Alpine Mediterranean Geodynamics*, v. 7, American Geophysical Union, Geological Society of America, Washington, D. C. p. 141-173.
- HOUBOLT, J. J. H. C. (1968). "Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea". *Geologie in Mijnbouw*, 47, p. 245-273.
- HOUBOLT, J. J. H. C. (1982). "A comparison of recent shallow tidal sand ridges with Miocene sand ridges in Belgium". R. A. Scratton y M. Talwani (Eds.). *The Ocean Floor*. John Wiley and Sons, New York, p. 68-80.
- HSÜ, K. J.; CITA, M. B. y RYAN, W. B. F. (1973). "Origin of the Mediterranean Evaporites". K. J. Hsu, L. Montadert et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C. p. 1203-1231.
- HSÜ, K. J.; MORTADERT, L.; BERNOULLI, D.; CITA, M.B.; ARICKSON, A.; CAIRISON, R.E.; KIDD, R.B.; MELIERES, F.; MULLER, C. y WRIGHT, R. (1978). "History of Mediterranean salinity crisis". *Initial Reports of the Deep Sea*

- Drilling Project*, 42 (1), U.S. Government Printing Office, Washington D.C., p. 1053-1078
- HUNT, R.E.; SWIFT, D. J. P. y PALMER, H. P. (1977). "Constructional shelf topography-Diamond Shoals, North Carolina". *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, p. 299-311.
- IACCARINO, S.; MAUFFRET, A.; MALDONADO, A.; ZAMARREÑO, I. et al (1980). "Infra Messinian outcrops on the continental margin of Balearic Islands." *XXVII th Congress Assem Plén. C. I. E. S. M. Rapports et Proces-verbaux des Réunions*, (Cagliari), 27, (8), Monaco, p. 47-87
- IGME (1979a). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 296. (Toroella de Montgrí)*. Segunda serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1979b). *Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000. Hoja nº 334. (Gerona)*. Segunda serie. Servicio de Publicaciones el Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- IGME (1982). *Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nº. 84, 85, 84S y 85S. (Almería, Garrucha, Chella y Los Genoveses)*. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- IGME (1983). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 332 (Vic)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1984). *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nº 35. (Barcelona)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- IGME (1986). *Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nºs. 41 y 42. (Tarragona-Tortosa)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- IGME (1987). "Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Hoja nº 42 (Tarragona)". Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- INDERBITZEN, D. L. y SIMPSON, F (1971). "Relationship between bottom topography and marine properties in an area of submarine gullies". *J. Sedim. Petrol.*, 41, p. 1126-1133.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- JULIVERT, M. y MARTINEZ, F. J. (1980).
- "The Paleozoic of the Catalonian Coastal Ranges (North-Western Mediterranean)". *Newsletter N° 12, IGCP n° 5*, p. 124-128.
- KELLING, G. y STANLEY, D. J. (1976). "Sedimentation in canyon slope and base of slope environments". D. J. Stanley y D. J. P. Swift (Eds.). *Marine Sediment Transport and Environmental Managements*. John Wiley and Sons Inc. New York, p. 379-435.
- KLOVAN, J. E. (1966). "The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions". *Jour. Sed. Petrol.*, 36, p. 115-125.
- KROMM, F. (1966). "L'Age et les conditions de sédimentation des couches rouges de l'Eocene terminal entre l'Ampurdan et le fleuve Ter (province de Gerone. Espagne)". *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, T. 103, serie B, n° 9, 18 p.
- KROMM, F. (1968). "Stratigraphie comparée des formations Eocenes du renvers sud des pyrénées et de la cordillere prelitorale catalana". *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, n° 2, 105 p.
- KROMM, F. (1969). "Resultats d'une étude géodynamique en Catalogne oriental: chronologie des formations, paleogeographie à l'Eocene". *Act. Soc. Linn. de Bordeaux*. 1106. S. B., n° 3, 12 p.
- LACOMBE, H. y TCHERNIA, P. (1972). "Caractéres hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée". D. J. Stanley (Ed). *The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentary Laboratory*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 25-36.
- LEBART, L.; MORINEAU, A. y TABARD, N. (1977). *Techniques de la Description Statistique*. Dunod. París, 351 p.
