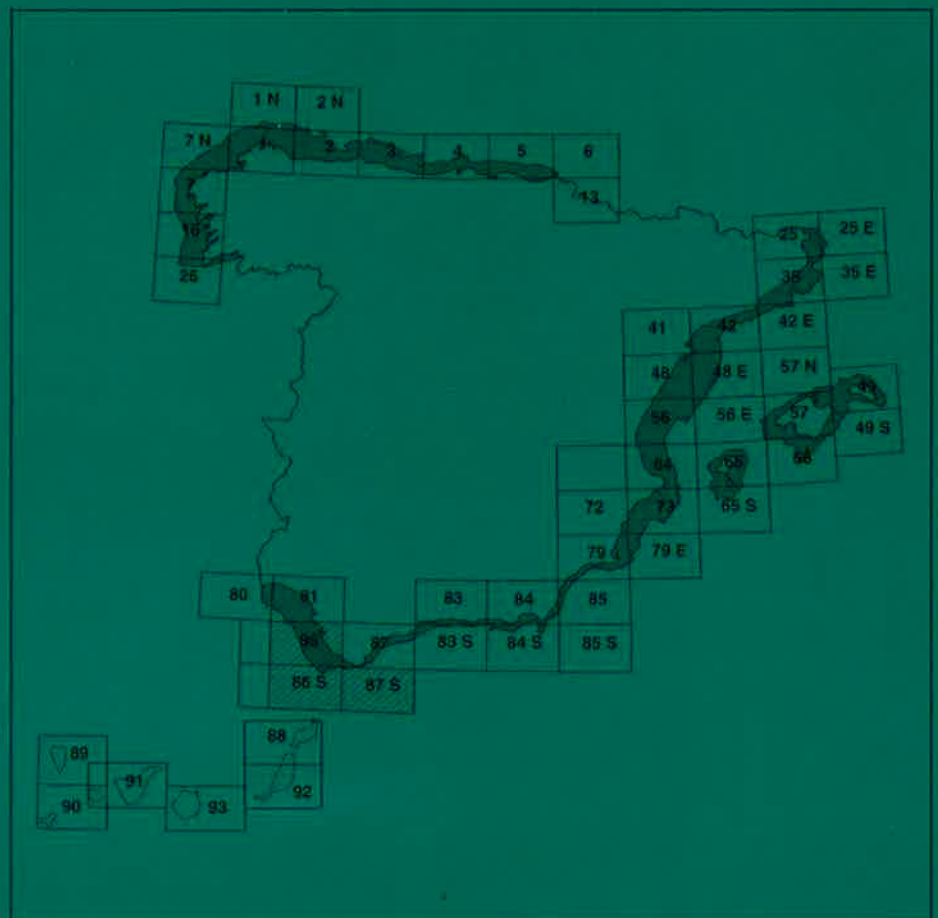




MAPA GEOLÓGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES

Escala 1:200.000



Primera edición

CÁDIZ

Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES

ESCALA 1:200.000

CÁDIZ

Primera edición

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 28.920-2003

ISBN: 84-7840-478-3

NIPO: 405-03-015-X

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.
Imprime: Gráficas Muriel

Dirección y supervisión:

Antonio Barnolas Cortinas (I.G.M.E.)
Teresa Medialdea Cela (I.G.M.E.)

Autores:

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (C.S.I.C./Universidad de Granada):

Andrés Maldonado López
Jesús Rodero Perez
Lorenzo Pallarés Fernandez
Laura Pérez Fernandez

Instituto Geológico y Minero de España:

Luis Somoza Losada
Teresa Medialdea Cela

Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz

Javier Hernández Molina
Francisco Lobo Sánchez

La Memoria y Cartografía Geológica de la zona terrestre ha sido elaborada por Adolfo Maestro Gonzalez (IGME) a partir de la cartografía existente bajo la dirección de A. Barnolas Cortinas.

ÍNDICE

	Pág.
1. INTRODUCCIÓN	9
2. GEOGRAFÍA FÍSICA Y DATOS GENERALES	11
2.1. Marco geográfico y oceanográfico	11
2.2. Marco geológico	15
3. METODOLOGIA	17
3.1. Recopilación de datos	17
3.2. Campañas oceanográficas	17
3.2.1. Campañas de geofísica	17
3.2.2. Campañas de obtención de muestras	19
3.3. Labores de gabinete y análisis de laboratorio	19
3.3.1. Análisis de perfiles sísmicos	19
3.3.2. Análisis sedimentológicos, geoquímicos y mineralógicos	19
3.3.3. Proceso de datos	21
Tratamiento estadístico	21
Caracterización de secuencias y facies sísmicas	21
Caracterización de los sedimentos y facies sedimentarias	21
3.4. Elaboración de mapas	21
3.4.1. Mapa Geológico	21
3.4.2. Mapa morfosedimentario	22
3.4.3. Mapa del basamento y morfoestructural	22
3.4.4. Mapa textural de superficie y de isolíneas de contenido en gravas	22
3.4.5. Mapa de relación textura-carbonato y de isolíneas de porcentaje de carbonato total	22
3.4.6. Otros mapas	22
4. GEOMORFOLOGÍA	23
4.1. Zona litoral	23
4.1.1. Costas abruptas	25
4.1.2. Costas bajas	25
4.1.3. Marismas y deltas	25
Río Barbate	30
Río Guadalete	30
Río Guadalquivir	30
4.1.4. Zonas inter e infralitoral	30
4.2. Plataforma continental	30
4.2.1. Tipos morfológicos	31
Prodeltas y lóbulos prodeltaicos	31
Barras y dorsales de arena	31
Olas de arena	31
Dunas	32
Megaripples	34
Ripples	34
Superficies de abrasión	35
Superficies de erosión	35
Escarpes y resaltes morfológicos	36
Afloramientos rocosos del basamento	36
Terrazas submarinas	37
4.2.2. Sectores morfológicos	37
Sector septentrional	37
Sector central	37
Sector meridional	37
4.3. Talud continental	38

	Pág.
4.3.1. Cañones submarinos y «gullies»	38
4.3.2. Estructuras de deformación en el talud	39
Slumps	39
Creeps	40
Deformaciones diapíricas	40
5. ESTRATIGRAFIA	41
5.1. Zona continental	41
5.1.1. Subbético medio	41
5.1.2. Complejo del Campo de Gibraltar	41
5.1.3. Depósitos Postorogénicos	41
5.1.3.1. Mioceno superior	41
5.1.3.2. Plioceno	41
5.1.3.3. Pliocuatnario	42
5.1.3.4. Cuaternario	42
5.2. MARGEN CONTINENTAL	42
5.2.1. Mesozoico	42
5.2.1.1. Triásico	42
5.2.1.2. Jurásico inferior y medio	42
5.2.1.3. Jurásico superior y Cretácico inferior	42
5.2.1.4. Cretácico medio	43
5.2.1.5. Cretácico superior-Eoceno terminal	43
5.2.2. Terciario-Cuaternario Inferior	43
5.2.2.1. Oligoceno superior-Mioceno inferior	43
5.2.2.2. Langhiense-Serravaliense, Tortoniense inferior	43
5.2.2.3. Tortoniense superior	45
5.2.2.4. El olistostroma	45
5.2.2.5. Messiniense	45
5.2.2.6. Plioceno inferior	45
5.2.2.7. Plioceno superior	46
5.2.2.8. Cuaternario inferior	46
5.2.3. Cuaternario Superior	46
5.2.3.1. Pleistoceno medio y superior	46
Unidad Q1	46
Unidad Q2	48
Unidad Q21N	48
Unidad Q22N	48
Unidad Q21S	48
Unidad Q22S	48
Unidad Q3	48
Unidad Q4	49
Unidad Q5	49
Unidad Q6	49
Unidad Q7	49
5.2.3.2. Holoceno	50
Unidad H1	50
Unidad H2	50
5.2.4. Identificación de Ambientes Deposicionales y Facies	51
5.2.4.1. Ambientes litorales	51
5.2.4.2. Estuarios, marismas y deltas	51
Río Guadalquivir	51
Río Guadalete	51
5.2.4.3. Plataforma continental	52
Definición estadística de los tipos de sedimentos	52
Tipos de sedimentos	54

	Pág.
5.2.4.4. Secuencias estratigráficas del Cuaternario Superior	60
Secuencia de prodelta	60
Secuencia de plataforma continental	60
Secuencia de delta marginal	64
Secuencia de borde de plataforma	64
Secuencia de talud superior	64
6. TECTÓNICA	67
6.1. Ámbito terrestre	67
6.1.1. Tectónica Alpina	67
6.1.1.1. Subbético medio	67
6.1.1.1. Unidades del Campo de Gibraltar	67
6.1.2. Tectónica Postalpina	67
6.2. Margen continental	68
6.2.1. Sector septentrional	68
6.2.2. Sector meridional	68
6.2.2. El olistostroma	69
7. HISTORIA GEOLÓGICA	71
7.1. Evolución del Golfo de Cádiz en los océanos Tethys y Atlántico noroccidental	71
7.1.1. Rotura de Pangea y evolución del margen mesozoico	71
7.1.2. Expansión del Atlántico norte en el Cretácico y Terciario inferior	71
7.1.3. Evolución del Cenozoico superior	72
7.1.4. Cinemática reciente de la Zona de Fractura Azores - Gibraltar	72
7.2. Fases de desarrollo del margen ibérico del Golfo de Cádiz	72
7.2.1. El margen pasivo inicial	73
7.2.2. El margen transpresivo y el emplazamiento del olistostroma	73
7.2.3. El margen pasivo del Cenozoico superior	74
BIBLIOGRAFÍA	75
ANEXO	83

1. INTRODUCCIÓN

El «Programa General de Cartografía Geológica de la Plataforma Continental Española y Zonas Ádyacentes», pretende la realización de una infraestructura básica, para el conocimiento de los recursos geológicos de los márgenes continentales españoles, con múltiples aplicaciones al objeto de una mejor gestión y aprovechamiento del medio marino y en especial de la Zona Económica Exclusiva. Esta memoria se ocupa de las Hojas Marinas N° 86, 86 S y 80S (Cádiz), que se sitúan en el sector oriental del Atlántico Norte. Sus límites naturales los constituyen, a grandes rasgos, al Norte la Península Ibérica; al Sur el continente africano, al Este el Estrecho de Gibraltar, a partir del cual se abre el Mar Mediterráneo y al Oeste se sitúa el Océano Atlántico.

Los estudios realizados dentro del citado programa no sólo quedan restringidos a la plataforma continental, sino que se extienden hacia las áreas del talud continental. También se intenta correlacionar los datos geológicos del dominio terrestre y marino, ya que los márgenes continentales constituyen la prolongación hacia el océano del ámbito emergido.

Teniendo en cuenta la especificidad de los métodos de trabajo utilizados para la realización de esta cartografía marina, se dedican los primeros capítulos a su descripción, comenzando por el estudio de la información ya

existente, la realización de las campañas oceanográficas específicas, tanto de geofísica como de toma de muestras, y su posterior tratamiento ya en laboratorio, junto a las pertinentes labores de gabinete.

A continuación, se describe la Geomorfología de la zona litoral y plataforma continental, así como del talud continental, para dar paso a los capítulos, donde se describen la estratigrafía, la estructura y evolución tectónica. Se presta especial atención a los depósitos del Terciario y sobre todo del Cuaternario, gracias a la amplia información recogida durante las campañas oceanográficas y a constituir los depósitos que controlan las características evolutivas recientes del margen.

El IGME agradece a las empresas de hidrocarburos CAMP-SA, ENIEPSA y EXXON, las facilidades dadas para acceder a su documentación, de donde se ha obtenido la información necesaria, tanto de los trabajos de prospección geofísica, como de los sondeos, que ayudan a completar la elaboración de esta cartografía.

Se debe destacar, que la investigación realizada para este proyecto, ha proporcionado numerosa documentación, así como perfiles sísmicos y valiosas aportaciones a la litoteca de fondos marinos, lo cual, se encuentra disponible para su consulta y utilización, en próximos proyectos.

2. GEOGRAFÍA FÍSICA Y DATOS GENERALES

2.1. MARCO GEOGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO

Esta memoria se ocupa de las Hojas nº 86, 86S y 80S de la cartografía geológica española a escala 1:200.000, situada en el sector oriental del Atlántico Norte, limitada por los paralelos 35° 58' N y 36° 41' N y los meridianos 5° 51' O y 7° 20' O (Fig. 1). Tectónicamente, el Golfo de Cádiz se sitúa en el extremo occidental de las Cordilleras Béticas, como parte externa del orógeno alpino, lo que queda reflejado en las características geológicas del margen continental.

La plataforma continental analizada da paso al talud continental por un área de doble ruptura, que se sitúa de manera general entre los 120 y los 140 m de profundidad. La zona de la Ensenada de Barbate, cuya plataforma es de tipo rampa, alcanza un máximo de 15 km de anchura, encontrándose la zona de ruptura a 100 m de profundidad, con la pendiente hacia el Sur y estrechándose cada vez más hacia el Este, para dar paso al Estrecho de Gibraltar.

En la zona desde Trafalgar a la Isla de Sancti Petri, la pendiente se orienta hacia el OSO y la anchura de la plataforma es mayor, con una media de 35 km. El área de ruptura se encuentra entre los 120 y 140 m de profundidad. En esta zona, se diferencian numerosos tipos geomorfológicos. En la zona de Cabo Roche, se localizan las mayores anchuras de la plataforma, llegando a alcanzarse 41 km, mientras que el borde de la plataforma aumenta en profundidad, hasta llegar a los 140-160 m. En el sector septentrional, desde Rota al istmo de Cádiz, se mantiene la plataforma con 33 km de anchura máxima y el borde a 120-140 m de profundidad. Este sector se caracteriza por incluir los depósitos sumergidos del prodelta del Guadalquivir (Fig. 2).

En el litoral se pueden diferenciar costas abruptas o acantiladas, que desarrollan playas más o menos estrechas y playas, que en general suelen ser arenosas y extensas, correspondiendo la mayoría a agradación de flechas que se han desarrollado paralelas a la costa. En general, en todo el litoral se desarrollan dunas hacia el interior. Existen varios ríos que desarrollan estuarios, marismas o deltas en su desembocadura. El río Barbate en el sector meridional es de poca importancia, el río Guadalete con una longitud de 138 km y una cuenca de 3000 km² desemboca en la Bahía de Cádiz, y el río Guadalquivir con 560 km de longitud y una cuenca de 57.121 km², desemboca al Norte de este grupo de Hojas, aunque ejerce una gran influencia en la zona de estudio.

Este litoral se caracteriza por ser una zona altamente turística, por lo que existen numerosos núcleos urbanos y puertos deportivos. Los puertos pesqueros principales son de Sur a Norte: Barbate, San Fernando, Cádiz y El Puerto de Santa María, siendo algunos también industriales. La creciente actividad humana, sobre todo en la zona comprendida entre Chiclana y Sanlúcar de Barrameda, está creando un fuerte impacto sobre el litoral, produciendo

desequilibrios en el medio y consecuentemente en la evolución costera.

El clima reinante es el llamado Mediterráneo oceánico con una precipitación media anual entre 500-700 mm/año, con 75-85 días de lluvia al año. El mes más frío y lluvioso es enero, con una temperatura de 10-12 °C, y los meses más cálidos y con menor pluviometría son julio y agosto, con una temperatura de 22-24 °C en la costa y de 24-26 °C hacia el interior. En general, el clima es cálido durante todo el año. La zona está influenciada, en cuanto a los vientos, por dos grandes centros de acción del Atlántico Norte, como son el anticiclón de las Azores, con masas de aire tropical marítimo y la depresión de Islandia, con masas de aire polar marítimo de bajas presiones.

La circulación de las masas de agua en el Golfo de Cádiz está controlada, desde la terminación del Mioceno, cuando se produjo el fin de la crisis de salinidad del Mediterráneo y la apertura del Estrecho de Gibraltar, por la interacción entre las corrientes de agua Mediterránea y Atlántica (Fig. 3). Debido a las características hidrográficas de estas dos masas de agua, la corriente de salida del Mediterráneo circula en profundidad hacia el NO, siguiendo el margen septentrional del Golfo de Cádiz, mientras que la corriente atlántica es superficial y circula hacia el SE a lo largo de la plataforma continental española, para dirigirse hacia el Estrecho de Gibraltar. La corriente Mediterránea de salida, más densa, barre el talud dejando sentir su influencia a partir de los 300 m de profundidad, circulando desde el SE hacia el NO, paralelamente a la costa, aunque una parte se desvía hacia aguas más profundas a través de los cañones perpendiculares al margen. Su velocidad va decreciendo en la misma dirección y desde el talud superior al inferior. La corriente superficial Atlántica, por el contrario, incide sobre la plataforma continental con una dirección de circulación del NO hacia el SE y llega al Estrecho de Gibraltar para entrar en el Mar Mediterráneo (Nelson et al., 1993). La intensa dinámica de estas masas de agua redistribuye los sedimentos de una manera efectiva y genera importantes estructuras sedimentarias sobre el fondo.

Uno de los factores más importantes en la dinámica litoral es el oleaje climático, constituido por dos tipos principales, en base a su origen y desarrollo. El oleaje de tipo «swell», una vez generado, se aleja del área donde se ha desarrollado, propagándose por el océano sin estar sometido a la acción del viento, por lo que las olas se van atenuando hasta su extinción. El oleaje de tipo «sea» se forma y se desarrolla en el mismo lugar, pero está sometido a la acción del viento, por lo que las olas producidas son más energéticas. Ambos tipos dependen de la velocidad y duración del viento. En la zona del estudio, el oleaje tipo «sea» tiene olas con altura media (H) entre 2 y 3 m y período medio (T) entre 6 y 7 sg, generadas por vientos del N-NO; el oleaje tipo «swell» tiene una media de altura (H) entre 2 y 3 m y período (T) entre 5 y 6 sg y se genera principalmente con vientos del NO-O (Rodero, 1999).

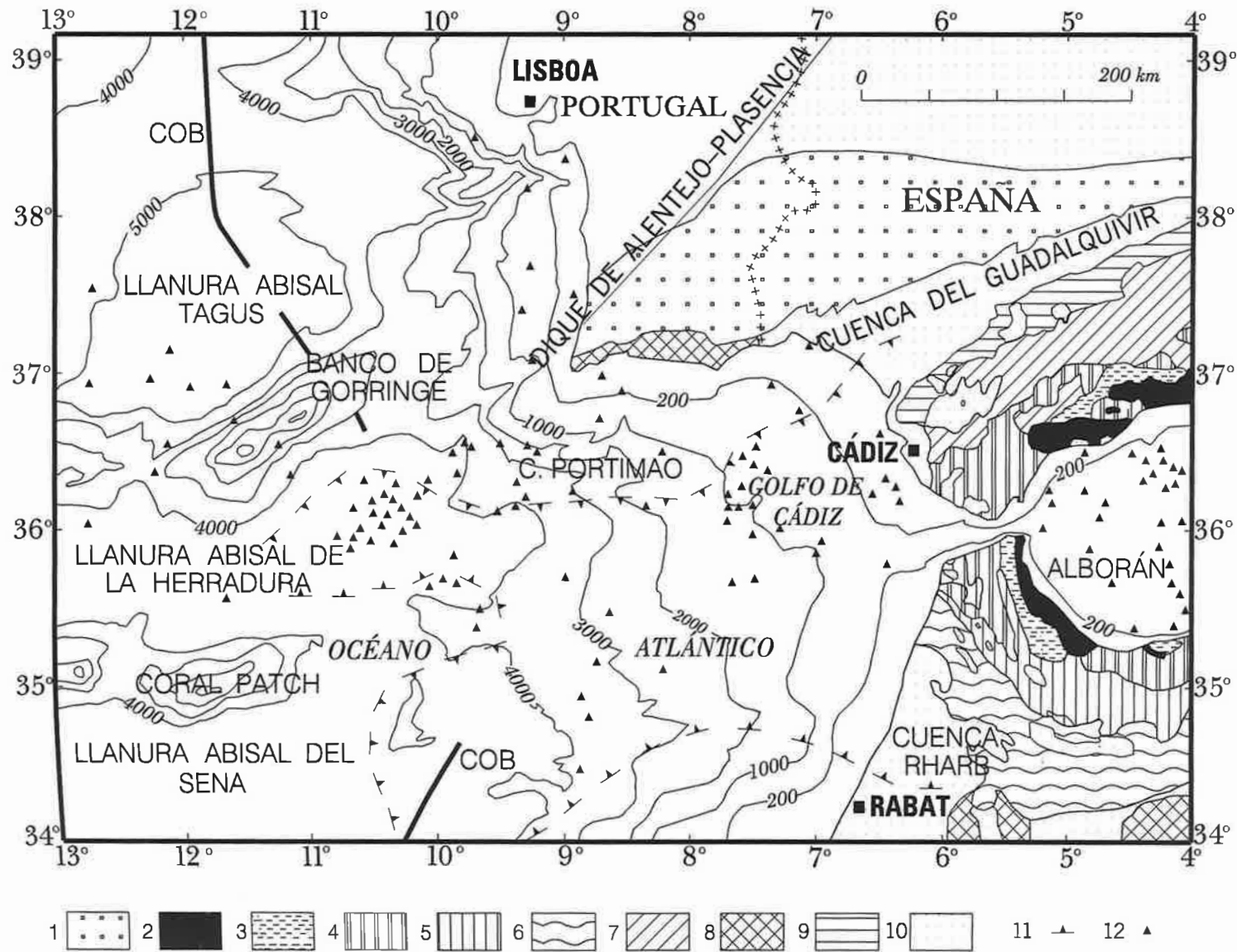


FIG. 1.—Mapa de localización del área de estudio y esquema geológico regional del Golfo de Cádiz y áreas adyacentes. Leyenda: (1) Macizo Hercínico. (2) Zonas internas Bético-Rifeñas. (3) Complejo de dorsal. (4) Unidades del flysch. (5) Unidades meso e intrarifeñas. (6) Unidades periféricas. (7) Zonas externas Béticas. (8) Paleomargen Mezoicoico de Iberia y Africa. (9) Unidades olistostómicas del Guadalquivir. (10) Cuencas Neógenas. (11) Frente olistostromico. (12) Focos sísmicos. COB Límite corteza continental-corteza oceánica. Batimetrías en metros.