- LEENDHART, O.; REBUFFATI, A.; SABATIER, R. y BRUNETON, A. (1969). "Profil sismique dans le bassin Nord-Baleares". *C. R. Soc. Geol. France*, 7, p. 249-250.
- LEENDHART, O.; REBUFFATI, A. y SANCHO, J. (1970). "Carte du Plioquaternaire entre Ibiza et le cap San Antonio (Méditerranée occidentale)". *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXV, (2), p. 165-173.
- LEFEVBRE, D. (1980). *Evolution morphologique et structural du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique de données*. Thése Specialité, Univ. P. et M. Curie. París, 122 p.
- LEWIS, K. B. (1971). "Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°". *Sedimentology*, 16, p. 97-110.
- LLOPIS, N. B. (1947). *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*. C. S. I. C. Inst. Lucas Mallada, Madrid 373 p.
- MALDONADO, A. (1972). "El Delta del Ebro.

- sedimentológico y estratigráfico". *Bol. Estratigrafía*, 1, Universidad de Barcelona, p. 1-486.
- MALDONADO, A. (1978). "El estancamiento de las aguas del mar Mediterráneo". *Investigación y Ciencia*, 23, p. 32-44.
- MALDONADO, A. (1985). "Evolution of Mediterranean Basins and a detailed reconstruction of the Cenozoic Paleoceanography". R. Margalef (Ed.), *Western Mediterranean, Key Environmental Series*, Pergamon Press, Londres, p. 17-59.
- MALDONADO, A. y CANALS, M. (1982). "El margen continental Sur-Balear: un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo". *Acta Geol. Hispánica*, 17 (4), p. 241-254.
- MALDONADO, A. y ZAMARREÑO, I. (1983). "Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: Factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo". J. Castellví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española*, Gráficas Buper. Barcelona, p. 15-52.
- MALDONADO, A.; VERDAGUER, A.; ALOISI, J. C.; GOT, H.; MONACO, A.; LE CALVEZ, Y; THOMMERET, Y. y MIRABILE, L. (1981). "Mécanismes sedimentaires et edification du plateau progressif sud-catalan (Méditerranée nord-occidentale)". *XXVII th Congress Assem. Plén. C. I. E. S. M. Rapports et proces-verbaux des Reunions*, (Cagliari) 27, (8), Mónaco, p. 25-28.
- MALDONADO, A.; CANALS, M.; DIAZ, J. I.; FARRAN, M. y ZAMARREÑO, I. (1983). "Características sedimentológicas de los afloramientos Messinienses en el margen continental de Menorca". A Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*, Maó, Menorca. Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 7.11-7.13.
- MANZANO, M. (1986). *Estudio sedimentológico del Prodelta Holoceno del Llobregat*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, Barcelona, 150 p.
- MARQUES, M. A. (1966). "Observaciones sobre el Cuaternario del Delta del Llobregat". *Acta Geol. Hisp.*, 1, (4), p. 9-12.
- MARQUES, M. A. (1975). "Las formaciones cuaternarias del Delta del Llobregat", *Acta Geol. Hisp.*, X (1), p. 21-28.
- MARQUES, M. A. y JULIA, R. (1977). "Caractéristiques lithoestratigraphiques des embouchures des fleuves du NE de l'Espagne (du Llobregat aux Pyrénées)". A. Laville et al. (Eds.), *Approche écologique de l'homme fossile*, Univ. P. et M. Curie, París. p. 187-195.
- MARQUES, M. A. y JULIA, R. (1983). "Coastal problems in Alt Empordá Area (NE Catalonia, Spain)". E. C. F. Bird y P. Fabbri (Eds.), *Coastal Problems in Mediterranean Sea*, I. G. U., p. 83-93.
- MARZO, M. (1980). *El Buntsandstein de los Catalánides: estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- MARZO, M.; ESTEBAN, M. y POMAR, L. (1974). "Presencia del Caliche fósil en el Buntsandstein del Valle del Congost". *Acta Geol. Hisp.*, p. 33-36.
- MATEU, F. y MARZO, M. (1985). "Guía de la Excursión Triásico de los Catalánides". *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*. Seu d'Urgell, 1985, Grupo Español del Mesozoico. Institute d'Estudis Ilerdencs, Barcelona, 175 p.