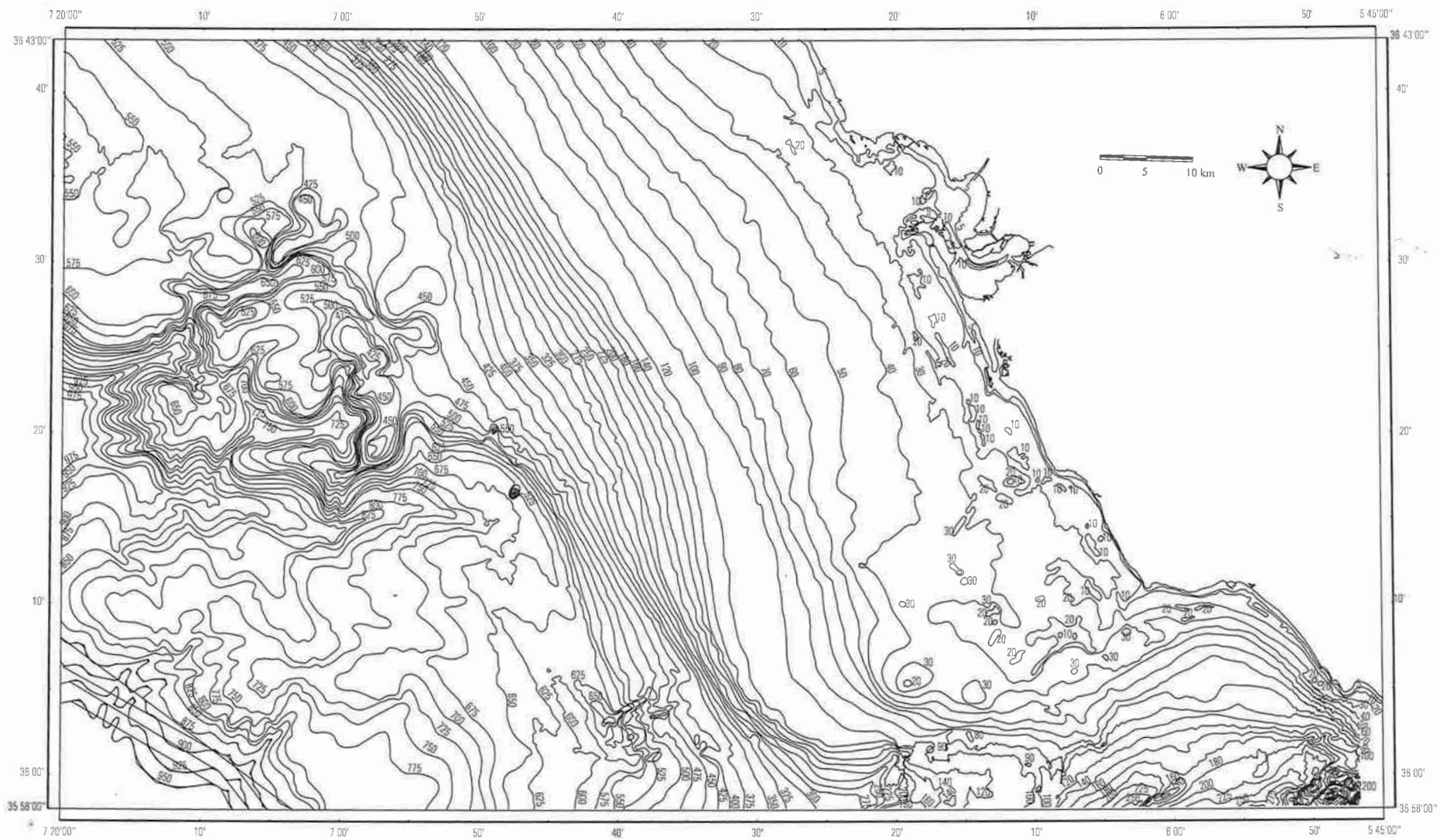


FIG. 2.-Batimetría detallada del área de estudio.

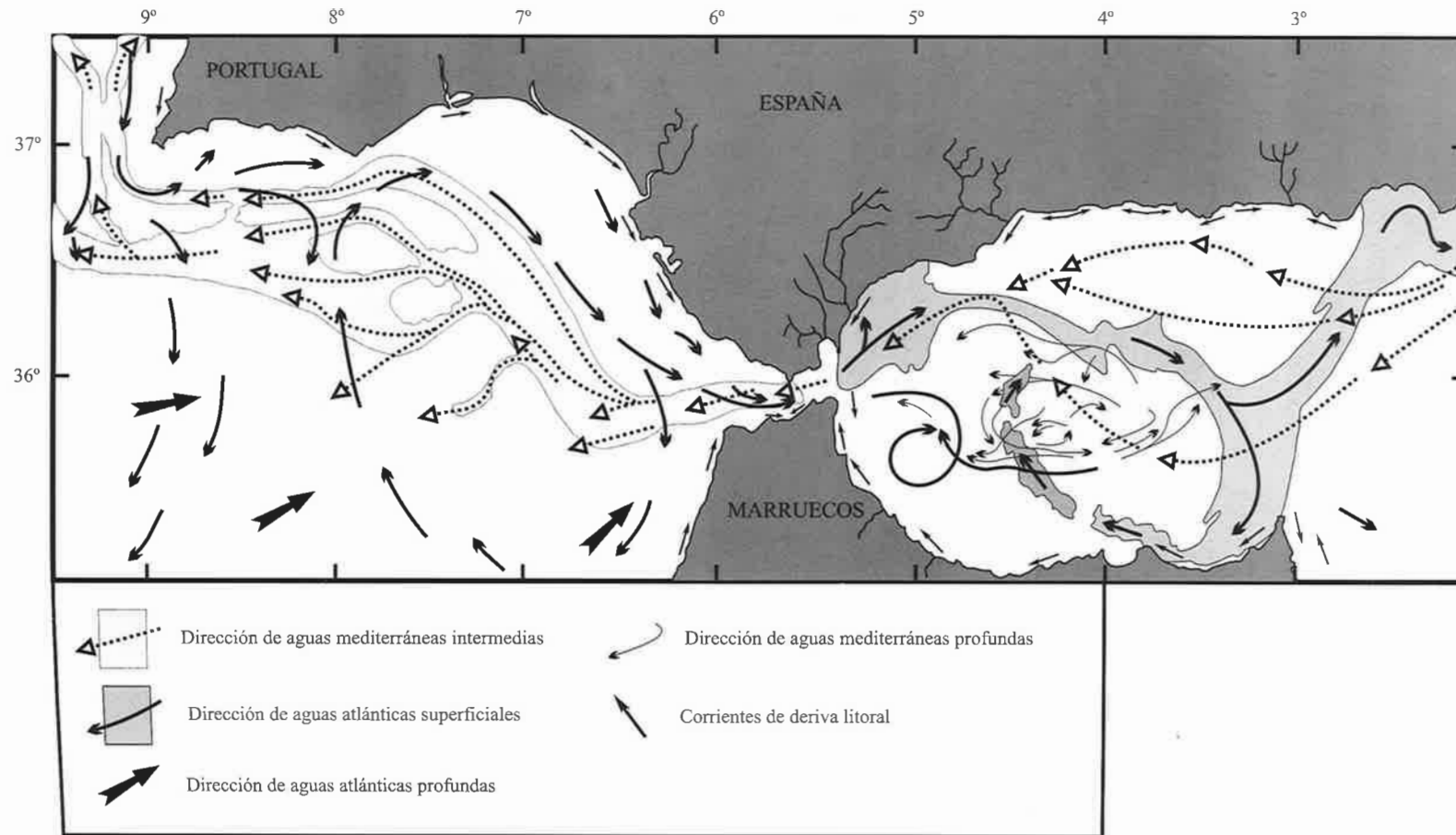


FIG. 3.-Esquema de circulación de las corrientes principales en el golfo de Cádiz y mar de Alborán (simplificado de Hernández Molina, 1993).

2.2. MARCO GEOLÓGICO

La plataforma del Golfo de Cádiz pertenece a los márgenes continentales del sector centro-oriental del Océano Atlántico septentrional. Estos márgenes han evolucionado a partir de una rápida propagación hacia el Atlántico Norte de la ruptura continental durante el Mesozoico Inferior, seguida a continuación por la deriva de Iberia y los Grand Banks en el Cretácico Inferior (Srivastava et al., 1990a, b; Roest y Srivastava, 1991). La evolución del Golfo de Cádiz ha estado regida, además, por el desarrollo de la orogénia alpina y los movimientos relativos de Iberia y África a lo largo de la Zona de Fractura de Azores-Gibraltar (Smith y Woodcock, 1982). Así, el área del Golfo de Cádiz ocupa el segmento más occidental de las cadenas alpinas del Mediterráneo, pero asimismo el límite actual de placas entre África/Eurasia, que ha sido un límite transformante importante durante la mayoría del Mesozoico y el Cenozoico (Fig. 1). La evolución más reciente de este límite está caracterizada por un régimen compresivo (Dewey et al., 1989).

La compleja morfología submarina del margen continental muestra una inflexión general hacia tierra de la batimetría, pasando en el margen del Atlántico centro-oriental a un trazado rectilíneo de dirección Norte-Sur. Este margen con forma de «fondo de saco», está asimismo atravesado por surcos y crestas transversales al talud (Roberts, 1970; Maldonado y Nelson, 1988).

La evolución de los márgenes del Sur de Iberia fue, en consecuencia, más compleja que la mayoría de los márgenes del Atlántico Norte, dado que implica varias fases de extensión, convergencia y movimientos de saltos en dirección. Los márgenes del Golfo de Cádiz, localizados en una posición clave entre los océanos Atlántico y del Tethys, estuvieron influenciados durante el Mesozoico y el Terciario por las fases sucesivas de apertura del primero y el cierre en el segundo. Tres provincias tectónicas principales, rodean concéntricamente las zonas internas del cinturón orogénico del Arco de Gibraltar, el cual se hundió hacia poniente. Estas incluyen las unidades del flysch del complejo del Campo de Gibraltar en el sector oriental, las zonas externas de la cadena Bético-Rifeña, y la cuenca neógena del valle del Guadalquivir, la cual se extiende hacia el SO y ocupa la mayor parte del sector central del Golfo.

En el sector suroriental de esta Hoja, el basamento aflora sobre grandes áreas, mientras que en el resto aparece restringido a una zona estrecha cerca de la línea de costa. Este basamento en el sector SE está compuesto por bloques del flysch, limitados por fallas y por las unidades subbéticas, los cuales pueden ser correlacionadas con las unidades aflorantes en tierra. Las estructuras en semi-graben determinaron durante el Mesozoico las características principales del margen, las cuales fueron afectadas posteriormente por estructuras de inversión generadas en las etapas compresivas neógenas. Las unidades del Mesozoico y el Cenozoico en la presente Hoja se encuentran cubiertas por la denominada unidad olistostromática, de gran potencia, que fue emplazada hacia el NO y cuyo frente alcanza el sector central del Golfo de Cádiz.

La primera fase en la evolución tectónica está caracterizada por un margen pasivo, controlado por el desarrollo de estructuras extensionales en semi-graben y amplias plataformas carbonatadas. Esta etapa evolutiva comprende el Mesozoico y el Cenozoico inferior. La apertura oceánica del Atlántico Norte indujo una tectónica extensional en el Golfo de Cádiz, la cual afectó a los depósitos sintectónicos post-Aptienses. Los aportes terrígenos al margen se incrementaron notablemente durante el Aptiense y Albiense y las facies siliciclásticas terrígenas reemplazan las plataformas carbonatadas jurásicas. La evolución tectónica de los márgenes desde el Eoceno Medio al Mioceno Inferior estuvo controlada por el movimiento relativo de Iberia y África y el desarrollo de la orogénia alpina. El límite de placas Iberia-África en el Golfo de Cádiz experimentó transpresión. Las zonas de desgarre con sistemas de fallas conjugadas, pudieron facilitar el desarrollo de subsidencia en cuencas aproximadamente orientadas al OSO-ENE. Finalmente, el fin del emplazamiento del olistostroma en el Golfo de Cádiz, durante el Mioceno superior, coincidió con una subsidencia acelerada del margen. Los fenómenos diapíricos se localizan en la plataforma a lo largo de la prolongación de la desembocadura del Guadalquivir y en la zona del talud medio, en el área de crestas y valles. Durante el Mioceno Superior y el Plioceno se desarrollaron potentes secuencias deposicionales de tipo agradacional y progradacional, como resultado de una acelerada subsidencia tectónica del basamento. Durante el Messiniense se desarrollaron grandes sistemas turbidíticos, en cuencas deposicionales profundas de orientación NE-SO, siguiendo el eje del valle del Guadalquivir y Golfo de Cádiz.

3. METODOLOGÍA

3.1. RECOPIACIÓN DE DATOS

La primera fase en la elaboración del grupo de Hojas, ha consistido en la recopilación y posterior estudio del fondo documental existente, en torno a la zona considerada y las áreas adyacentes, tanto en el IGME como en los centros del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (C.S.I.C.). También se ha recopilado la información disponible en las empresas de la industria del petróleo, particularmente los sondeos realizados en el ámbito de estudio así como los registros de sismica multicanal. Concretamente CAMPSA ha facilitado las campañas realizadas durante los años 1978, 1979 y 1980, y AUXINI la realizada en el 1974, que posteriormente fue completada por ENIENSA en el 1980. Esta última empresa, también ha facilitado la campaña CD, realizada en el año 1982 y la compañía EXXON la campaña NJ realizada en 1981.

3.2. CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS

Durante los años 1991, 1992 y 1993 se realizaron tres campañas oceanográficas específicas para la elaboración del presente grupo de Hojas a bordo del B/O «García del Cid», del C.S.I.C. (Tabla 1). Estas campañas han sido de dos tipos: prospección geofísica y toma de muestras. El resto de la información ha sido facilitada por las distintas compañías petrolíferas, anteriormente reseñadas y por el C.S.I.C. (Instituto de Ciencias del Mar e Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra; Proyecto CADIMS del «Comité Conjunto Hispano-Norteamericano de Ciencia y Tecnología» y Campaña de Pruebas del B/O Hesperides subvencionado por una Acción Especial de la «Comisión Intergubernamental de Ciencia y Tecnología»).

3.2.1. CAMPAÑAS DE GEOFÍSICA

Durante la campaña de geofísica que se ha realizado específicamente para estas Hojas (G-86-1), así como en las anteriores llevadas a cabo por el C.S.I.C. (GC-86-1 y GC-88-3), se han utilizado los siguientes sistemas: sismica de reflexión monocanal tipo Boomer (Geopulse, 355 Joules), cañones de aire (20-80 c.l.), perfilador de sedimentos (3,5 kHz); sonar de barrido lateral (100 kHz y 33 kHz) y sondas batimétricas de alta resolución. La mayoría de los sistemas fueron utilizados simultáneamente (excepto el sonar de 33 kHz) obteniéndose una cobertura continua a lo largo de los perfiles con dichos sistemas. El posicionamiento del barco fue llevado a cabo con el sistema de radioposicionamiento Maxirán para la campaña G-86-1 y con DECCA y Transit Satellite para las dos anteriores. Durante la Campaña de Pruebas del B/O HESPERIDES se obtuvieron perfiles de sismica multicanal utilizando un conjunto de cañones sincronizados de 17,5 l de capacidad, una sarta de hidrófonos de 1.200 m de longitud y un registro de 96 canales. Los datos han sido procesados en el laboratorio del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra con el sistema DISCO y FOCUS de COGNISEIS.

La malla sísmica obtenida, con líneas tanto perpendiculares, como paralelas a la costa, es suficientemente densa para caracterizar la morfología, estructura y estratigrafía sísmica del área de estudio (Fig. 4). En total se han analizado 859 km de registros sísmicos con Geopulse, 2.488 km de registros con cañones de aire, 3.743 km con sonar de barrido lateral (S.B.L) y perfilador de sedimentos (3,5 kHz) y 2.842 km con perfiles de sismica multicanal (Tabla I).

TABLA I
Campañas oceanográficas. A. Relación de campañas de obtención de muestras

CAMPAÑAS	DRAGAS DE CUCHARA	TESTIGO DE GRAVEDAD	TESTIGO DE ROCA
AMBIO-94	65		
GC-86-2		83	
GC-88-3		48	
M-86-2	89		
M-86-3	321	76	139
M-86-4	111	49	210
TOTAL	586	256	349

B. Relación de campañas de Geofísica (S.B.L.: sónar de barrido lateral)

CAMPAÑAS	GEOPULSE (km)	CAÑONES DE AIRE (km)	O.R.E. 3,5 kHz + S.B.L (km)	MULTICANAL (km)
CAMPSA-CGG				303
GC-86-1		569	1.826	
GC-88-3	208	233	276	
G-86-1	651	1.646	1.641	
HE-91-3				839
CD				1.700
TOTAL	859	2.488	3.743	2.842

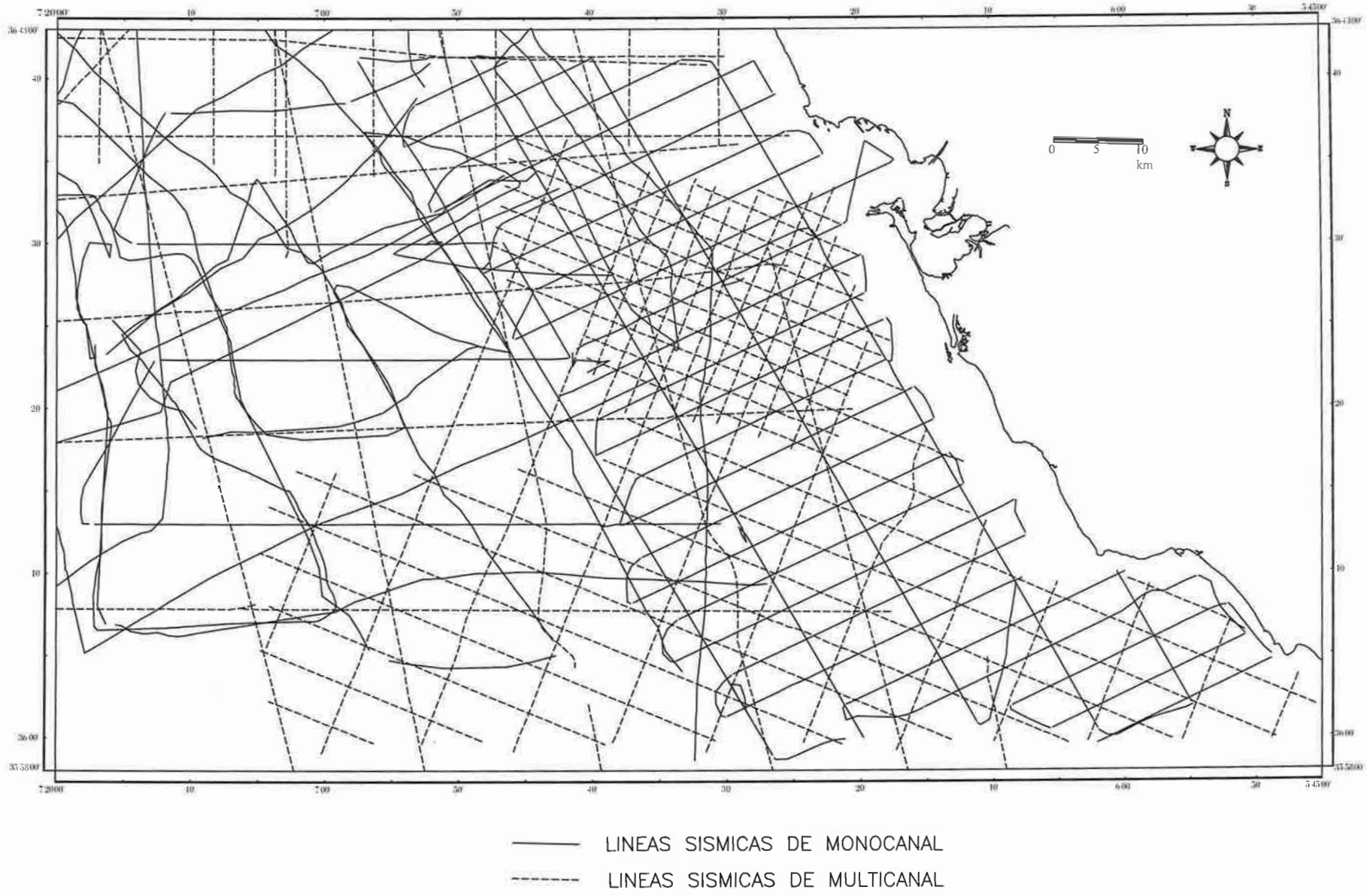


FIG. 4.—Líneas sísmicas estudiadas para la realización de las Hojas.

3.2.2. CAMPAÑAS DE OBTENCIÓN DE MUESTRAS

Las campañas de obtención de muestras realizadas para el presente grupo de Hojas se denominan: M-86-2, M-86-3 y M-86-4, y fueron llevadas a cabo en octubre de 1991, 1992 y 1993 respectivamente. Se ha analizado además el fondo documental perteneciente a las siguientes campañas: AMBIO-84, GC-86-2 y GC-88-3. El posicionamiento de las muestras obtenidas en la plataforma ha sido llevado a cabo con un sistema de radioposicionamiento Maxirán, y con satélite G.P.S. y Transit para las campañas previas.

La recogida de muestras se realizó siguiendo perfiles transversales a la costa, eligiendo las zonas según las características identificadas en los perfiles de sismica de alta resolución y del sonar de barrido lateral. La campaña M-86-2 se centró en el sector septentrional de la plataforma, la campaña M-86-3 a lo largo de toda la plataforma y finalmente, en la campaña M-86-4 se completó la parte meridional de la plataforma y algunos sectores del talud. En el resto de las campañas se recogieron muestras fundamentalmente en el talud.

Las muestras obtenidas incluyen los siguientes tipos:

- 1) 586 dragas de cuchara de tipo Van Veen, para las muestras superficiales.
- 2) 256 testigos de gravedad (con lanzas de 3 m y 10 cm de diámetro), que proporcionan un registro sedimentario continuo y relativamente inalterado, conservando las estructuras y secuencias sedimentarias.
- 3) 349 testigos de roca (con lanzas de 65 cm de longitud y 15 cm de diámetro), para las muestras superficiales y subsuperficiales (Fig. 5 y Tabla I).

3.3. LABORES DE GABINETE Y ANÁLISIS DE LABORATORIO

3.3.1. ANÁLISIS DE PERFILES SÍSMICOS

Los perfiles sísmicos de alta resolución han sido empleados en primer lugar para estudiar la morfología y complementar los datos de batimetría del fondo. La batimetría y morfología han sido definidas en detalle a partir de los perfiles de Ecosonda, perfilador de sedimentos, sonar de barrido lateral y los parcelarios del Instituto Hidrográfico de la Marina. Con los perfiles de sismica monocanal de alta resolución (Geopulse y cañones de aire) se ha efectuado el análisis litosísmico mediante las técnicas de la estratigrafía sísmica, realizándose la interpretación y modelización estratigráfica de las facies sedimentarias y su historia geológica.

Las distintas unidades sísmicas se han definido por subdivisión del conjunto en grupos de reflectores principales, 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 las unida-

des litosísmicas, que se han establecido según los siguientes criterios: a) superficies de discontinuidad a techo y base claramente identificables y susceptibles de ser correlacionadas de unos perfiles a otros; b) extensión regional, y c) características de los reflectores internos de las diversas unidades (geometría, continuidad, amplitud y frecuencia), que permiten identificarlas individualmente. En conjunto las unidades definidas 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. La distribución estratigráfica de las secuencias que forman parte de la serie del Plio-Cuaternario en la plataforma continental se ha basado en la interpretación de los modelos genéticos.

Los perfiles de sismica de reflexión multicanal han sido utilizados para definir la estructura y la estratigrafía sísmica del margen continental y la cartografía de las isopacas. Se ha realizado un análisis de la velocidad de intervalo de propagación de las ondas sísmicas para cada unidad identificada, obteniéndose una ley de velocidades que ha sido aplicada en la obtención de espesores.

3.3.2. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS, GEOQUÍMICOS Y MINERALÓGICOS

Las dragas y testigos han sido abiertos en el laboratorio con el fin de realizar una descripción visual, en la que se han identificado las diferentes litologías, estructuras sedimentarias y secuencias deposicionales. De los testigos se han obtenido perfiles litoestratigráficos detallados. Estos perfiles incluyen la descripción del color, estructuras sedimentarias, componentes biogénicos más importantes, sucesión de litologías y espesor de los niveles. Teniendo en cuenta esta descripción, se han seleccionado las muestras para realizar los diferentes análisis. Se han recogido un total de 1.192 muestras de dragas, testigos de roca y testigos de gravedad obtenidas en 6 campañas oceanográficas. De éstas se han realizado análisis sedimentológicos y geoquímicos sobre un total de 902 muestras. Los análisis realizados incluyen: Granulometría, contenido total de carbonatos, componentes de la fracción arena y mineralogía total.

Asimismo se han analizado muestras de afloramientos antiguos para el contenido en biofacies.

La granulometría ha sido realizada previa separación por tamizado de las fracciones mayor y menor de 63 μm (límite de la fracción arena). La distribución de tamaños de grano de la fracción $> 63 \mu\text{m}$ se calculó por tamizado, mientras que la fracción $< 63 \mu\text{m}$, se calculó por sedimentación con un analizador de rayos X (SEDIGRAPH) para las campañas GC-88-2, GC-88-3, AMBIO-84 y M 86-4, y por medio de un analizador láser para las campañas M-86-3 y M-86-4. Los resultados obtenidos por estos métodos han sido tratados mediante un programa de análisis estadístico de distribución de tamaño de grano (Giró y Maldona-

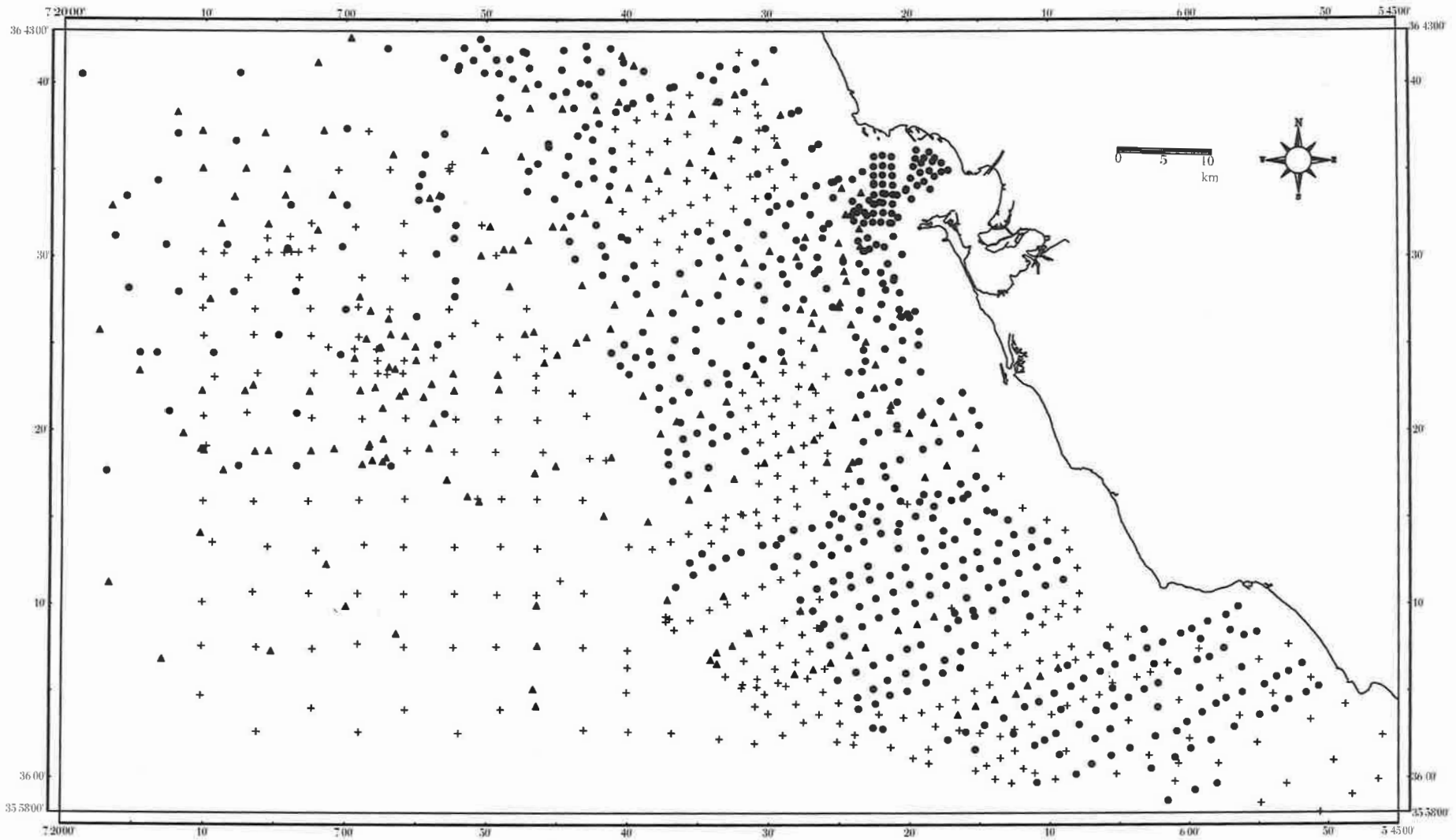


FIG. 5.—Localización de los distintos tipos de muestras en el área estudiada, y posición de los sondeos profundos. Los círculos negros representan las dragas de cuchara, las cruces los testigos de roca y los triángulos negros los testigos de gravedad.

do, 1985). El contenido en carbonato ha sido determinado por el método del calcímetro de Bernard para las campañas previas y por análisis de mineralogía total mediante difracción de rayos X, para el resto de las campañas.

El estudio de los componentes de la fracción arena ha sido determinado con lupa binocular, mediante conteo de 300 a 400 granos por muestra, cuantificando la relación de componentes biógenos/terrágenos, así como su naturaleza. Este estudio aporta criterios para la clasificación de los sedimentos desde el punto de vista petrológico y genético (Bathurst, 1971; Milliman, 1974).

La mineralogía total fue determinada con un instrumento de difracción de rayos X (Philips PW1710), equipado con una rejilla automática de radiación CuK α , filtro de Ni, y velocidad de exploración de 2°/minuto, utilizando la técnica de polvo cristalino para la mineralogía de minerales pesados y la de agregados orientados de < 20 μ m para los minerales de la arcilla. La cuantificación mineralógica fue llevada a cabo por el método clásico de medida del área de los picos y poder reflectivo (cf. Mellinger, 1979; Pevear y Mumpton, 1989). Las principales especies mineralógicas encontradas son: cuarzo, calcita, dolomita, filosilicatos, aragonito, feldespato potásico, plagioclasa, illita, interestratificados, esmectita, clorita+caolinita y pargorskita.

3.3.3. PROCESO DE DATOS

Tratamiento estadístico

Los resultados de los análisis texturales, junto con los componentes de la fracción arena, contenido en carbonato y la cota batimétrica de las muestras superficiales, han sido tratados estadísticamente por medio de un análisis de asociaciones no jerarquizado, que efectúa cálculos uni y multivariantes (Davis, 1973). El análisis de componentes principales está basado en el descrito por Lebart et al. (1977). A partir de la matriz de correlación se calculan los valores y vectores propios. Este tratamiento asocia las variables en grupos denominados componentes principales (o factores), cuya composición está definida por el coeficiente de correlación de cada variable con dichos componentes. El análisis 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).

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

Caracterización de secuencias y facies sísmicas

El establecimiento de secuencias sísmicas consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósi-

tos limitados por superficies de discontinuidad y comprenden grupos de reflexiones, genéticamente relacionadas, relativamente concordantes y con características similares (Vail et al., 1977). El análisis de facies sísmicas consiste en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia.

Caracterización de los sedimentos y facies sedimentarias

Los análisis sedimentológicos realizados en los depósitos del presente grupo de Hojas se han orientado hacia la clasificación de los sedimentos e identificación de facies desde el punto de vista paleoambiental. El primer aspecto de clasificación presenta mayor importancia para la descripción objetiva de los tipos de depósito muestreados, en base al tratamiento estadístico empleado para las diferentes variables. La identificación de facies adquiere su máxima expresión a la hora de interpretar los tipos de procesos sedimentarios que han dado lugar al depósito.

La identificación de las facies sedimentarias se basa en la clasificación previa de los sedimentos, y se orienta para definir el ambiente deposicional en la plataforma continental, y el estado de equilibrio del depósito respecto al medio deposicional en que se encuentra actualmente. Se han definido los ambientes deposicionales de litoral, plataforma y talud superior.

3.4. ELABORACIÓN DE MAPAS

Para la cartografía de estas Hojas se han realizado dos conjuntos de mapas a escala de 1:200.000 y 1:400.000. Los mapas representan los caracteres tanto geológicos, estructurales, litoestratigráficos y geomorfológicos como los sedimentológicos.

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

3.4.1. MAPA GEOLÓGICO

Este mapa incluye la cartografía geológica de superficie de los fondos marinos del margen continental y la síntesis geológica de la zona terrestre, integrándose los principales mapas realizados a partir de los perfiles sísmicos estudiados. Dichos mapas son los siguientes:

— *Mapa batimétrico*. Ha sido realizado a partir de los perfiles sísmicos de Ecosonda, Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz), Geopulse y Cañones de Aire. Para la zona costera, donde el calado con los buques oceanográficos utilizados impide su exploración, se han utilizado los parcelarios del Instituto Hidrográfico de la Marina. El mapa batimétrico se ha elaborado, inicialmente, a una escala 1:100.000 con líneas batimétricas cada 10 m hasta la línea 100, cada 20 m hasta 200 m y cada 25 m a partir de los 200 m de profundidad. En el mapa geológico a escala 1:200.000 y con objeto de

facilitar su lectura, se ha simplificado este mapa batimétrico, por lo que sólo se han incluido líneas batimétricas con una equidistancia de 20 m hasta los 100 m y de 100 m a partir de esta última profundidad.

- *Mapa de unidades litosísmicas.* En este mapa se han cartografiado las unidades aflorantes, también incluye las isopacas del Holoceno y del Pleistoceno, tanto de la plataforma como del talud. Este mapa ha sido elaborado con los perfiles sísmicos obtenidos con el Perfilador de Sedimentos, Cañones de Aire y con los perfiles de Multicanal.
- *Mapa estructural.* Este mapa incluye las estructuras aflorantes y subaflorantes que se han cartografiado con la ayuda de los perfiles sísmicos.

3.4.2. MAPA MORFOSEDIMENTARIO

Este mapa incluye, además de la carta batimétrica, la cartografía geológica de superficie de los fondos marinos del margen continental y el mapa geomorfológico.

- *Mapa geomorfológico.* Este mapa ilustra los tipos morfológicos existentes en la zona, así como las irregularidades superficiales del fondo marino. Este mapa se ha realizado inicialmente a escala 1:100.000 y simplificado a escala 1:200.000, delimitándose las distintas áreas con significado genético y evolutivo con distintos tipos de tramas. Se ha realizado a partir de los perfiles de alta resolución de 3,5 kHz y de Sonar de Barrido Lateral, al igual que los perfiles de mayor penetración, como son los de Geopulse y los Cañones de Aire.

3.4.3. MAPA MORFOESTRUCTURAL

Este mapa corresponde a la cartografía geológica de la discordancia entre las unidades posteriores a la orogénia alpina, que constituyen el relleno relativamente poco tectonizado de la cuenca, y las unidades propiamente tectonizadas durante el ciclo alpino. Estas representan el basamento acústico del margen continental en el sector oriental de la zona y el techo del olistostroma en la prolongación del Valle del Guadalquivir en el margen. Este mapa se ha realizado con los perfiles de sísmica multicanal y de cañones de aire. Está compuesto por:

- Mapa batimétrico.
- Mapa de isopacas (m) de las unidades sin y post-olistostroma (techo del Mioceno medio-Actualidad).
- Mapa estructural.

3.4.4. MAPA TEXTURAL DE SUPERFICIE

Los mapas sedimentológicos tienen la finalidad de mostrar los sedimentos existentes en la plataforma continental y su distribución, con el objeto de facilitar la interpretación genética y evolutiva de los depósitos del margen. Se han realizado a la escala 1:400.000.

El mapa textural corresponde a la distribución de los tipos de sedimentos en superficie, obtenido a partir de la representación triangular de los valores texturales con los vértices de arcilla, limo y arena+grava (Shepard, 1954), lo que permite diferenciar siete tipos de sedimentos superficiales.

3.4.5. MAPA DE RELACIÓN TEXTURA-CARBONATO Y DE ISOLÍNEAS DE PORCENTAJE DE CARBONATO TOTAL

Este mapa representa el contenido en carbonatos frente a los porcentajes de arena+grava y limo+arcilla, permitiendo una división de los depósitos en tres grandes grupos, desde el punto de vista del contenido en carbonato: (1) carbonatados con un porcentaje >60%, (2) mixtos entre 30 y 60 %, y (3) terrígenos o siliciclásticos con <30%. Además, los valores de grava+arena y de limo+arcilla establecen una diferenciación de estos materiales según el tamaño de grano. Se representan además las isolíneas del contenido total en carbonatos, que ponen de relieve la correlación entre tamaño de grano y carbonatos.

3.4.6. OTROS MAPAS

Otros mapas que se han realizado, aunque no se incluyen en la cartografía de estas hojas, y están disponibles como documentación adjunta en el Anexo son:

- Mapa de isolíneas de porcentaje de limos.
- Mapa de isolíneas de porcentaje de arcillas.
- Mapa de isolíneas de porcentaje de arenas.
- Mapa de isolíneas de porcentaje de gravas.

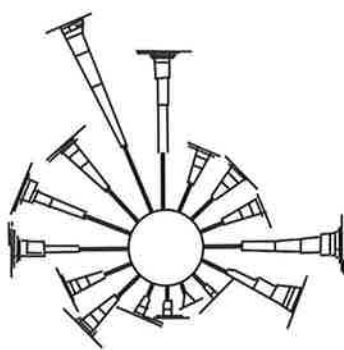
4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ZONA LITORAL

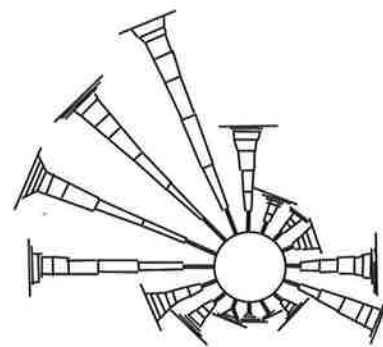
La zona litoral es el ambiente de transición entre el continente y el océano cuyos límites vienen impuestos por la acción del oleaje. El límite superior corresponde a línea más alta alcanzada por las olas en temporal y el inferior se encuentra, mar adentro en el lugar donde el oleaje deja de tener efecto sobre el fondo. Desde un punto de vista geológico estricto, esta zona está sujeta a transformaciones rápidas, constantes y profundas por las variaciones impuestas por el alto nivel energético generado por las olas, mareas y corrientes (Fig. 6), así como por la influencia del continente y más recientemente del hombre. Se pueden distinguir acantilados y playas; los primeros son el resultado de la erosión del oleaje sobre una zona de roca firme y presentan pendiente abrupta, mientras que las segundas son el resultado de la acumulación de arena, grava y guijarros en la zona de rompiente de las olas, estando caracterizadas por una pendiente suave. Los acan-

tilados son formas del relieve erosivas, mientras que las playas son formas del relieve deposicionales.