- MAUFFRET, A.; FAIL, J. P.; GENESSEAU, M.; BELLAICHE, O.; LABARBARIE, M. y LEFEBVRE, D. (1981). "Western Mediterranean basin evolution: from a distensive to a compressive regime". F. C. Wezel (Ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, C. N. R. Italian Project of Oceanography, Technoprint, Bologna, p. 67-81.
- MAUFFRET, A.; LABARBARIE, M. y MONTADERT, L. (1982). "Les affleurements de séries sédimentaires pré-pliocènes dans le bassin Méditerranéen Nord-Occidental." *Marine Geology*, 45, p. 159-175.
- MCKINNEY, T. F.; STUBBLEFIELD, W. L. y SWIFT, D. J. P. (1974). "Large-scale current lineations on the central New Jersey shelf: investigations by side-scan sonar". *Marine Geology*, 17, p. 79-102.
- MELGUEN, M. (1974). "Facies Analysis by correspondence analysis, numerous advantages of this new statistical technique". *Marine Geology*, 17, p. 165-182.
- MEZCUA, J. y MARTINEZ-SOLARES, J. M. (1983). *Sismicidad del área Ibero-Magrebí*. Inst. Geogr. Nac., Madrid, 301 p.
- MILLIMAN, J. D. (1974). *Recent sedimentary carbonates Part I. Marine Carbonates*. Springer Verlag. Berlin, 375 p.
- MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R. y THOMPSON, S. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part II: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". C. E. Payton (Ed.). *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration*, Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem 26., p. 53-62.
- MONACO, A. (1971). "Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau

- continental du Roussillon". Thése Univ. Sc. et Tech. du Languedoc, 295 p.
- MONACO, A.; ALOISI, J. C.; BOUYE, C.; GOT, H.; MEAR, Y.; BELLAICHE, G.; DROZ, L.; MIRABILE, L.; MATTIELO, L.; MALDONADO, A.; LE CALVEZ, Y.; CHASSEFIERE, B. y NELSON, H. (1982). "Essai de reconstruction des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rho^{ne} (Méditerranée Occidentale)". *Act. Coll. Inst. CNRS, Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, 31, p. 99-109.
- MOPU (1985). *Política de Costas. Plan de actuaciones 1983-1990*. Serv. Publ. Sec. Gral. Tec., Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, 209 p.
- NIEDORODA, A. W.; SWIFT, D. J. P. y HOPKINS, T. S. (1985). "The shoreface". R. A. Davis Jr. (Ed.). *Coastal Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, p. 533-624.
- PALANQUES, A. (1984). *La fossa de Valencia: un sistema deposicional alimentado por aportes longitudinales y transversales*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 105 p.
- PALANQUES, A. y MALDONADO, A. (1983). "La superficie de erosión y las evaporitas del Messiniense en el sector septentrional de la Fosa de Valencia". A. Obrador (Ed.), *X Congreso Nacional de Sedimentología, Symposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*, Maó, Menorca (Septiembre 1983), Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 7.18-7.21.
- PALLI, L. (1972). "Estratigrafía del Paleógeno del Empordá y zonas limítrofes". *Publ. de Geología*, Univ. Autónoma de Barcelona, nº 1, 138 p.
- PARKER, G.: LANFREDI, N. W. y SWIFT, D. J. P. (1982). "Seafloor response to flow in a Southern hemisphere sand-ridge field: Argentine innershelf". *Sediment. Geol.*, 33, p. 195-216.
- PEREZ-MATEOS, J. (1965). *Análisis mineralógico de arenas*. Patronato "Alonso Herrera". C. S. I. C. Manuales de ciencia actual: 1, Madrid 256 p.
- PITMAN, W. C. y TALWANI, M. (1972). "Sea-floor spreading in the North Atlantic". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, p. 619-642.
- PUIGDEFABREGAS, C.; MUÑOZ, J. A. y MARZO, M. (1986). "Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin". P. A. Allen y P. Homewood (Eds.). *Foreland basins*. Sp. Pub. Int. Assoc. Sediment., 8, p. 229-246.
- PUSCHMANN, H. (1968). "Stratigraphische untersuchungen in palaeozoikum der Montseny (Catalonien Spanien)". *Geol. Rundschau*, Vol. 57, p. 1066-1088.