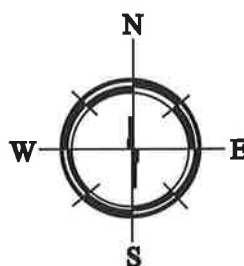
El litoral siempre tiende a alcanzar un perfil en equilibrio dinámico con las condiciones energéticas del medio y los aportes de sedimentos. El resultado de esta dinámica es el cambio continuo en los depósitos y en la morfología, destruyendo unas estructuras y relieves para la construcción de otros nuevos. El principal aporte de sedimentos a las playas en esta Hoja procede de los ríos Guadalete y Barbate, aunque en el límite septentrional desemboca el río Guadalquivir, que tiene una fuerte influencia sobre la zona del estudio. Existen además numerosos canales, tanto naturales (canal de Sancti Petri) como artificiales, sobre todo en la zona de Cádiz; que transportan material a sus desembocaduras, siendo posteriormente redistribuido en la zona litoral por la dinámica costera. El oleaje y la deriva litoral, junto a los aportes de sedimentos y la morfología de la zona costera, condicionan los fenómenos de ero-



OLEAJE TIPO SEA	
Nº TOTAL DE OBSERVACIONES	84515
Nº TOTAL DE CALMAS	5884
Nº TOTAL DE CONFUSAS	3684



OLEAJE TIPO SWELL	
Nº TOTAL DE OBSERVACIONES	51294
Nº TOTAL DE CALMAS	5262
Nº TOTAL DE CONFUSAS	2412



FRECUENCIA (%)



ESCALA DE ALTURAS Hv (m)

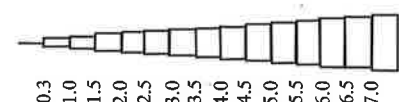


FIG. 6.—Observaciones visuales de los oleajes tipo «swell» y «sea» obtenidos en el área. Rosas del oleaje (Dirección General de Puertos. MOPT, 1992).

sión-depósito, los cuales controlan el modelado y el perfil de la costa.

En una playa se pueden identificar las siguientes zonas:

- 1) Supralitoral, cuyo límite inferior corresponde al nivel superior del oleaje y el límite superior se prolonga hacia el continente, aunque es difícil de precisar. En esta zona se encuentran distintas morfologías, como son dunas y acantilados.
- 2) Interlitoral: sus límites tanto inferior como superior corresponden al flujo y reflujo del oleaje.

3) Infralitoral: Se encuentra siempre bajo el agua, ocupando la zona que se extiende desde la zona interlitoral hasta el límite inferior del oleaje durante los temporales.

En la zona del estudio se han diferenciado, además, tres tipos de morfologías costeras: costas abruptas, costas bajas y deltas (Fig. 7). Es característico en esta Hoja la alternancia a lo largo de la costa de zonas de acantilados muy abruptos y de playas de arena con extensas llanuras de marea y con cordones litorales asociados. Existen además campos de dunas relictos y activos que se desarrollan tan-

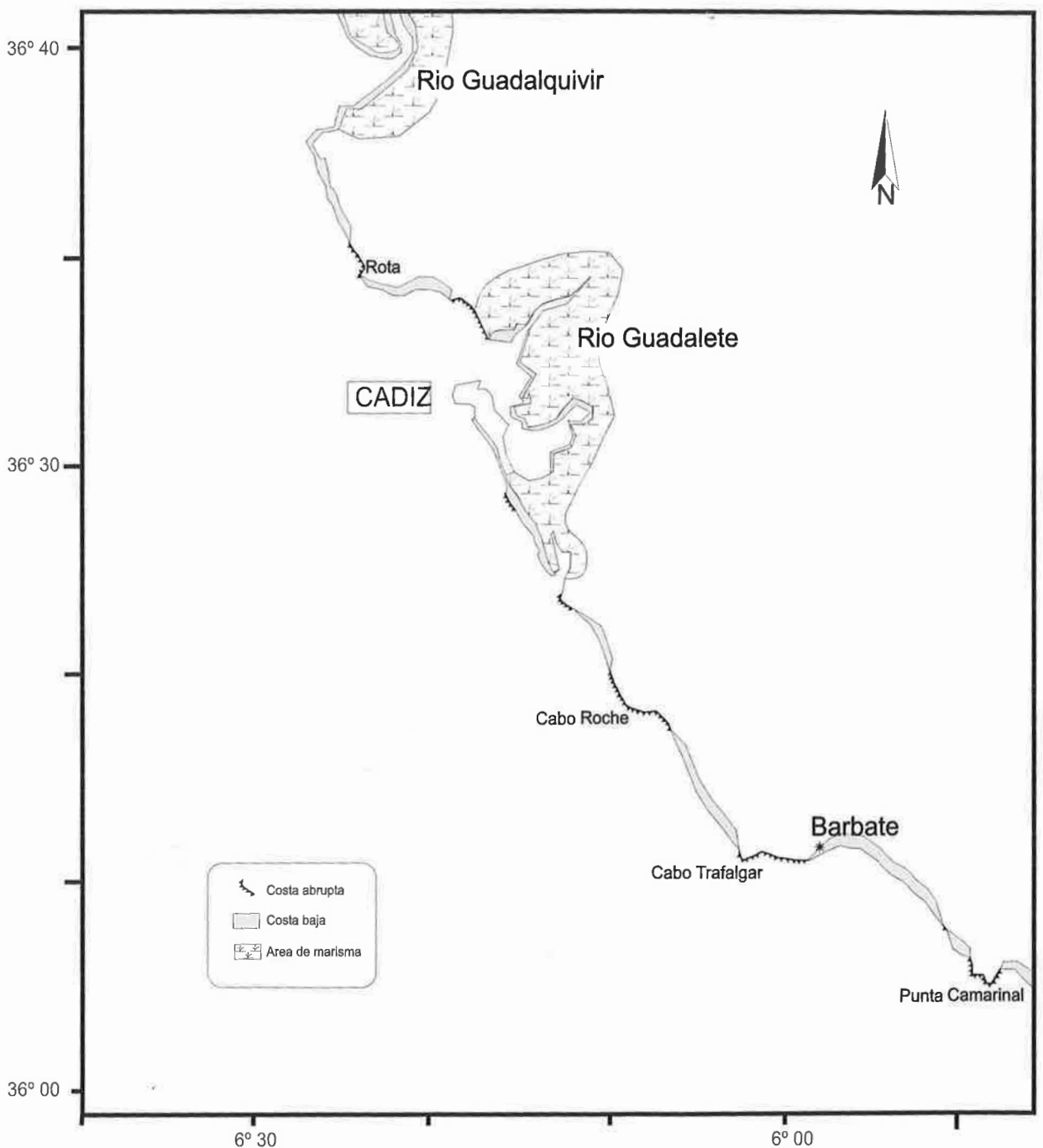


FIG. 7.-Tipos geomorfológicos del litoral del área de estudio: costas abruptas, acantilados y costas bajas,

to sobre las playas de arena como sobre acantilados, correspondiendo en este caso a formaciones relictas del Pleistoceno.

4.1.1. COSTAS ABRUPTAS

Las costas abruptas son formas del relieve erosivas. En la zona de estudio se pueden diferenciar dos grandes grupos: los acantilados activos sometidos a una dinámica actual y los acantilados relictos, que son formas heredadas del relieve. También se diferencian acantilados asociados a playas anchas y de pendientes suaves, y acantilados desprovistos de playas o asociados a playas estrechas y de pendientes acentuadas (Fig. 7).

Las zonas con acantilados con brusca pendiente, son de Norte a Sur: Cabo Roche con un acantilado activo; Cabo de la Plata y Torre de Gracia, con un acantilado relicto situado sobre areniscas del Mioceno inferior, y Punta Camarinal que es también un acantilado relicto pero sobre un glacis de cobertera formado por arenas, arcillas y cantos del Pleistoceno inferior.

En cuanto a las playas de fuerte pendiente se debe destacar la zona comprendida entre Punta de la Tembladora y Torre del Tajo, que empieza como un gran acantilado pasando lateralmente a un acantilado de menor tamaño relicto, sobre el que se desarrolla un campo de dunas eólicas cimentadas y presenta una playa estrecha (Fig. 8 y 9).

Los ejemplos de acantilados de pendiente suave que desarrollan playas, más o menos estrechas, son los siguientes de Norte a Sur: Punta Farolera a Punta Candor, en donde el acantilado está asociado a dunas y presenta un sector relicto en la zona central; de Puntilla a la playa de Santa Catalina, con un acantilado activo asociado a una formación de origen eólico; Punta de Santa Catalina, con un acantilado activo desarrollado sobre una playa antigua; Punta del Poniente, con un acantilado sobre dunas; Torre Bermeja, situada en una terraza fluvial del Cuaternario formando un acantilado activo; Ensenada de Cabo Roche, donde se desarrolla un acantilado relicto de menor tamaño y por último, un acantilado relicto pequeño situado en materiales del Mioceno inferior en las extensas playas de Zafara y Pagarais.

4.1.2. COSTAS BAJAS

Las costas bajas se caracterizan por tener pendientes suaves sin desniveles acusados (Fig. 10 y 11). El límite superior de la zona supralitoral es difícil de precisar, aunque se puede situar bien en la base de las formaciones de dunas litorales o en la zona a partir de la cual se desarrolla vegetación continental permanente. El límite inferior queda marcado por una berma que corresponde al límite del oleaje durante las mareas altas.

Una de las formas más características de la zona inter e infralitoral son las flechas litorales que se localizan, por

ejemplo, en Valdelagrana y la playa del Levante, junto a la desembocadura del río Guadalete y que se extienden paralelas a la costa. Estas flechas se forman por acreción de cordones laterales a partir de la costa, debido al material aportado por deriva litoral. Otro de estos cordones se encuentra en la zona al Norte de Cabo Trafalgar. También existe una flecha litoral importante en la desembocadura del río Barbate, que implica un cambio del curso del cauce, que se orienta paralelamente a la costa antes de la desembocadura.

Destacan asimismo en el litoral del Golfo de Cádiz las extensas playas de arena, siendo la más larga la del Puerco con 10,5 km de longitud, aunque en muchos sectores unas playas son continuación de otras, como es el caso de las playas de Zafara y Pagarais que alcanzan la misma longitud. La longitud de estas playas en el litoral es de 7 km.

Existe también un tómbolo en la zona de Cabo Trafalgar que queda unido al continente por cordones de dunas. Este tómbolo se desarrolla sobre formaciones cementadas del Pliocuatrnario, sobre las que se acumulan arenas de deriva lateral y origen eólico.

En la zona interlitoral, son asimismo características las morfologías de bancales, que son formas erosivas que constituyen plataformas con una ligera inclinación hacia el mar en las que queda registrado la acción del oleaje y corrientes de retorno. Son bastantes característicos en la zona de Rota, Cádiz, Isla de Sancti Petri, Cabo Trafalgar y Punta Camarinal (Fig. 7).

4.1.3. MARISMAS Y DELTAS

Los deltas en sentido amplio se forman por acumulaciones de sedimentos en la desembocadura de un aporte fluvial en una cuenca marina o lacustre y se desarrollan como consecuencia de un equilibrio dinámico entre los aportes de sedimentos, el nivel de oleaje y los procesos de marea. En el área del estudio sólo se desarrollan deltas en el sentido estricto de cuerpos que progradan hacia mar, en las corrientes fluviales que desembocan dentro de bahías, como la Bahía de Cádiz. No obstante los ríos de la zona del estudio están asociados en su desembocadura a ambientes de marismas y estuarios, donde existen importantes acumulaciones de sedimentos, además de cuerpos deposicionales sumergidos del tipo prodelta.

En la presente Hoja existen tres formaciones costeras del tipo estuario/marismas/delta, que de Sur a Norte son las de los ríos Barbate, Guadalete y Guadalquivir; este último con su desembocadura en el límite septentrional del área del estudio. El canal de Sancti Petri debe ser asimismo considerado por la importancia de los sólidos que llegan a formar una barra en la desembocadura, que constituye la Isla de Sancti Petri, aunque realmente es un distributario del río Guadalete.

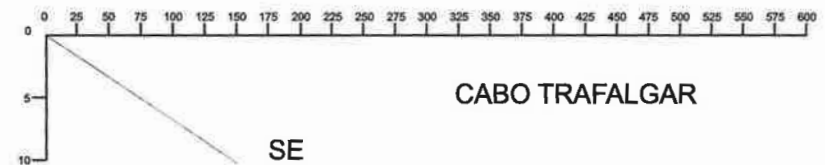
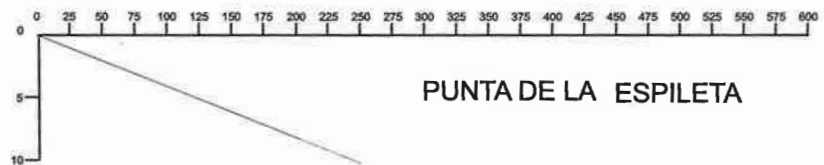
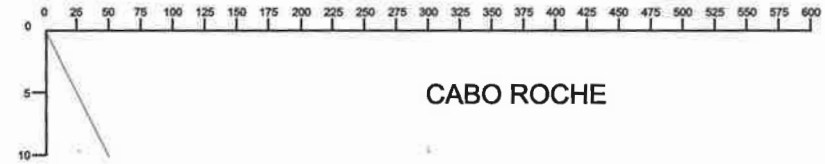
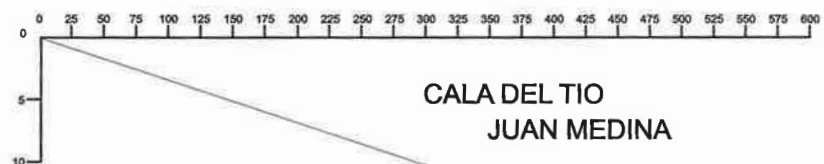
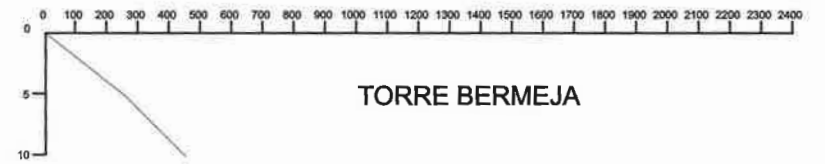
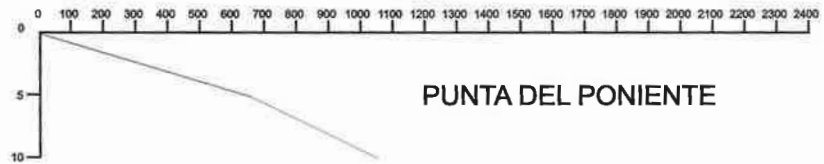
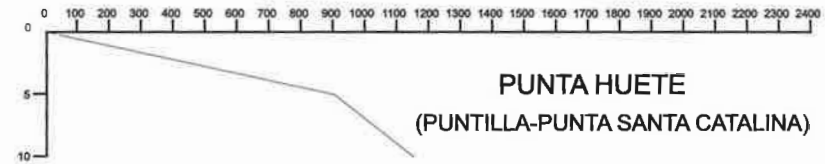
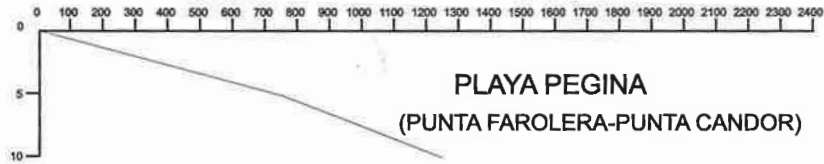
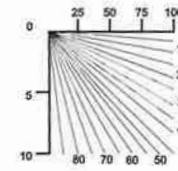
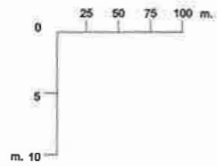


FIG. 8.-Perfiles de las costas abruptas del litoral.

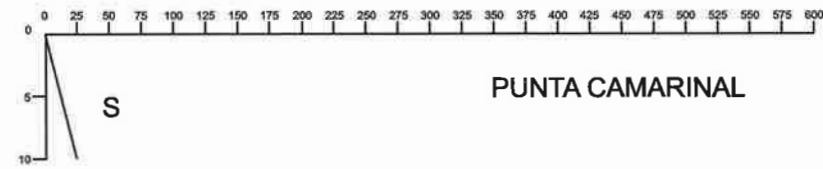
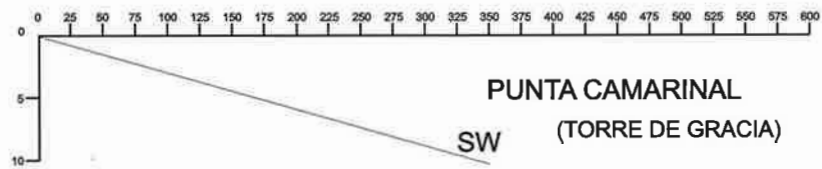
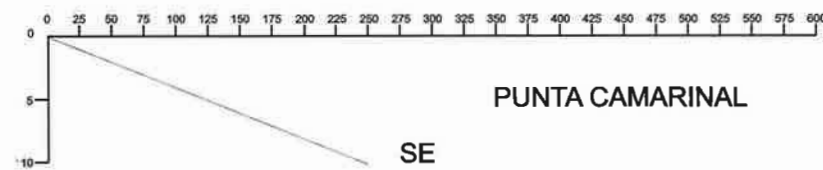
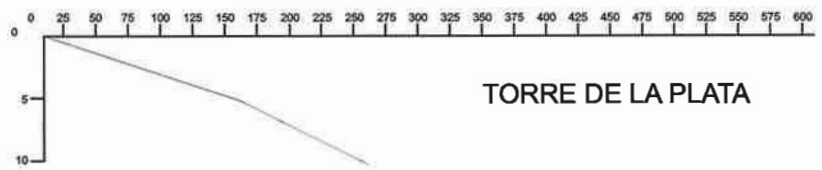
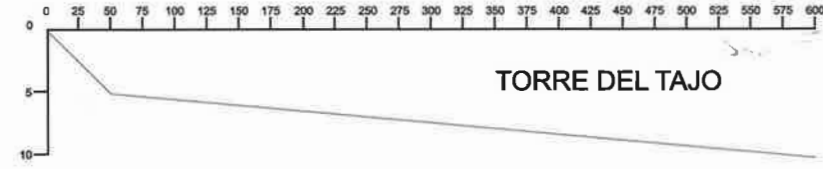
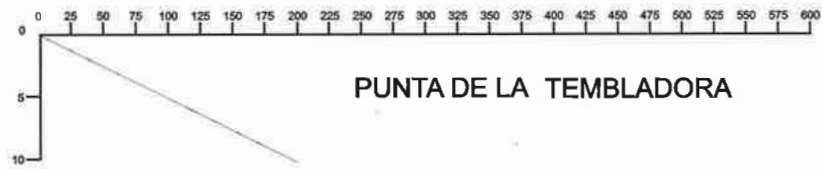
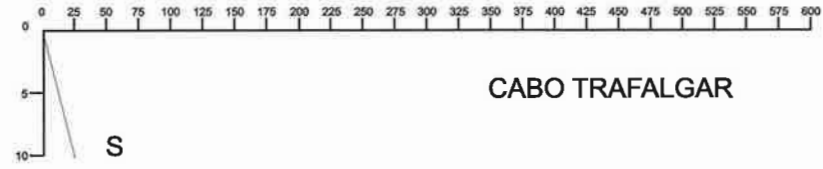
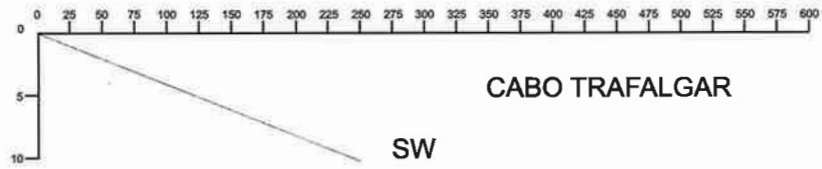


FIG. 9.—Perfiles de las costas abruptas del litoral.