- RAMON, X. y CALVET, F. (1987). "Estratigrafía y sedimentología del Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat (Catalánides)". *Est. Geol.*, 43, nº 3-4. p. 471-487.
- REGUANT, S. (1967). "El Eocene marino de Vich". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LXVIII.
- REGUANT, S.; ZAMARREÑO, I. y GIRO, S. (1986). "Stromatolite-like bryozoan bioherms on the Mediterranean continental shelf". *VII International Bryozoaology Conference*. Bellingham. p. 54.
- REHAULT, J. P. (1981). *Evolution tectonique et sedimentaire du Bassin Ligur (Méditerranée Occidentale)*. Thése d'Etat, Université Pierre et Marie Curie. París, 132 p.
- REHAULT, J. P.; BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1984). "The Western Mediterranean basin geological evolution". *Marine Geology*, 55, p. 447-477.
- REHAULT, J. P.; BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985). "The Western Mediterranean Basin". D. J. Stanley y F. C. Wezel (Eds.). *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, Springer-Verlag, New York, p. 101-129.
- REY, J. y DIAZ DEL RIO, V. (1984). "Algunos aspectos morfoestructurales del Cuaternario submarino en la plataforma continental del Mediterráneo español". *Thalassas*, 2, (1), p. 23-29.
- RIBA, O. (1981). "Aspectes de la Geología marina de la conca mediterránea durant el Neogen". *Mem. Reial Acad. Ciències i arts de Barcelona*, XLVII, p. 1-115.
- RIBA, O. (1983). "Las islas Baleares en el marco geológico de la cuenca mediterránea occidental durante el Terciario". El Terciario de las Baleares. Guía de las excursiones. *X Congreso Nacional de Sedimentología*, Menorca. p. 3-20.
- RIBA, O.; BOLOS, O.; PANAREDA, J. M.; NUET, P. y GONSALBEZ, J. (1976). *Geografía física dels països catalans*. Ketres, Barcelona, 226 p.
- ROBERTS, D. J. (1962). "Slumping on the eastern margin of the Rockall Bank, North Atlantic Ocean". *Marine Geology*, 13, p. 225-237.
- ROSELL, J.; OBRADOR, A.; ROBLES, S. y PALLI, L. (1973). "Sedimentología del Mioceno del Vallés Occidental (provincia de Barcelona)". *Acta Geol. Hisp.*, VIII, (1), p. 25-29.
- RYAN, W. B. F. (1973). "Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity". C. W. Drooger (Ed.). *Messinian Events in the Mediterranean*. North-Holland, Amsterdam, p. 26-38.

- RYAN, W. B. F. (1983). "Quantitative evolution of the depth of the western Mediterranean before, during and after late Miocene alinity crisis". *Sedimentology*, 23, p. 791-813.
- SAINZ-AMOR, E. y FONT-ALTABA, M. (1964). "Estudio de las arenas de litoral catalán (I)". *Anal. de Edaf. y Agrobiología*, XXIII, (11-12), p. 721-742.
- SAINZ-AMOR, E. y FONT-ALTABA, M. (1966). "Estudio de las arenas del litoral catalán (II)". *X12 Anal. de Edaf. y Agrobiología*, XXIII, (11-12), p. 131-150.
- SAINZ-AMOR, E. y FONT-ALTABA, M. (1968). "Estudio de las arenas del litoral catalán (III)". *Anal. de Edaf. y Agrobiología*, XXIII, (11-12), p. 99-101.
- SALAS, R. (1983). "Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica". A. Obrador (Ed.), *X Congreso Nacional de Sedimentología*, Maó, Menorca. Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 3.34-3.38.
- SALVANY, J. M. (1986). *El Keuper dels Catalans. Petrología i Sedimentología*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 160 p.
- SANTAFE-LLOPIS, J. V.; GALZADA BADIA, S. y CASANOVAL CLADELLAS, M. L. (1979). "Precisiones a la estratigrafía del Vallesiense terminal de los alrededores de Terrasa". *Est. Geol.*, 35, p. 291-298.
- SERRA, J. (1975). *El precontinente catalán entre Cap Bagur y Arenys de Mar (Prov. de Barcelona y Gerona). Estructura y sedimentación reciente*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 187 p.