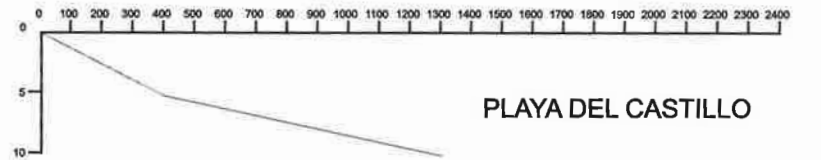
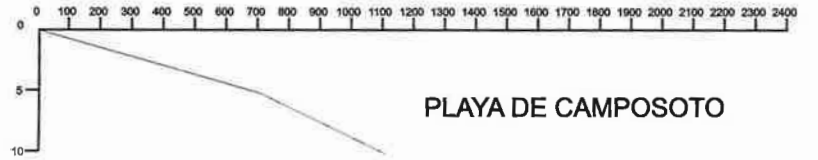
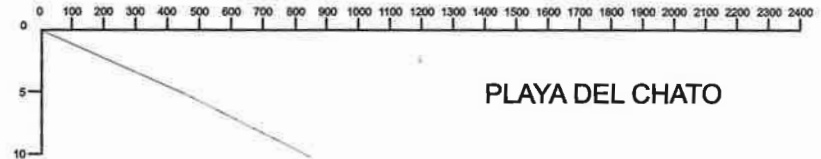
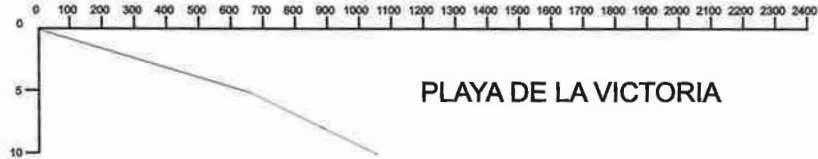
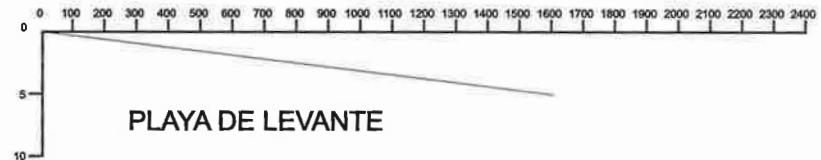
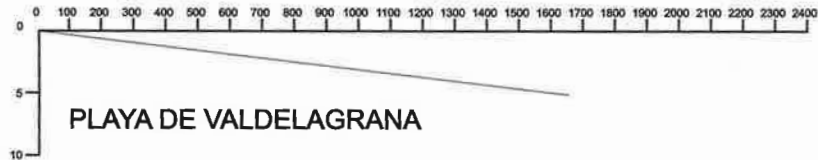
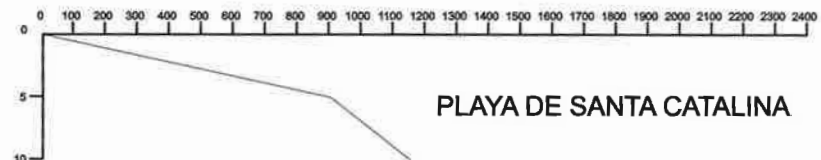
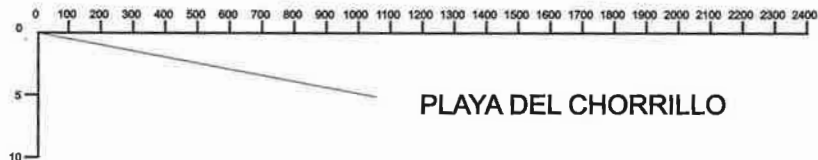
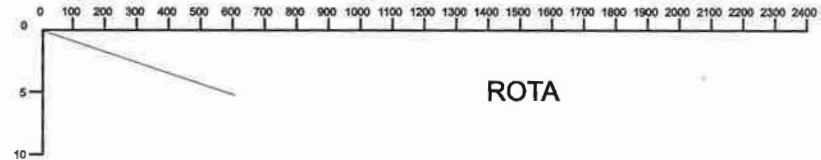
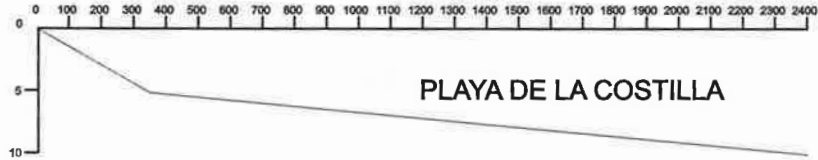
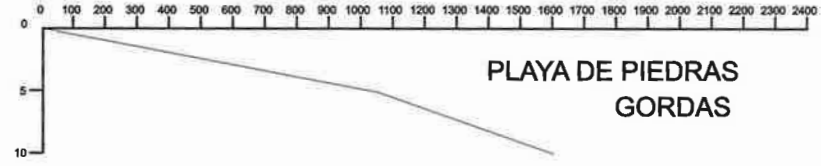
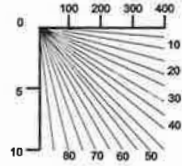
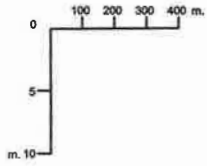


FIG. 10.-Perfiles de las costas bajas del litoral.

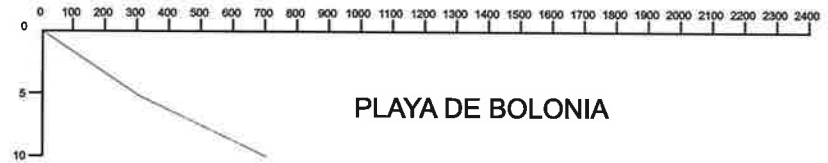
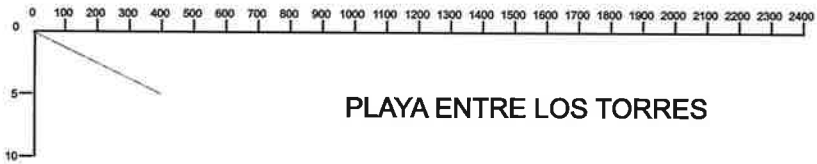
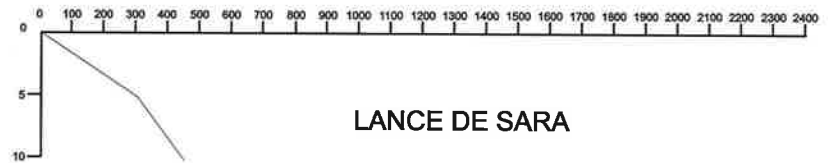
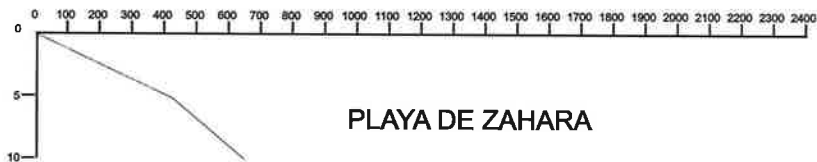
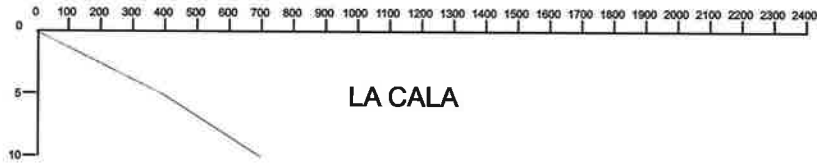
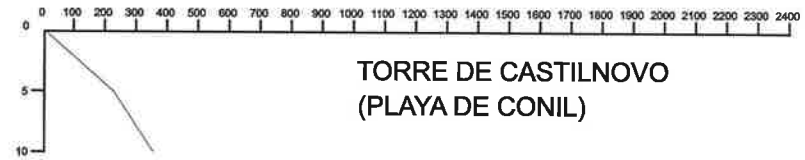
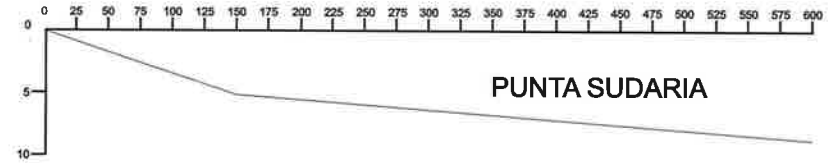
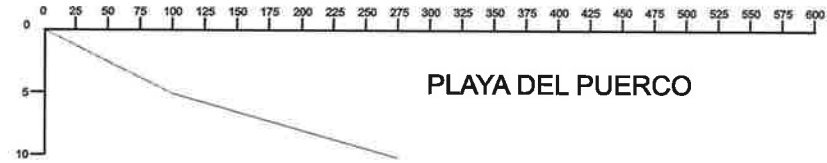


FIG. 11.-Perfiles de las costas bajas del litoral.

Río Barbate

El río Barbate desemboca en la zona meridional del área, orientándose su desembocadura hacia el Sur. Es de tipo mesotidal, con una amplitud de mareas que oscila entre 3.40 m y 2.40 m. Presenta unas marismas extensas, surcadas por multitud de canales de mareas sometidos a una intensa dinámica. En las marismas se distinguen dos ambientes principales: el slikke y el schore. El slikke es la zona que se inunda incluso por las mareas muertas. Este agua, que cubre la llanura en las mareas altas, es llevada a través de un sistema de canales, dispuestos como las ramas de un árbol. El schore es la porción más elevada de la misma, que sólo es alcanzada con mareas de aguas vivas o tempestades.

En la zona litoral se desarrollan amplias flechas, que al unirse a la línea de costa dan lugar a la formación de ambientes costeros restringidos.

Río Guadalete

La desembocadura del río Guadalete está obstaculizada por una barrera litoral debido a la existencia de barras y flechas. Es del tipo mesotidal con mareas comprendidas entre 3.40 m y 2.40 m. Durante el Pliocuaternario debió aportar una mayor cantidad de material terrígeno, a partir del cual se han generado las arenas rojas que conforman las barras y flechas litorales que cierran la actual Bahía de Cádiz. El río ha influenciado predominantemente la colmatación del sector septentrional de la bahía, mientras que la dinámica marina ha influenciado el sector meridional (Mabesoone, 1966). El río Guadalete muestra actualmente dos caños o canales de mareas principales, que son los caños de la Piedad y de San Pedro, que actualmente atraviesan hacia el mar las flechas litorales que cierran la bahía. La marisma presenta los dos elementos característicos del slikke y el schore.

Río Guadalquivir

El Río Guadalquivir es también de tipo mesotidal, con una amplitud de mareas entre 2.3 m y 3.4 m. En este sistema fluvio-marino destacan las llanuras mareales que están recorridas por multitud de canales, ya sean distributarios o de mareas, presentando en algunos casos una red dendrítica característica. Las llanuras de mareas se conocen con el nombre de marismas, restringiendo dicho término a las zonas donde no se pueda distinguir las dos zonas fundamentales del slikke y el schore. El oleaje climático del área, las mareas y las corrientes marinas han condicionado el desarrollo de un importante prodelta sumergido que se extiende hacia el SE en la plataforma continental.

4.1.4. ZONAS INTER E INFRALITORAL

Los perfiles realizados, a lo largo del litoral del Golfo de Cádiz muestran que el litoral con mayor pendiente está localizado en los cabos, donde hay un fuerte cambio de

orientación, como son Punta Camarinal, Cabo Trafalgar y Cabo Roche. El litoral con pendiente suave presenta dos tipos, según la pendiente aumente o disminuya con la profundidad. Los diferentes tipos de perfiles litorales están relacionados con la morfodinámica de la playa, que depende de las características de los sedimentos y del oleaje climático. Este, a su vez, está relacionado con la orientación de la playa respecto a las olas incidentes y con la existencia de zonas de abrigo. El oleaje y las corrientes de deriva litoral, junto a los aportes de sedimentos y la morfología de la zona costera, condicionan los fenómenos de erosión-depósito, los cuales controlan el modelado y el perfil de la costa que tiende a un perfil de equilibrio dinámico.

El sector septentrional estudiado se caracteriza por afloramientos rocosos al ser la dinámica marina predominante, lo que hace que el material fino aportado sea trasladado hacia el Sur. Aparecen algunas zonas arenosas pequeñas aisladas, y mar adentro se localizan zonas de material más fino, constituidas por fango y depósitos arenosos. En cambio, en el sector meridional, se pasa de zonas de extensos depósitos de arenas de playas actuales, alternando con algunos afloramientos en las zonas de acantilados, a zonas de arenas relictas. Más hacia el Estrecho de Gibraltar, la zona infralitoral está dominada por afloramientos rocosos de materiales del flysch, debido a la importante dinámica marina en esta zona y la relativa escasez de aportes detríticos actuales.

No existe una diferenciación clara en el perfil de la playa en las zonas inter e infralitoral entre las costas bajas y abruptas. Las costas abruptas presentan, sin embargo, un perfil más inclinado en general, pero hay diferencias más notables ligadas a la orientación de la costa y la presencia de abrigos respecto al oleaje incidente (Fig. 7).

4.2. PLATAFORMA CONTINENTAL

La plataforma continental es el dominio que se extiende entre el litoral y el borde de la plataforma, que está caracterizado por un aumento de la pendiente que da paso al talud continental. Se distinguen tres provincias o ambientes sedimentarios principales:

1) *Plataforma interna*. Se localiza a continuación de la zona litoral, tras la franja infralitoral distal y se extiende hasta aproximadamente la batimetría de 30-40 m. Es el área con mayor variedad morfológica y donde tienen lugar los principales fenómenos deposicionales actuales. Los procesos están controlados en gran medida por la fuerte dinámica litoral y la influencia continental, que disminuyen rápidamente.

2) *Plataforma media*. Corresponde a la zona subhorizontal de la plataforma continental, caracterizada por presentar una suave pendiente que se extiende hasta batimetrías de unos 80 m. La morfología de detalle puede llegar a ser bastante complicada como conse-

cuencia de la presencia de dunas, barras, terrazas y resaltes heredados de condiciones dinámicas diferentes a las actuales.

- 3) *Plataforma externa*. Se sitúa a continuación de la región anterior y generalmente no presenta un recubrimiento sedimentario actual importante. En esta zona es frecuente que afloren unidades con características sedimentológicas y paleoambientales diferentes de las actuales. Pueden registrarse fenómenos característicos de áreas de talud superior, que se extienden hasta esta provincia.

4.2.1. TIPOS MORFOLÓGICOS

Se han cartografiado un total de 11 tipos morfológicos que se agrupan en dos categorías:

- a) Deposicionales.
- b) Erosivos.

Las morfologías de origen deposicional incluyen:

- 1) Prodeltas y lóbulos prodeltaicos.
- 2) Barras y dorsales de arena.
- 3) Ondas de arena.
- 4) Dunas.
- 5) Megaripples.
- 6) Ripples.

Las morfologías de origen erosivo afectan a materiales preexistentes o bien modifican a los actuales. Se han encontrado:

- 7) Superficies de abrasión.
- 8) Superficies de erosión.
- 9) Escarpes y resaltes morfológicos.
- 10) Afloramientos rocosos del basamento.
- 11) Terrazas submarinas.

Prodeltas y lóbulos prodeltaicos

Los prodeltas son grandes cuerpos deposicionales con forma de cuña o lóbulo que se desarrollan asociados a la desembocadura de los ríos en la zona, sobre la plataforma continental interna y media, y que hacia la parte más distal, se biselan sobre los sedimentos más antiguos de la plataforma. En el área del estudio estos prodeltas no tienen una continuidad manifiesta con una llanura deltaica emergida, como en el caso, por ejemplo, de los deltas del Mediterráneo (cf., Díaz et al., 1990). Debido al importante oleaje climático y al régimen de mareas, estos prodeltas sumergidos están por el contrario aislados de la línea de costa. Morfológicamente presentan una pendiente suave hacia mar adentro, con una o varias rupturas. Se edifican por superposición de sucesivos lóbulos prodeltaicos sumergidos y su crecimiento está controlado en gran medida por el volumen de aportes procedente de los ríos y por la dinámica marina en la zona (Wright, 1985). En la

zona de estudio se localizan dos prodeltas que, por orden de importancia, corresponden al prodelta del río Guadalquivir y al lóbulo prodeltaico del río Guadalete. Ambos se presentan en el sector septentrional y llegan a interdigitarse en sus áreas más distales.

El prodelta sumergido del río Guadalquivir (Fig. 12A) presenta un espesor máximo de 28 m frente a la desembocadura y progresa hacia el sureste, paralelo al borde de la plataforma, debido a la dinámica litoral y las corrientes predominantes, relacionadas con el flujo superficial de agua atlántica en la plataforma hacia el SE. Está constituido por material fino de carácter lodoso, con abundante gas disperso en el sedimento como lo demuestra la presencia de importantes apantallamientos acústicos (Acosta, 1984). El gas se genera por la descomposición de abundante materia orgánica en los sedimentos finos. A su vez, el cuerpo del río Guadalete, se presenta como un lóbulo de carácter más arenoso y mucha menor extensión, que llega a interdigitarse con el anterior a la salida de la Bahía de Cádiz.

Barras y dorsales de arena

Son morfologías constituidas por acumulación de material arenoso cuya formación se relaciona directamente con el episodio transgresivo del Holoceno (Stubblefield et al., 1984), o bien posteriormente a éste como consecuencia de la acción de las corrientes, la dinámica litoral o las tormentas sobre el sedimento (Swift y Field, 1981; Swift et al., 1984; Díaz y Maldonado, 1990). Son formas ampliamente descritas en márgenes y plataformas del Atlántico, Pacífico e Índico (Duane et al., 1972; Flemming, 1978; Bouma et al., 1980; Parker et al., 1982; Saito, 1990), así como en las plataformas del Mediterráneo español (IGME, 1986; ITGE, 1989, 1990c, 1995).

Las barras se presentan como formas asimétricas con un flanco más abrupto que el otro, y ocasionalmente su desarrollo puede estar favorecido por la presencia de afloramientos rocosos o zonas al abrigo de corrientes. En el área de estudio se localizan en el dominio litoral, predominantemente en el sector de la Bahía de Cádiz, y por tanto a escasa profundidad o emergiendo para formar playas. La acreción lateral de estas formas, por la deriva litoral, da lugar a grandes morfologías longitudinales denominadas flechas litorales, que llegan a alcanzar en la región estudiada 6 km. de longitud. Además de las flechas y barras presentes en la bahía de Cádiz también se puede observar la presencia de estas morfologías en la desembocadura del río Barbate.

Ondas de arena (sandwaves)

Representan, junto con los prodeltas, las formas deposicionales más extendidas en la plataforma continental. Se localizan exclusivamente en el sector meridional en la plataforma media y la parte próxima de la externa. Son grandes cuerpos, de hasta 4 km de longitud y espesores

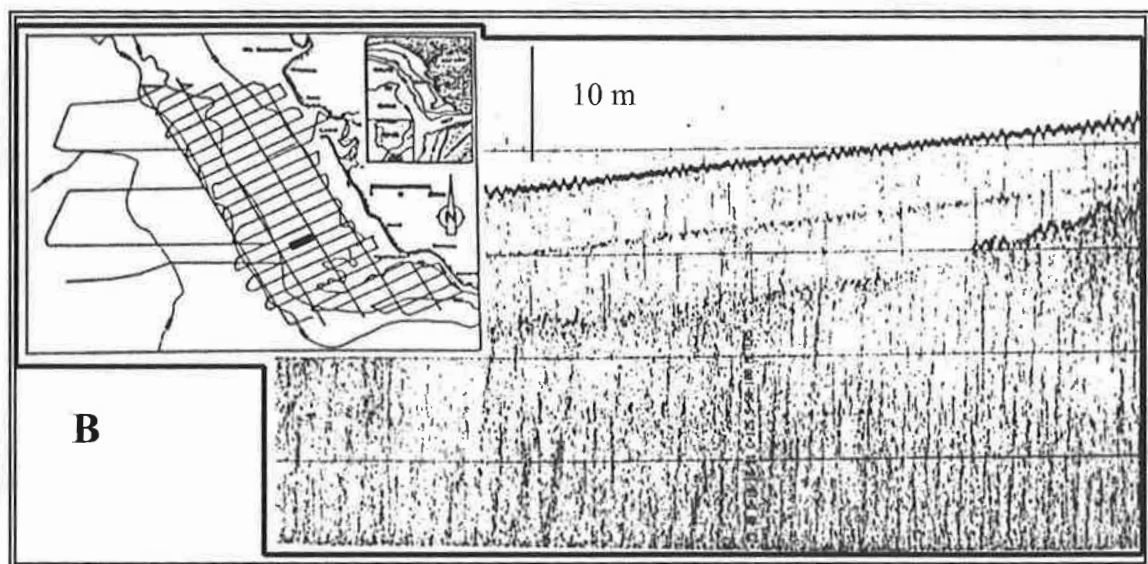
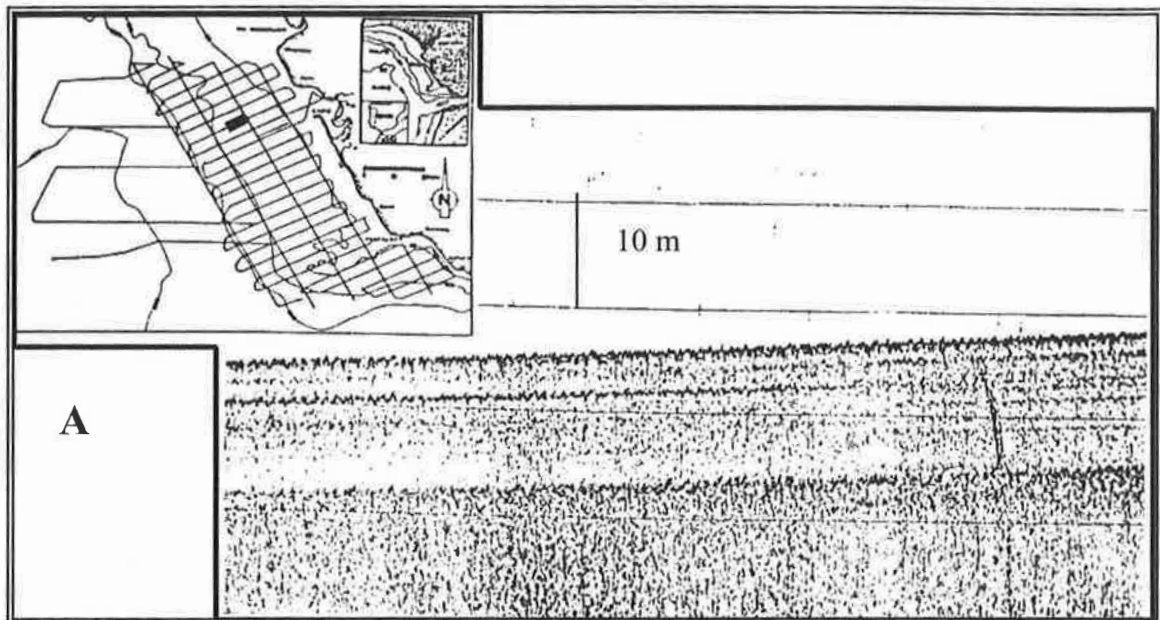


FIG. 12.—Perfiles de alta resolución (ORE 3.5 kHz) en donde se muestran: A) Eco transparente con unidades internas diferenciables. Estas facies sísmicas se atribuyen a depósitos prodeltaicos, en los que existe una alternancia entre material fino y otro más grosero, correspondiente a distintos flujos de densidad. B) Eco transparente simple sin reflectores internos.

superiores a los 10 m que presentan una disposición longitudinal con dirección E-O, presentando su flanco más suave hacia costa. La dirección de migración de estos cuerpos es de este a oeste, aunque en la actualidad son inactivas. La profundidad de formación de estas morfologías corresponde generalmente a la zona infralitoral y plataforma interna (Díaz y Maldonado, 1990).

Los registros de sísmica de alta resolución (3,5 kHz) no ponen de relieve estructuras internas claras, debido a la alta impedancia que presenta el material arenoso que las forma. Se observan, no obstante, tenues reflectores obli-

cuos, con una base de downlap hacia continente y truncación en la cresta hacia mar abierto (Fig. 13).

Dunas

Son formas de fondo de menor escala que las anteriores. Sólo se presentan en el sector meridional de la zona del estudio extendiéndose hasta la zona del talud. Forman trenes de ondas sucesivas que pueden llegar a alcanzar varios kilómetros de longitud. Aisladamente cada una de estas morfologías presenta, por lo general, un flanco mucho más abrupto y corto que el otro (Fig. 14A). En ocasiones

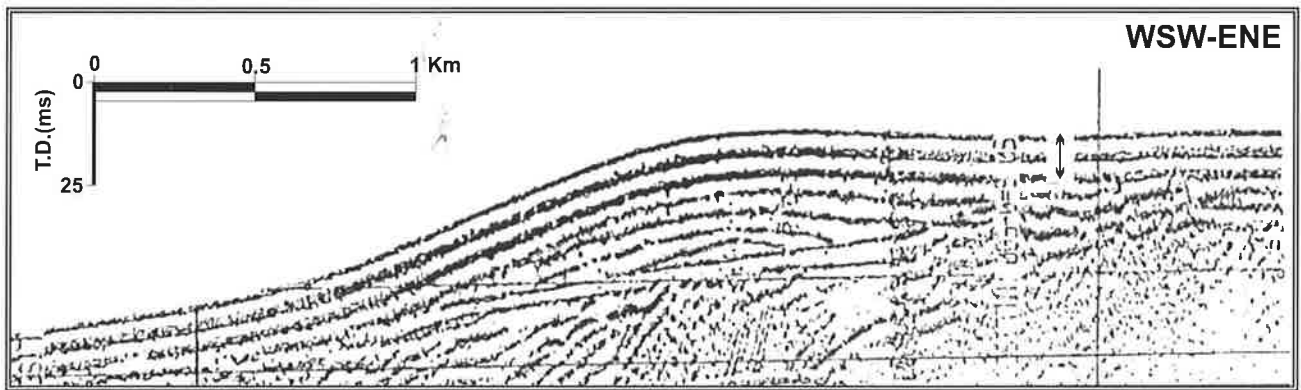


FIG. 13.-Perfil de sísmica monocanal (airgun) donde se observa la presencia de una onda de arena (sand wave), que se extiende en la plataforma media y externa, en la que se pueden apreciar la distribución interna de los reflectores. El cuerpo se dispone directamente sobre una superficie erosiva en la que los reflectores aparecen truncados. Esta superficie corresponde con la superficie de transgresión del Holoceno.

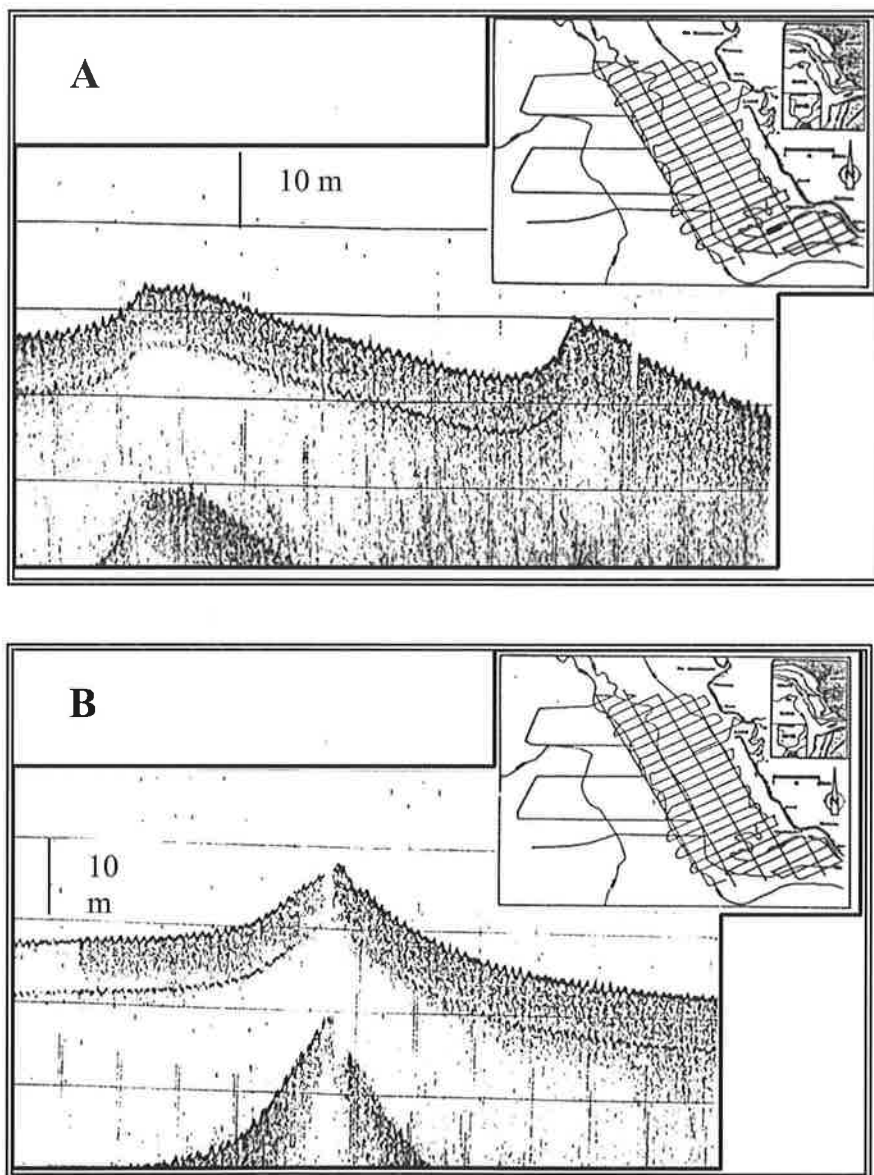


FIG. 14.-Perfiles de alta resolución (ORE 3,5 kHz) mostrando: A) Eco opaco con superficie suave del fondo de carácter asimétrico. B) Eco opaco con superficie suave del fondo con carácter simétrico. Ambos tipos de eco se asignan a la presencia de dunas en la plataforma continental.

esta asimetría desaparece y se presentan cuerpos con los dos flancos de la misma pendiente (Fig. 14B). El espesor de cada uno de estos cuerpos llega hasta los 10 m. La cresta se dispone paralela o escasamente oblicua a la línea de costa y se encuentran a una profundidad de 20-30 m. El material que las forma es arena media a gruesa, según la cercanía a la fuente de aporte sedimentario.

Megaripples

Son formas de fondo de menor escala. Se localizan en casi todo el sector meridional, y son más abundantes hacia la parte sur (Fig. 15A). La disposición de las crestas, observadas en los registros de sonar de barrido lateral, no muestra una dirección predominante de migración de estos cuerpos, sino que se disponen tanto de forma oblicua, paralela o perpendicular a la plataforma, según la

zona considerada. Esto indica que la activa dinámica litoral en esta zona es variable y que está influenciada tanto por el oleaje, corrientes permanentes y régimen de mareas.

Ripples

Corresponden a las formas de fondo estudiadas de menor escala. En los registros del perfilador de sedimentos se muestran como una sucesión de pequeñas hipérbolas de material muy reflectivo. Al igual que los anteriores no presentan una dirección predominante. Tanto los megaripples como los ripples se presentan superpuestos a formas de fondo de mayor escala, mostrando todo un cortejo de formas de fondo (Fig. 15A). Las direcciones de las crestas de unos cuerpos y otros no siempre coinciden, generándose interferencias de crestas.

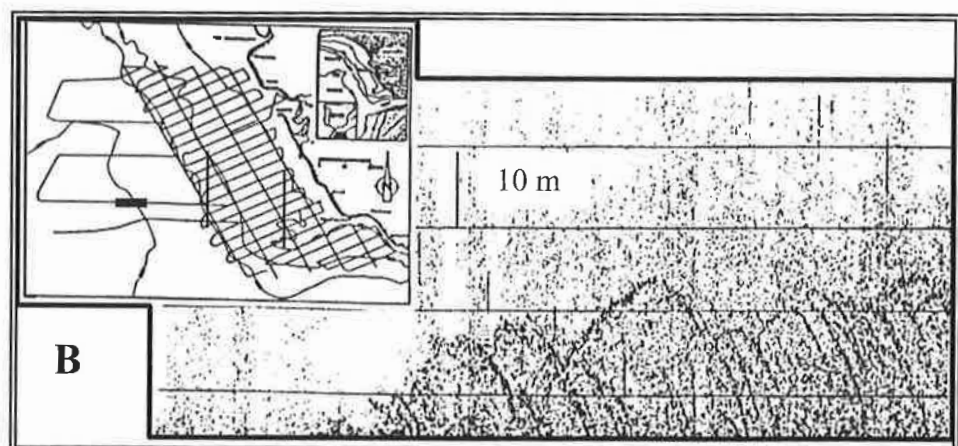
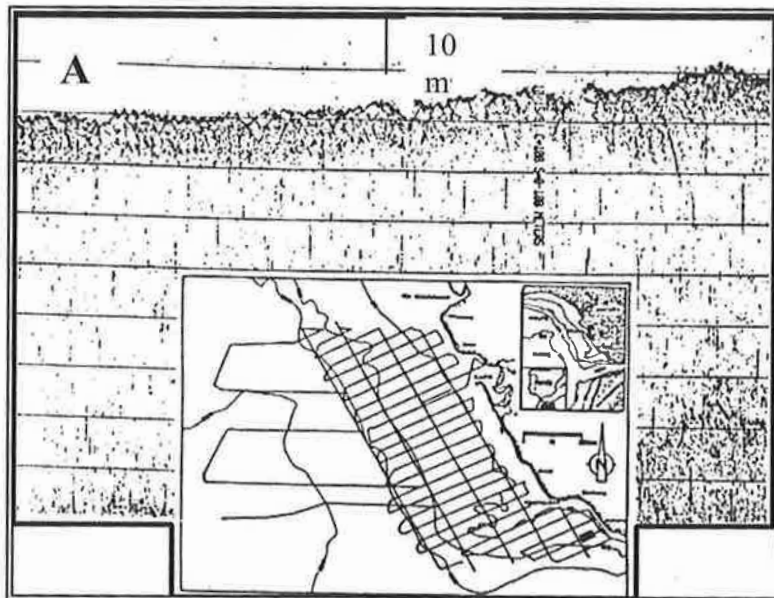


FIG. 15.-Perfiles de alta resolución (Ore 3,5 KHz) en donde se observan: A) Eco con hipérbolas pequeñas y apretadas, correspondientes a formas de fondo de pequeña escala, como son ripples y megaripples. B) Eco con grandes hipérbolas muy marcadas y apretadas, que se encuentran en un área de fondo endurecido debido a la acción de las corrientes.

Superficies de abrasión

Las superficies de abrasión son áreas subhorizontales, sin relieves importantes, 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 diferencian por la truncación de las reflexiones internas o por la existencia de una superficie oscura de alta impedancia (Fig. 16A), que se corresponde con la base de la transgresión del Holoceno. Además, estas superficies han podido ser modificadas posteriormente por la dinámica de corrientes, generando superficies en las que no existe recubrimiento sedimentario. Se presentan, sobre todo, en el

sector meridional y, aisladamente, en parte del sector central.

Superficies de erosión

Se muestran como superficies irregulares de alta impedancia. Aparecen a lo largo de toda la plataforma, aunque más frecuentemente en áreas litorales. Su génesis está asociada a un barrido de los sedimentos superficiales por la acción de las corrientes de deriva y de retorno litorales, que dejan al descubierto los materiales infrayacentes, los cuales son sometidos a erosión (Fig. 16B). En áreas del sector meridional en las que se presentan afloramientos del basamento, se observa con el sonar de barrido lateral la estratificación de las formaciones aflo-

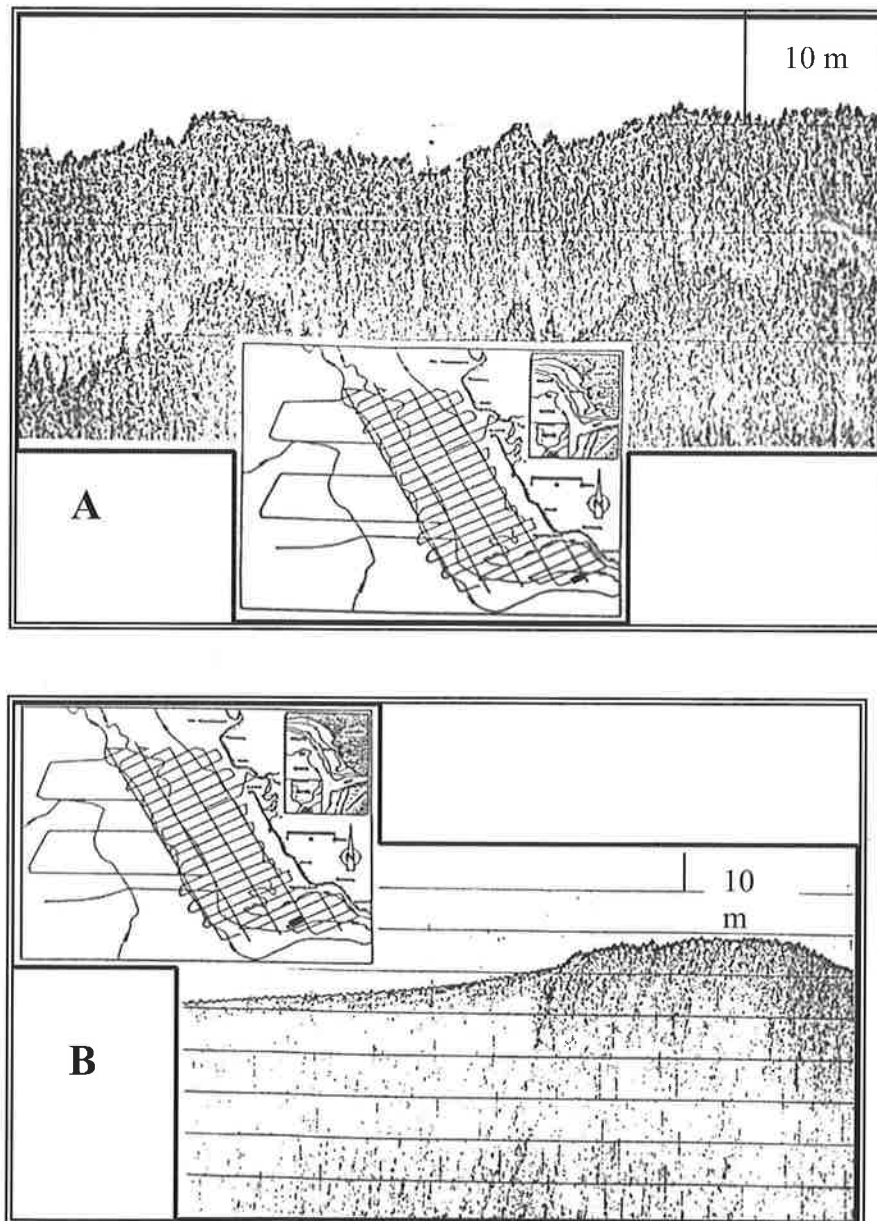


FIG. 16.—Perfiles de alta resolución (ORE 3,5 kHz) mostrando: A) Eco opaco con superficie irregular y erosiva. B) Eco opaco con superficie muy irregular y erosiva, correspondiente a una superficie erosiva y a afloramientos del basamento acústico.

rantes. Entre los afloramientos, se pueden encontrar pequeñas acumulaciones de material detrítico grueso.

Escarpes y resaltes morfológicos

Están asociados a zonas de afloramientos rocosos y de fallas, observándose preferentemente en el sector meridional

debido a la presencia de afloramientos del basamento; también se encuentran en el sector central. En los perfiles sísmicos de alta resolución aparecen como escalones y tramos de alta pendiente y alta reflectividad (Fig. 17A y 17B). Es de destacar la presencia de una alineación de resaltes, a la altura de Cabo Roche en la plataforma media, de una longitud de 6 km, que se asocia a la presencia de

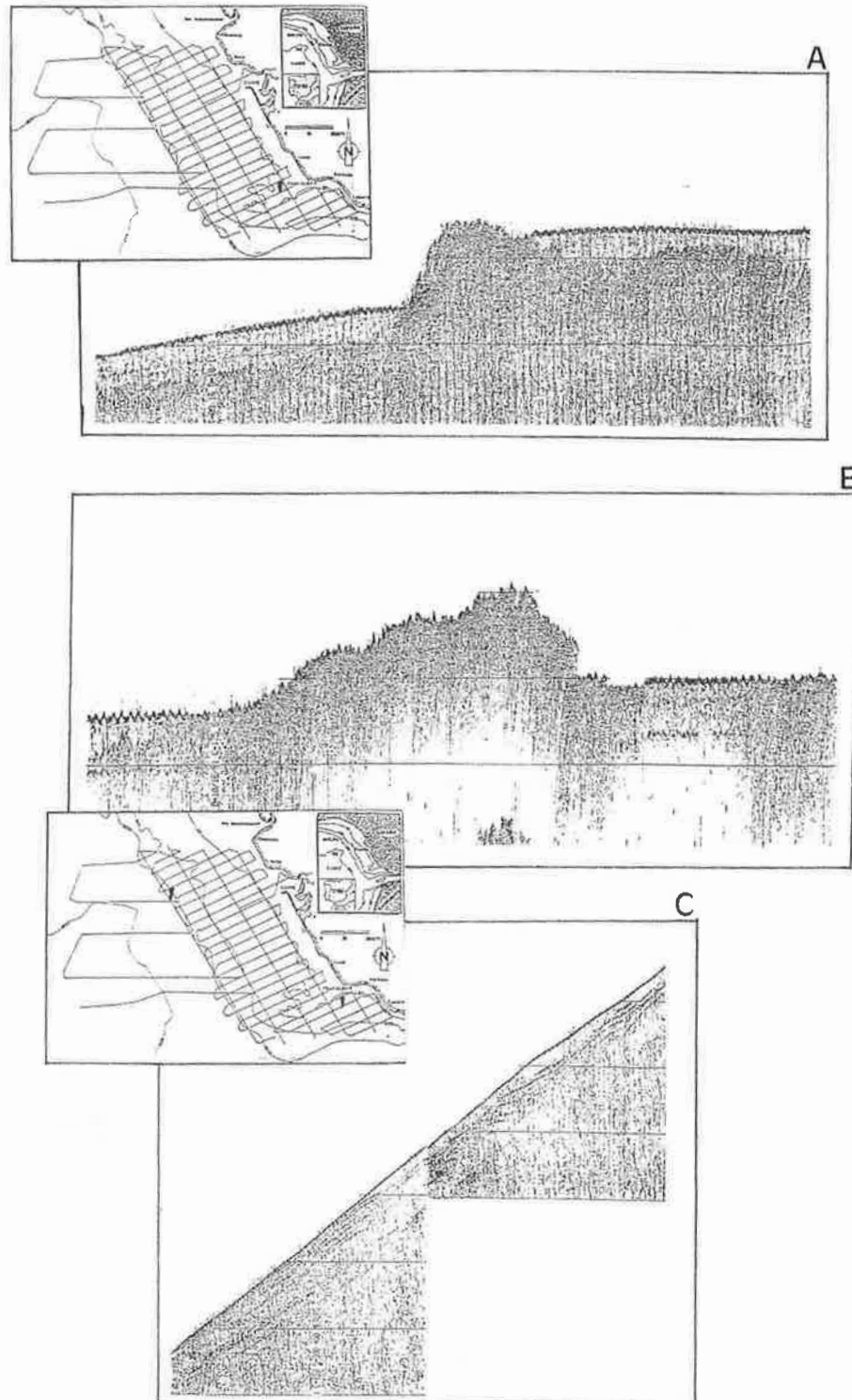


FIG. 17.-Perfiles de alta resolución (ORE 3,5 kHz) en los que se observan: A) Escarpes rocosos como consecuencia del afloramiento del sustrato. Estas morfologías vienen favorecidos por la presencia de fallas aflorantes y pequeñas fracturas. B) Resaltes morfológicos del sustrato rocoso. C) Escurrimientos en los que se observa la migración de reflectores pendiente abajo.

un antiguo acantilado en un momento de nivel del mar por debajo del actual. Por lo general, no se pueden asociar ninguno de los resaltes o escarpes estudiados a formaciones arrecifales o bioconstruidas, al contrario de lo que ocurre en los márgenes continentales del Mediterráneo (ITGE, 1989, 1990c).