- SERRA, J.; MALDONADO, A. y RIBA, O. (1979). "Caracterización del margen continental de Catalunya y Baleares". *Acta Geol. Hispánica*, Libro Homenaje al Prof. Lluís Solé Sabaris, 14. p. 242-270.
- SHEPARD, F. P. (1954). "Nomenclature based on sand-silt-clay ratios". *Jour. Sed. Petrol.*, 24, (3), p. 151-158.
- SHEPARD, F. P. (1955). "Delta-front valleys bordering the Mississippi distributaries". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, p. 1489-1498.
- SHEPARD, F. P. (1972). "Submarine Canyons". *Earth Sc. Rev.*, 8, p. 1-12.
- SHEPARD, F. P. (1973). *Submarine Geology*. 3rd. Harper and Rowd, New York, 517 p.
- SHEPARD, F. P. y DILL, R. F. (1966). *Submarine Canyons and other Sea Valleys*. Rand. Mc. Nally and co. Chicago, 381 p.
- SOLE SABARIS, L. (1936). "Notes geomorfológiques sur Les Guilleries. Guía d'Excursions". *Inst. d'Etudis Catalans*, p. 118-129.
- SOLE SABARIS, L. (1948). "Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de la Selva (Gerona)". *Est. Geol.*, 8, p. 287-307.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978). "Alineaciones y fracturas en el sistema catalán, según las imágenes Landsat-1". *Tecniterrae*, 22. p. 6-16.
- SOLE SUGRAÑES, L.; JULIA, R. y ANADON, P. (1984). "El sistema de fosas neógenas del NE de la Península Ibérica". *El borde mediterráneo español: evolución del orogeno bético, y geodinámico de las Depresiones neógenas*. Principales resultados y Conclusiones. Proyecto CAICYT y CSIC. Granda, 1984, p. 87-91.
- SOLER, R.; MARTINEZ, W.; MEGIAS, A. G. y ABEGER, J. A. (1983). "Rasgos básicos del Neógeno Mediterráneo español". *Mediterranean Ser. Geol.*, 1, p. 71-82.
- STANLEY, D. J. (1977). "Post-miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean". A. E. M. Nairn, W. H. Kanes y F. G. Stehli (Eds.). *The Ocean basin and margins. 4 A. The Eastern Mediterranean*, Plenum Press. New York, p. 77-130.
- STANLEY, D. J. y KELLING, G. (1978). "Sedimentation in submarine canyons, fan and trenches". D. J. Stanley and G. Kelling (Eds.). *Sedimentation in submarine canyons, fan and trenches*, 1978, Dowden Hutchinson & Ross, Stroudsberg, p. 377-388.
- STANLEY, D. J.; GOT, H.; KENYON, N. H.; MONACO, A. y WEILWE, Y. (1976). "Catalonian, Eastern Betic, and Balearic Margins: structural types and geologically recent fondering of the Western Mediterranean Basin". *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, 20, p. 1-67.
- STOECKINGER, W. T. (1976). "Valencia Gulf offers dead line nears". *Oil Gas Journal*, p. 197-204.
- STUBBLEFIELD, W. L.; MCGRAIL, D. W. y KERSEY, D. G. (1984a). "Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf". C. T. Siemers y R. W. Tillman (Eds.), *Siliciclastics Shelf Sediments*, SEPM Special Pub., 34 p.
- STUBBLEFIELD, W. L.; MCGRAIL, D. W. y KERSEY, D. J. (1984b). "Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf: Reply". C. T. Siemers y R. W. Tillman (Eds.), *Siliciclastics Shelf Sediments*, SEPM Special Pub., 34 p. 37-41.
- SURÍNACH, E. y ROCA, A. M. (1985). "Sismicidad en la región N E de la Península Ibérica". *Rev. de Geofísica*, 41, p. 23-26.
- SWIFT, D. J. P. (1976a). "Coastal sedimentation". D. J. Stanley y D. J. P. Swift (Eds.).

- Marine Sediment Transport an Environmental management*. John Wiley and Sons, Inc. New York. p. 255-310.
- SWIFT, D. J. P. (1976b). "Continental shelf sedimentation". D. J. Stanley y D. J. P. Swift (Eds.). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, John Wiley and Sons Inc., New York, p. 311-250.