Afloramientos rocosos del basamento

Se trata de superficies donde afloran los materiales que constituyen el basamento acústico. Su presencia se limita al sector meridional de la plataforma. Los materiales encontrados pertenecen a las unidades del flysch del Campo de Gibraltar, prolongación de las unidades aflorantes en tierra. Se muestran con una repuesta acústica opaca donde apenas existe cobertera sedimentaria (Fig. 17A), o está formada por material arenoso grueso que se localiza preferentemente en depresiones.

Terrazas submarinas

Las terrazas son formas parcialmente erosivas y deposicionales, que constituyen pequeños escarpes, generalmente paralelos a las líneas batimétricas, que se interpretan como antiguas líneas de costa. Su desarrollo está ligado a niveles bajos del mar durante el último hemicycle eustático. Este tipo genético de morfologías no ha sido identificado en el área de estudio, aunque existe en el borde de la plataforma frente al Cabo Trafalgar una morfología claramente escalonada. Esta debe su origen a un gran deslizamiento, producido en la ruptura de la plataforma. Por tanto, su consideración como terraza se debe a criterios morfológicos y no a criterios genéticos.

4.2.2. SECTORES MORFOLÓGICOS

La plataforma continental estudiada incluye tres sectores fisiográficos: el sector septentrional, con importantes depósitos sedimentarios; el sector meridional, donde predominan los afloramientos de materiales antiguos y las formaciones de dunas de arena, y el sector central que es transicional entre ambos.

Sector septentrional

El sector septentrional se extiende desde el límite del grupo de Hojas hasta la altura de Cádiz y presenta una longitud de 33 km y una anchura de unos 30 km. El borde de la plataforma se encuentra a 130 m de profundidad, para dar paso a un talud de suave pendiente. Está caracterizado por la presencia de un gran cuerpo prodeltaico que se genera a partir del material procedente del río Guadalquivir. En la zona externa de la bahía de Cádiz se genera otro cuerpo lobular que tiene su origen en los sedimentos aportados por el río Guadalete. La progradación del prodelta del Guadalquivir hacia el sureste, como consecuencia de la acción de la corriente superficial atlántica y la deriva litoral, junto con la progradación del pequeño lóbulo desde la bahía hacia áreas de platafor-

ma, produce la interdigitación de ambos cuerpos. Mar adentro, el cuerpo prodeltaico mayor se bisela y se dispone paralelo al borde de la plataforma, llegando en algunas ocasiones a sobrepasar el borde de la misma alcanzando las zonas superiores del talud.

Este cuerpo presenta las morfologías y estructuras deposicionales características. En las zonas proximales se observan áreas con gran absorción acústica que producen apantallamientos de alta reflectividad (Fig. 23B). Estas acumulaciones se presentan entre los 20 y 50 m de profundidad, afectando a los sedimentos que se encuentran por debajo de los 10-15 m de la interfase agua-sedimento. En el borde del talud son frecuentes los deslizamientos y los escurrimientos, como consecuencia de la inestabilidad provocada por el gran aporte de sedimento.

Las áreas litorales y de plataforma interna, por el contrario, están dominadas por afloramientos rocosos del conglomerado ostionero que aflora en los acantilados de la costa.

Sector central

El sector central corresponde a una franja de unos 15-20 km de longitud y 30 km de anchura, que pertenece a la zona de transición entre el sector meridional y el septentrional. Al N presenta características del sector septentrional, con influencias de los materiales procedentes del prodelta del río Guadalquivir, mientras que hacia el S aparecen los materiales detríticos gruesos y afloramientos del sector meridional, sobre los que progresa el prodelta.

La única morfología deposicional importante es la presencia de un cuerpo alargado en el borde de la plataforma, paralelo al mismo, que corresponde a un prisma litoral relicto desarrollado durante un nivel eustático más bajo del actual. Este cuerpo está limitado hacia costa por escarpes rocosos que indican antiguos acantilados.

Sector meridional

El sector meridional se extiende desde Cabo Roche hacia el S. Se caracteriza por presentar grandes áreas de afloramientos rocosos del basamento y por un recubrimiento sedimentario de carácter arenoso dispuesto como grandes formas de fondo generadas por la acción de las corrientes. Este sector alcanza una longitud de unos 45 km y una anchura de la plataforma que varía desde 40 km en su parte septentrional, hasta 10 km en la región más cercana al Estrecho de Gibraltar. El borde de la plataforma se encuentra a unos 140 m de profundidad en la parte septentrional y a 60-70 m en la zona más meridional. El paso al talud continental se produce de forma más abrupta que en el sector septentrional y la pendiente se hace aún mayor con la proximidad al Estrecho de Gibraltar.

Son frecuentes las superficies de erosión y de abrasión, que en ocasiones se inician en el sector central. Estas se encuentran rodeadas por grandes formas de fondo, que pueden llegar a alcanzar varios metros de altura. Por lo general, no se puede establecer en este sector una dirección predominante de corrientes, ya que el conjunto de formas de fondo no presenta una dirección principal de las crestas, sino que se observa una interferencia.

El borde de la plataforma está caracterizado por un gran deslizamiento, que afecta a materiales de las unidades del Pleistoceno infrayacentes y genera una morfología escalonada en el talud superior. Hacia el Estrecho de Gibraltar, la pendiente se hace mucho más fuerte y la presencia de afloramientos rocosos es más abundante.

4.3. TALUD CONTINENTAL

El margen continental del Golfo de Cádiz se caracteriza por presentar taludes con diferencias notables de pendiente y relieves en los diferentes sectores. De esta forma, en la región septentrional dominan las pendientes suaves que no superan $0,1-0,2^\circ$, mientras que hacia el sur las pendientes se hacen progresivamente más abruptas, hasta las inmediaciones del área del Estrecho de Gibraltar. Los principales relieves morfológicos que se observan son debidos a la presencia de canales submarinos, que cortan el talud continental, a gullies y a grandes crestas generadas por el afloramiento de ascensos diapíricos. Además, el talud se encuentra modificado en su parte superior por estructuras de desestabilización y movimientos de masas por gravedad que producen cicatrices e irregularidades. El margen de tipo progradante, situado en la región septentrional, se caracteriza por la presencia de un talud de suave pendiente y un perfil concavo-convexo, que enlaza el ascenso continental con la llanura abisal. Esta región del talud se extiende desde el límite norte del grupo de Hojas hasta aproximadamente el cabo Roche. El margen abrupto comienza a desarrollarse a partir de un aumento de pendiente a la altura de cabo Roche y se extiende hasta el límite meridional del grupo de Hojas.

En el área de estudio las morfologías características se pueden dividir en tres tipos principales: a) de tipo erosivo, b) de tipo gravitacional, y c) de tipo deposicional. Dentro de las morfologías que son consecuencia de procesos erosivos, las más importantes son las representadas por los canales submarinos y los «gullies». Los canales presentan una morfología abrupta con fuerte relieve, predominando los procesos erosivos. No obstante, el origen de los canales submarinos se asocia tanto a procesos de erosión submarina y transporte en masa de diverso tipo, como a procesos deposicionales a lo largo del lecho del canal y en sus márgenes, estando su desarrollo favorecido por la presencia de direcciones estructurales preferentes. Los «gullies» son pequeños canales encajados con

una alta pendiente que se localizan preferentemente en las áreas más abruptas del talud (ITGE, 1989). Su origen se relaciona con procesos asociados a deslizamientos y movimientos de masas por gravedad (Shepard, 1981), erosión remontante (Farre et al., 1983), flujos de alta densidad perpendiculares al talud (Kelling y Stanley, 1976) o procesos de erosión subaérea en episodios de nivel del mar bajo.

Además de estas estructuras erosivas la región del talud central y meridional se encuentra ocupada por extensas áreas afectadas por corrientes de fondo. Se trata de zonas de abrasión y erosión, en las que predominan morfologías hiperbólicas que tienen su origen en el fuerte flujo de la corriente mediterránea profunda (Nelson et al., 1993). Así, el fondo es de tipo rocoso o constituido por material endurecido, sin apenas cobertera sedimentaria. En cambio, en las áreas menos expuestas a la acción de corrientes, como al abrigo de las crestas diapíricas, se produce el depósito del material en forma de grandes cuerpos contouríticos, que aumentan en número hacia la región septentrional.

La cobertera pliocuaternaria está afectada, además, por las siguientes estructuras de deformación: deslizamientos rotacionales («slumps»), reptaciones («creeps»), y deformaciones diapíricas.

4.3.1. CANALES SUBMARINOS Y «GULLIES»

El área de estudio está surcada en el sector central por una red de canales submarinos jerarquizados. Estos cañones tienen su inicio en la región del talud superior a una profundidad media de 600-750 m (Fig. 18). La presencia de grandes relieves morfológicos del fondo, como por ejemplo dorsales diapíricas, a las cuales se adaptan los cañones, pone de relieve la importancia de la evolución morfo-tectónica del Golfo de Cádiz en el desarrollo de los canales del margen. Estos canales, en consecuencia, no presentan un trazado rectilíneo, sino que se adaptan al trazado sinuoso de las depresiones que rodea las crestas de los diapiros. Otro factor que ha influenciado el desarrollo y trazado de los canales es la corriente profunda de salida del Mediterráneo. En esta zona del Golfo de Cádiz las corrientes sobre el fondo llegan a alcanzar los 80 cm/s en dirección paralela al margen (Nelson et al., 1993). La corriente mediterránea al incidir sobre las partes altas de los canales se canaliza y circula a lo largo de su eje, aumentando su energía y ejerciendo una fuerte influencia sobre los procesos de transporte, erosión y depósito.

Los «gullies» se presentan en el talud superior. Están asociados a estructuras de deslizamiento y pequeños slumps. No presentan un perfil muy encajado y en ocasiones se encuentran agrupados y de forma paralela entre ellos (Fig. 18).

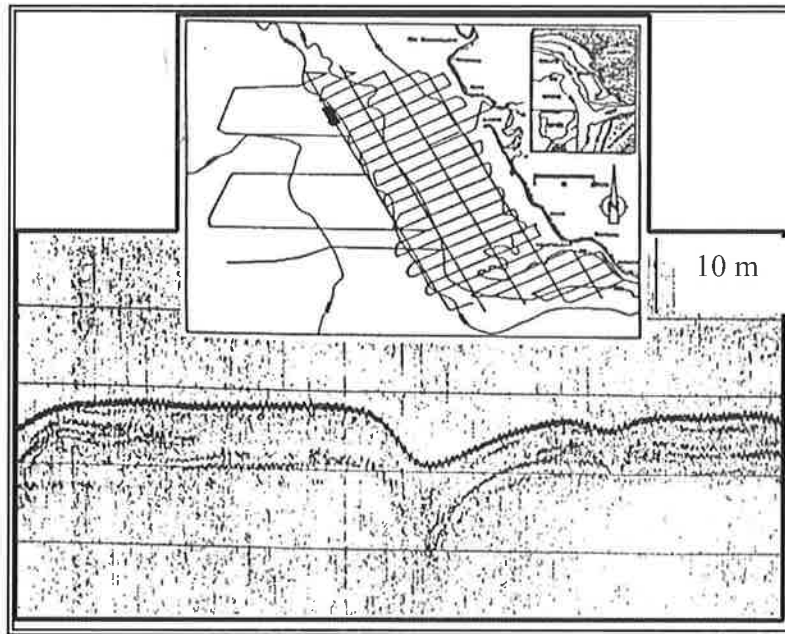


FIG. 18.—Perfiles de alta resolución (ORE 3,5 kHz) pequeños canales o «gullies» que presentan un mayor desarrollo en áreas de borde de plataforma y talud superior.

4.3.2. ESTRUCTURAS DE DEFORMACION Y DESLIZAMIENTO EN EL TALUD

Slumps

El deslizamiento rotacional consiste en un movimiento de cillaza y rotación que afecta a una masa de material a lo largo de una superficie de deslizamiento curva. La masa de material se desplaza como una sola unidad o bien como unidades subsidiarias, según el número de superficies de despegue implicadas (Herzer, 1979). La estructura interna se caracteriza por la presencia de deformaciones del sedimento, modificándose la estratificación original. Los principales factores que influyen en la generación de

deslizamientos son: la cohesión del material, el tipo de litología, la tasa de acumulación del sedimento, la pendiente del fondo sobre el que se deposita, el efecto de las corrientes sobre la cobertera sedimentaria y la actividad sísmica y neotectónica (Lewis, 1971; Roberts, 1962).

En el Golfo de Cádiz se distinguen dos zonas donde se presentan con mayor frecuencia estas estructuras. El máximo desarrollo de los deslizamientos se alcanza en el borde de la plataforma y talud superior de la región septentrional. Su origen está relacionado con la alta tasa de sedimentación de esta zona, como consecuencia de los aportes del río Guadalquivir. En la zona meridional, la presencia de un gran deslizamiento (Fig. 19) y otros de me-

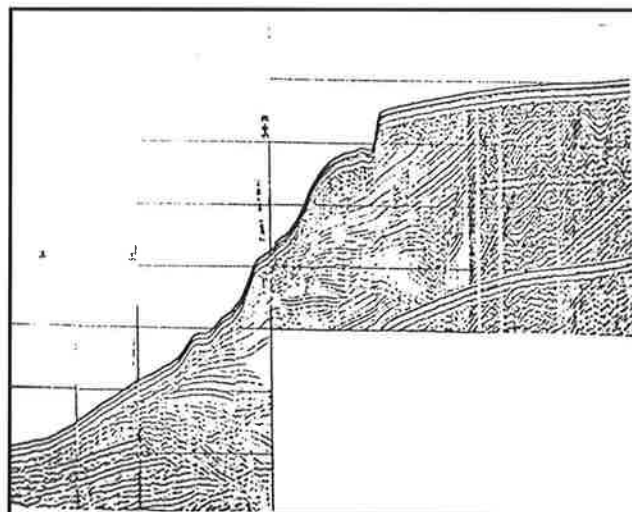


FIG. 19.—Perfiles de sísmica monocanal (airgun) mostrando la presencia de un deslizamiento que afecta a la parte superior de la cobertera sedimentaria.

nor escala se debe a la mayor pendiente que presenta el talud en esta área, lo cual se ve favorecido por una neotectónica activa.

Creeps

Se trata de desplazamientos lentos y continuos de un conjunto de sedimentos no consolidados que dan lugar a ondulaciones en el terreno. Este movimiento de deformación lento y gradual se genera a lo largo de múltiples superficies de despegue. La estructura interna del conjunto afectado se preserva en sus características originales y sólo se deforma de manera parcial. Los principales factores que intervienen en la formación de reptaciones son las altas tasas de sedimentación, aumento de la pendiente y diferencias litológicas entre materiales superpuestos. En los perfiles sísmicos de alta resolución se observan reflectores ondulados con cierto paralelismo y migrando a lo largo de la sección (Fig. 17C).

Deformaciones diapíricas

El sector septentrional del talud en el área estudiada está intensamente deformado por una serie de crestas y dorsales debidas a intrusiones diapíricas. En los ejes de los diapiros el material aflorante corresponde a margas y arcillas plásticas, de color gris, con una edad Mioceno medio a Plioceno, no habiéndose muestreado sales o evaporitas (Maldonado et al., 1989; Maldonado, 1992). La extrusión de arcillas produce en los materiales suprayacentes grandes deformaciones, generalmente en forma de sinclinales de gran radio en los bordes del diapiro y anticlinales agudos perforantes a lo largo de la cresta axial. Debido a la existencia de estas crestas la zona que queda al abrigo de las corrientes facilita el depósito del material en suspensión arrastrado por las corrientes, generando grandes cuerpos contouríticos (Nelson et al., 1993). La presencia de estos ascensos modifica también la fisiografía del fondo favoreciendo el encajamiento de canales en sus alrededores.

5. ESTRATIGRAFÍA

5.1. ZONA CONTINENTAL

El área terrestre que abarca esta Hoja se encuentra localizada en la zona más occidental de las Cordilleras Béticas. La síntesis cartográfica se ha realizado a partir de los mapas realizados por el ITGE (1994), Gutiérrez-Mas (1991, 1994) y Zazo (1980).

Las Cordilleras Béticas han sido divididas clásicamente en Zonas Externas e Internas (Fallot, 1948; Fontboté, 1970; Julivert *et al.*, 1977). En el contacto con ambas zonas se ha diferenciado una antifosa, la Depresión del Guadalquivir. Las Zonas Externas representan el paleomargen meridional ibérico que se desarrolló durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. Dentro de las Zonas Externas se han distinguido dos conjuntos tectopaleogeográficos: el Prebético (Blumenthal, 1927) y el Subbético (Bertrand y Kilian, 1889).

En las Zonas Internas se reconocen clásicamente tres complejos de mantos: el Nevado-Filábride (Brouwer, 1926; Egeler, 1964), el Alpujárride y el Maláguide, también se incluye la Dorsal Calcárea (Blumenthal, 1927; Durand Delga, 1963). Además, cabe citar el Complejo del Campo de Gibraltar, que ocupa una posición intermedia entre las Zonas Externas e Internas; estas unidades están constituidas por sedimentos profundos, en gran parte turbidíticos depositados durante el Mesozoico y Terciario.

Las unidades geológicas que se distinguen en la presente Hoja son el Complejo del Campo de Gibraltar, la Unidad Subbética y una serie de materiales postorogénicos que abarcan desde el Mioceno superior a la actualidad (ITGE, 1994). La Unidad Subbética concretamente corresponde con el Subbético medio, según la nomenclatura propuesta por Vera (1983) para los distintos dominios paleogeográficos que se distinguen en esta unidad

5.1.1. UNIDADES DEL SUBBÉTICO MEDIO (1)

Estas unidades representan la continuación de la plataforma carbonatada que constituye el dominio Prebético hacia el interior de la cuenca. Estos materiales afloran en el sector septentrional de la zona terrestre de la Hoja.

Esta unidad está constituida por arcillas versicolores y yesos triásicos en facies «germano-andaluz», que engloba bloques de dolomías tableadas, areniscas de grano fino y ofitas; calizas micríticas y dolomías jurásicas; calizas y margas blancas, verdes y rosáceas del Cretácico inferior-superior; arcillas y margas arcillosas verdes que a techo pasan a margas y margocalizas blancas alternando con niveles calcareníticos del Paleoceno-Oligoceno; y arcillas versicolores, rojas y verdes, y margas blancas o amarillentas con intercalaciones detríticas finas y tramos de calizas organógenas con abundantes diatomeas y radiolarios del Mioceno inferior-medio. Sedimentológicamente representan depósitos típicos de un surco subsidente de la plataforma carbonatada desde el Cretácico inferior hasta

el Eoceno.

5.1.2. COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR (2)

Los afloramientos de esta unidad se localizan en la mitad suroriental de esta Hoja. En este conjunto se pueden distinguir una serie de unidades tectónicas relacionadas entre sí mediante contactos de cabalgamiento. Litológicamente estas unidades están constituidas por margas, arcillas amarillentas y verdosas con niveles de margocalizas bioclásticas del Cretácico superior; calizas arenosas de grano fino paleocenas; margas grises y ocreas con calcarenitas bioclásticas blancas o grises eocenas; calcarenitas y arcillas limosas rojas del Oligoceno; y areniscas cuarcíferas del Mioceno inferior. Estos materiales se depositaron fundamentalmente por procesos de flujo gravitativo en una cuenca marina profunda.

Tectónicamente estos depósitos ocupan niveles estructurales superiores sobre las Unidades Subbéticas. También se pueden observar formando *klippes* sedimentarios incluidos en el denominado *Complejo Tectosedimentario Mioceno* (ITGE, 1994), englobados en arcillas versicolores.