- SWIFT, D. J. P. y FIELD, M. E. (1981). "Evolution of a clasic sand ridge field: Maryland sector, North American inner shelf". *Sedimentology*, 28, p. 461-482.
- SWIFT, D. J. P.; STANLEY, D. J. y CURRAY, J. R. (1971). "Relict sediments on continental shelves: a reconsideration". *Geol.*, 79, (3), p. 322-346.
- SWIFT, D. J. P.; KOFOED, J. W.; SAULSBURY, F. P. y SEARS, P. (1972). "Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic Shelf of North America". D. J. P. Swift, D. B. Duane y O. H. Pilkey (Eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 159-196.
- SWIFT, D. J. P.; SEARS, P. C.; BOHLKE, B. y HUNT, R.; (1978). "Evolution of a shoal retreat massif, North Carolina Shelf; inferences from areal geology". *Marine Geology*, 27, p. 19-42.
- SWIFT, D. J. P.; MCKINNEY, T. F. y STAHL, L. (1984). "Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges of the New Jersey continental shelf: Discussion". C. T. Siemers y R. W. Tillman (Eds.), *Siliciclastics Shelf Sediments*, SEPM Special Publ., 34, p. 25-36.
- VAN DER SIJP, J. (1951). "Petrography and geology of Montseny Guillerias". *Proc. Kon. Ned. Ac. Westernschapen*, p. 1-99.
- VANNEY, J. R. y STANLEY, D. J. (1983). "Shelf-break physiography: an overview". D. J. Stanley y G. T. Moore (Eds.), *The Shelf-break: Critical Interface on Continental Margins*, SEPM Spec. Pub., 33, p. 1-24.
- VESTAL, W. y LOWRIE, A. (1982). "Large-scale slumps off southern India and Sri Lanka". *Geo-Marine Letters*, 2, p. 171-177.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). "Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula". *Earth Evolution Sc.*, 2, 4, p. 320-343.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J. M. y BANDA, E. (1980). "Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian Peninsula". *Proc. EGS Symp. Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding areas*. Inst. Geograf. Nac. Publ., nº 201, p. 109-128.
- VIA BOADA, L. (1969). "Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Catalunya". *Actas y Congreso Inst. Est. Pirenaicos*, Jaca-Pamplona, 1966, 81-82, p. 5-59.
- VICENTE, J. (1964). "Contribución al estudio de la flora fósil del Turó de Mongat". *Not. Com. Inst. Geol. y Mine. Esp.*, p. 5-24.
- VILADEVALL (1978). "Estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del sector N-oriental del Macizo del Montseny (resumen)". *Secret. Public. Univ. Barcelona*, 12 p.
- VILLALTA, J. F. y ROSELL, J. (1965). "Contribución al conocimiento de la estratigrafía de Montjuich". *Inst. Inv. Geol. Dip. Prov.*, XIX, p. 83-104.
- VILLALTA, J. F.; ROSELL, J. y OBRADOR, A. (1968). "Una nueva aportación al conocimiento del Mioceno marino del Vallés". *Act. Geol. Hisp.*, 1, p. 19-21.
- VILLAS, E.; DURAN, H; y JULIVERT, M. (1987). "The upper Ordovician clastic sequence of the Catalonian Coastal Ranges and its brachiopods fauna". *N. J. B. Geol. Palaont. ABH*, 174, 1, p. 55-74.
- VIRGILI, C. (1958). "El Triásico de los Catalánides". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 69, p. 1-865.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1977). "Problemas de la cromoestratigrafía del Triás en España". *Cuadernos Geol. Ibérica*, 4, p. 57-88.
- WALLISER, O. H. (1964). "Conodonten des Silurs". *Abh. Ges. Landesamtes Bodenforsch*, 41, p. 1-106.
- WRIGHT, L. D. (1985). "River Deltas". R. A. Davis Jr. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, Springer Verlag, New York. p. 1-76.
- YOUNG, R. A.; SWIFT, D. J. P.; NITTRUER, C. A.; DEMASTER, D. y BERGENBACK, B. (1983). "Event-dominated sediment transport on the Valencia continental shelf, Spain, and its effect on sediment accumulation and Holocene stratigraphy". J. Castellví (Ed.), *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*, Gráficas Buper, Barcelona, p. 1-23.