5.1.3. DEPÓSITOS POSTOROGÉNICOS

Son los sedimentos depositados después de las principales fases tectónicas rellenando paleorelieves y cuencas de origen distensivo. Su edad comprende desde el Mioceno superior al Cuaternario. Los primeros consisten en depósitos marinos y de transición, estando coronados en algunos lugares por episodios lacustres. Los segundos corresponden a depósitos continentales y litorales. Los principales afloramientos se localizan al N y O de la provincia, sobre todo en la zona de Jerez de la Frontera y en la cuenca del río Guadalete, así como en el litoral septentrional.

5.1.3.1. Mioceno superior (3)

Se trata de depósitos marinos que reposan transgresivamente sobre los materiales preorogénicos. Se presentan principalmente en tres tipos de facies: margas azules, localmente limosas y arenosas, con esporádicas intercalaciones de calizas bioclásticas, más abundantes hacia techo; conglomerados y brechas calcáreas de cantos de tamaño grueso e incluso bloques con matriz biocalcarenítica; y calcarenitas bioclásticas de grano grueso a muy grueso con abundantes fragmentos de macrofauna.

5.1.3.2. Plioceno (4)

Son los materiales depositados con posterioridad a la apertura del Estrecho de Gibraltar y a la regresión del mar mioceno que ocupaba la Depresión del Guadalquivir. Sus afloramientos se extienden por el NO, desde la región de Jerez hasta la zona de Chipiona en la costa; y desde aquí a lo largo de una estrecha banda de unos 10 a 15 km de ancho hasta la zona de Barbate. Litológica-

mente están constituidos por materiales depositados en medios marinos litorales y mixtos, con episodios continentales lacustres, predominando los limos arcillosos, arenas y areniscas con pectínidos, conglomerados («roca ostionera»), así como arenas, gravas y calizas. Estas últimas son de origen continental lacustre, y se formaron a consecuencia de la retirada del mar a partir del Plioceno medio y superior que permitió la existencia de zonas lacustres aisladas en el interior, mientras que en áreas próximas a la costa actual, se depositaban materiales propios de un medio litoral.

5.1.3.3. Pliocuaternalio (5)

El tránsito Plioceno-Cuaternalio está representado por unas arenas rojas azoicas de carácter marino-continental, constituidas por materiales arenoso-arcillosos de color rojo, con cantos de cuarcita y sin estructuras visibles (Zazo, 1980). Rellenan los paleorelieves del karst desarrollado sobre los conglomerados de las facies «roca ostionera», del techo de la serie pliocena, en el área de la Bahía de Cádiz, desde el Puerto de Santa María a Conil.

5.1.3.4. Cuaternalio (6 a 20)

Se distinguen diferentes tipos de depósitos en función del ambiente sedimentario (ITGE, 1994): suelos (6), terrazas marinas (7) (Zazo y Ovejero, 1976; Zazo, 1980; ITGE, 1987b; Zazo et al., 1983a,b), glaciares (8), terrazas fluviales (9) (ITGE, 1987a; Menanteau et al., 1983), dunas fósiles (10) y actuales (19) y mantos eólicos (15) (Vannev et al., 1979), relleno de lagunas (13), marismas (14), flechas litorales (16) y playas (20) (Zazo, 1980), conos de deyección (11), coluviones (12), fondos de valle (17) y llanuras de inundación (18).

Estos niveles se reducen a depósitos de poco espesor y a retazos de mayor o menor extensión que se localizan fundamentalmente orlando la zona costera y a lo largo del río Guadalete y en las cuencas fluviales de Barbate y Majaite.

5.2. MARGEN CONTINENTAL

Las unidades del Mesozoico y Cenozoico inferior están mejor representadas en sondeos y perfiles sísmicos de multicanal (SMC) en el área más septentrional del Golfo de Cádiz, en el límite con la zona del estudio (Fig. 20. Mapa Morfoestructural). Estas unidades se encuentran enmascaradas bajo un grueso depósito olistostrómico, en la mayor parte del resto del Golfo de Cádiz (Lajat et al., 1975; Mougénou, 1988; Maldonado et al., 1999). El emplazamiento del olistostroma tuvo lugar en dirección Noroeste, alcanzando sus frentes más externos las llanuras abisales del Sena y La Herradura (Fig. 1).

5.2.1. MESOZOICO

El Mesozoico del margen continental del Golfo de Cádiz es similar al descrito en la Zona del Algarve en la parte meridional de Portugal. El basamento en el sector septentrional está constituido por rocas paleozoicas pertenecientes al Macizo Ibérico hercínico y las estructuras principales están relacionadas con semi-grabens que fueron activos durante el Mesozoico y posteriormente afectados por estructuras de inversión durante las fases compresionales del Neógeno.

5.2.1.1. Triásico

En los sondeos del Golfo de Cádiz se han identificado dos unidades principales del Triásico, mostrando unas facies típicas de tipo germánico: una unidad inferior siliciclástica (TR1) y una unidad superior evaporítica (TR2), compuesta de sal, yesos y carbonatos de aguas someras (Maldonado et al., 1999). La parte superior de la unidad TR1 muestra, localmente en los perfiles de sísmica multicanal (SMC), un reflector de muy alta amplitud, generalmente encima de los altos estructurales, que se identifica frecuentemente como el basamento acústico. Esta unidad en los sondeos está representada por la facies de «capas rojas», compuesta por arcillas rojas y rocas de origen volcánico, rellenando los semi-grabens. La unidad TR2 muestra un fuerte reflector acústico discontinuo, frecuentemente de carácter hiperbólico o caótico. También está afectada por diapirismo, particularmente cerca del contacto con el frente olistostrómico y en los sondeos se ha perforado en domos salinos con litologías de arcillas rojas con capas de anhidrita en el techo y una sección inferior compuesta por capas de anhidrita, sal potásica y arcillas rojas. La unidad TR2 actuó como un nivel de despegue en los procesos extensionales del Mesozoico y durante el emplazamiento del olistostroma en el Neógeno.

5.2.1.2. Jurásico inferior y medio

El Jurásico inferior y medio se encuentra representado, generalmente, en bloques basculados despegados del Triásico superior, que muestran en los perfiles de SMC abundantes difracciones en el techo. El carácter acústico es masivo, sin reflectores internos. En los sondeos está representado por dolomías, calizas margosas y calizas. Esta unidad pertenece a la plataforma carbonatada, desarrollada en el dominio del Tethys, a lo largo del margen Sudibérico durante el Jurásico inferior y medio (García-Hernández et al., 1980; Vera, 1988).

5.2.1.3. Jurásico superior y Cretácico inferior

Los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior rellenan las depresiones de las estructuras semi-graben infrayacentes. Estas unidades muestran en los perfiles reflectores caóticos cerca del contacto con el borde fallado de los semi-grabens, mientras que hacia la cuenca pasan

a tener carácter progradacional. Asimismo se observan reflectores agradacionales en el bloque de muro de los semi-grabens y configuraciones progradacionales y en offlap sobre el bloque de techo. Las litologías representadas en los sondeos comprenden una sección inferior de calizas grises verdosas, con abundantes fragmentos de algas y foraminíferos, de edad Kimmerigiense-Titónico, y una sección superior de calizas con algas y dolomías, de edad Valanginiense-Barremiense. Esta unidad parece corresponder a una secuencia de abanicos carbonatados y facies de talud que rellenan los semi-grabens.

5.2.1.4. Cretácico medio

El carácter sísmico de esta unidad es muy variable vertical y lateralmente, dependiendo de su localización dentro de las estructuras semi-graben. La base está marcada por un reflector de alta amplitud, que representa una discordancia importante. Los reflectores muestran alternancias de alta y baja impedancia, con configuración transparente, agradacional y divergente en el centro de los semi-graben, pasando lateralmente, a conjuntos retrogradacionales de reflectores progradantes, inclinándose hacia la cuenca sobre el bloque de muro. Los sondeos muestran una secuencia de limos y pizarras, arcillas calcáreas grises, con intervalos de arcillas negras y conglomerados poligénicos. La litología y el carácter sísmico indican facies de talud interestratificados, con abanicos asociados al borde de los semi-graben, pasando gradualmente hacia el techo a taludes agradacionales y depósitos de cuenca. La discordancia angular que separa estos depósitos de las unidades infrayacentes se desarrolló entre el Barremiense y el Aptiense.

5.2.1.5. Cretácico superior-Eoceno terminal

Estos depósitos registran el episodio final de las secuencias deposicionales del Mesozoico y el inicio de Cenozoico, relleno de las estructuras semi-graben y cubren los altos estructurales de los márgenes. Esta unidad presenta generalmente un espesor pequeño o está ausente y su litología es extremadamente variable en los diferentes sondeos. Se han muestreado secuencias interestratificadas de calizas, margas y arcillas.

5.2.2. Terciario-Cuaternario inferior

5.2.2.1. Oligoceno superior-Mioceno inferior

Esta unidad está caracterizada por reflectores internos progradantes, que se biselan hacia la cuenca y solapan hacia tierra las unidades infrayacentes. El límite inferior es un reflector de alta amplitud, muy fuerte, interpretado como una discordancia erosiva, que se extiende hasta el paleo-borde de la plataforma. Los reflectores agradacionales y progradacionales son observados sobre el paleotalud. Las litologías identificadas en los sondeos incluyen calizas glauconíticas con Nummulites y fragmentos de algas

interestratificadas con margas grises a marrones. Esta unidad muestra notables variaciones de espesor y facies. La geometría sísmica y las litologías evidencian un depósito de plataforma carbonatada, de progradacional a agradacional, que se desarrolló sobre el margen y fosilizó las unidades antiguas, limitadas por fallas, depositadas en las estructuras semi-graben.

El límite superior es asimismo un reflector de muy alta amplitud, que corresponde a una discordancia regional. Esta discordancia se observa bien en el sector septentrional del Golfo de Cádiz, separando los depósitos del Mioceno medio de la unidad de plataforma carbonatada del Oligoceno. La discordancia actuó como un paleotalud, durante la generación del sistema turbidítico del Mioceno superior, mientras que hacia la cuenca, se hundió bajo el olistostroma del Mioceno medio.

NEÓGENO Y CUATERNARIO INFERIOR

Se han diferenciado siete unidades estratigráficas principales del Neógeno-Cuaternario inferior en el Golfo de Cádiz, de acuerdo con su relación con el olistostroma y la secuencia deposicional. La localización del frente septentrional del olistostroma está bien localizada por los datos de la industria del petróleo. Este alcanza el sector central del Golfo de Cádiz y enmascara o destruye parcialmente las unidades infrayacentes en el sector meridional del área (Fig. 1).

5.2.2.2. Langhiense-Serravaliense, Tortoniense inferior

Estos depósitos constituyen la unidad preolistostrómica. La unidad aparece deformada como un montículo en forma de cuña en el frente del olistostroma, mientras que hacia el SE se hundió debajo del olistostroma y está implicada en el cabalgamiento basal. Las secuencias están caracterizadas, por una geometría en cuña, relleno de depresiones del basamento, con un modelo de configuración de reflectores progradante y agradacional. Esta unidad es equivalente al grupo Atlántida, previamente descrito en el área por Martínez del Olmo et al. (1984) y Riaza y Martínez del Olmo (1996).

En los sondeos septentrionales del Golfo de Cádiz se han perforado tres paquetes litológicos principales: un paquete inferior del Langhiense inferior, compuesto por arcillas margosas negras grisáceas, con algunos intervalos calizos de grano fino; un paquete intermedio del Langhiense-Serravaliense representado por calizas interestratificadas con arcillas margosas negras, y un paquete superior del Serravaliense al Tortoniense inferior de arcillas verdes plásticas y compactadas con abundancia de piritita y glauconita (Fig. 20). Estos depósitos pueden ser correlacionados con la formación carbonatada rica en fósiles de Lagos-Portimao, datada como Langhiense-Tortoniense en el Algarve central (Antunes et al., 1990; Cachao y Silva, 1992; Boski y Moura, 1994). La formación de Lagos-Portimao

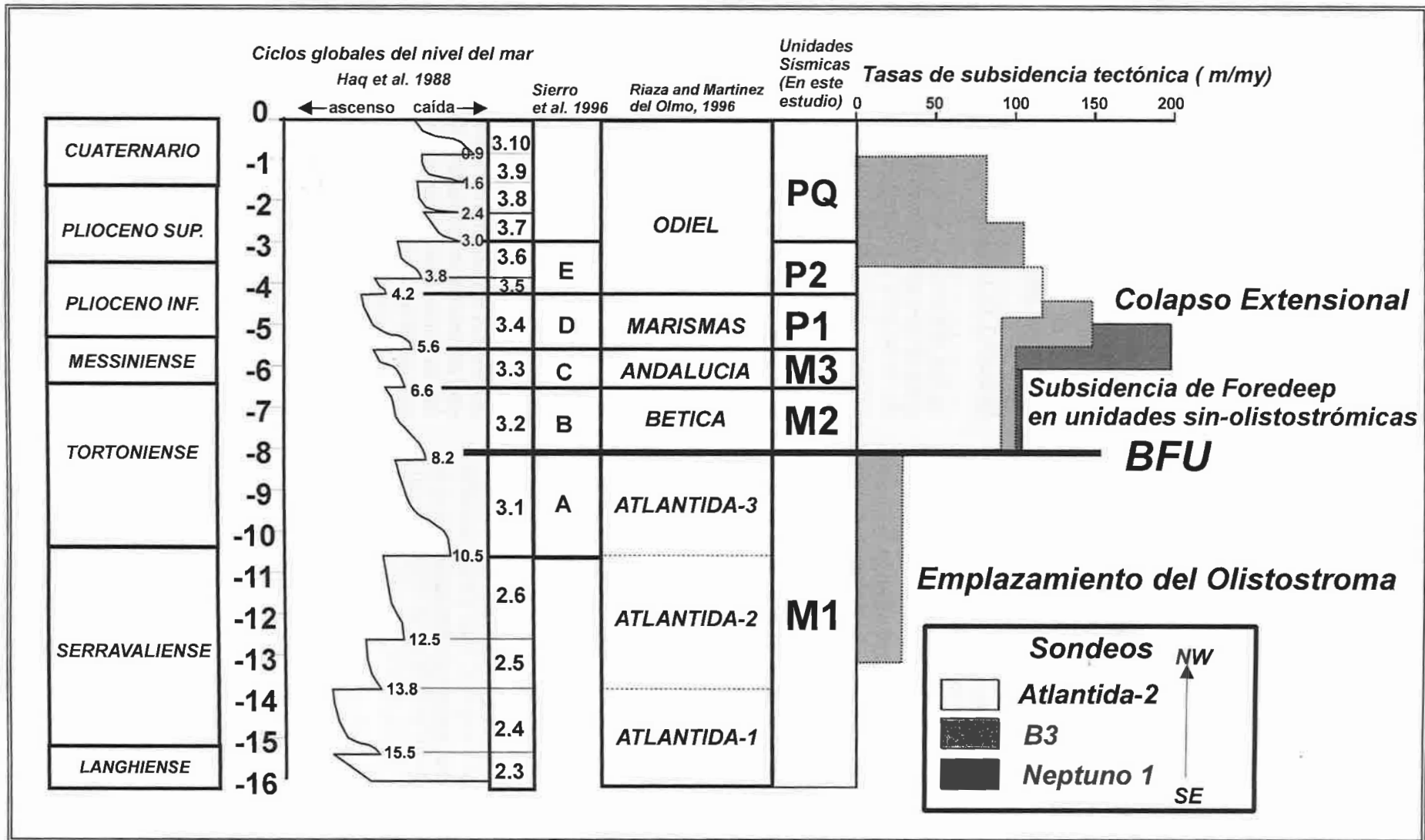


FIG. 20.—Síntesis de unidades litosísmicas del Golfo de Cádiz basada en los datos de sondeos y perfiles de sísmica multicanal. Los índices de subsidencia se han calculado con las técnicas de «backstripping» (modificado de Maldonado et al., 1999).

timao es la unidad del Terciario más inferior, reconocida en tierra en el sector septentrional del Golfo de Cádiz, que yace sobre una discontinuidad principal que limita el sustrato mesozoico. En los sondeos más meridionales cerca del frente del olistostroma, por el contrario, se han perforado arcillas compactadas de color verde a gris. Estos depósitos pueden corresponder al margen alóctono ibérico meridional, de naturaleza detrítica y principalmente compuesto por arcillas margosas dúctiles. Estas arcillas son las responsables de la formación del diapirismo margoso, que se desarrolla en el área central del Golfo de Cádiz, debido a la sobrepresión del agua intersticial por la carga litostática, que facilita una inversión de densidad en relación con los depósitos suprayacentes (Maldonado et al., 1989).

5.2.2.3. Tortoniense superior

Esta unidad ha sido bien identificada cerca del frente del olistostroma, con el que está interdigitada, presentando forma de cuña. La potencia decrece uniformemente hacia el Norte desde el frente del olistostroma, donde alcanza 300 m. El techo de la unidad está afectado por fallas de cabalgamiento del olistostroma, mientras que por debajo está laminada o erosionada. Hay discontinuidades locales, progresivas y angulares y algunas pequeñas depresiones en el techo del olistostroma, que están rellenadas por esta unidad. La mayoría de estos depósitos se desarrollan durante el emplazamiento del olistostroma y también fueron afectados, por movimientos posteriores de cabalgamientos y retrocabalgamientos. En el sector meridional las masas olistostrómicas han erosionado esta unidad y los depósitos infrayacentes, formando una unidad detrítica basal. Esta unidad es equivalente al grupo Bética, definido por la industrias del petróleo en el Golfo de Cádiz (Riaza y Martínez del Olmo, 1996). Esta unidad en los sondeos está compuesta por arcillas grises muy plásticas, con abundancia de glauconita y pirita (Fig. 20).

5.2.2.4. El olistostroma

El olistostroma se caracteriza en los perfiles de SMC por reflectores caóticos de alta amplitud, con reflexiones hiperbólicas y difracciones. El límite inferior es un fuerte reflector de gran amplitud, que buza desde el frente olistostrómico el E, llegando a desaparecer, bajo esta unidad (ver perfil Mapa Morfoestructural). El frente esta estructurado en una serie de cuñas cabalgantes superpuestas, en las que aparecen involucrados depósitos sinsedimentarios de la unidad del Tortoniense superior. Los depósitos del Messiniense también aparecen ligeramente afectados. También se han observado estructuras extensionales y retrocabalgamientos en las que están involucrados estas mismas unidades.

La gran masa de materiales olistostrómicos fue controlada en su avance por la morfología del fondo y la distribución de los depósitos preexistentes. El emplazamiento principal del olistostroma, se produce antes y durante el depósito

de la unidad del Tortoniense superior. Por debajo del frente del olistostroma, se observan cuñas de acreción más antiguas, que pueden ser correlacionadas con depósitos del Mioceno medio y probablemente del Mioceno inferior.

5.2.2.5. Messiniense

Los depósitos atribuidos al Messiniense rellenan la mayor parte de las irregularidades y depresiones de los depósitos infrayacentes y fosilizan el techo del olistostroma. Estos depósitos muestran una distribución muy irregular, siendo más potentes en las depresiones y pueden llegar a estar ausentes por encima del olistostroma. Esta unidad corresponde al grupo Andalucía, el cual incluye las arenas del Guadiana y del Guadalquivir (Riaza y Martínez del Olmo, 1996). Las arenas del Guadiana están representadas por lóbulos de abanico deposicional, desarrollados desde el margen septentrional del Golfo de Cádiz en dirección S y SE. Las arenas del Guadalquivir, comenzaron su desarrollo con anterioridad en la parte alta de la Depresión del Guadalquivir y migraron hacia el SO, a lo largo del valle del río Guadalquivir, a medida que éste se colmataba, hasta el Golfo de Cádiz.

Estos depósitos están representados en los sondeos por arcillas y lentejones de arenas muy finas interestratificadas, las cuales progradan hacia el Sur y contienen el campo de gas del Golfo de Cádiz (Delaplanche et al., 1982; Riaza y Martínez del Olmo, 1996).

5.2.2.6. Plioceno inferior

El muro de esta unidad es una discordancia erosiva, reconocida en perfiles SMC y de monocanal en toda la cuenca del Golfo de Cádiz (Nelson et al., 1993). Esta discordancia representa la instauración del régimen actual de circulación y el efecto erosivo en el Golfo de Cádiz de la corriente profunda de salida del Mediterráneo, después de la apertura del Estrecho de Gibraltar. El espesor de esta unidad está controlada, por la estructura del techo del olistostroma y del basamento bajo el Mioceno superior. Ello da lugar a notables variaciones de potencia, alcanzando varios cientos de metros en las depresiones, mientras que está ausente sobre las crestas de los diapiros. Los reflectores internos son continuos, paralelos y de gran amplitud en los perfiles de sismica multicanal. En los perfiles de monocanal, por el contrario, esta unidad presenta un carácter más transparente, lo que permite su fácil identificación. Las litologías son arcillas con interestratificaciones de arcillas arenosas, que corresponde a un depósito hemipelágico que tapiza gran parte del margen. No obstante, asimismo aparecen lechos arenosos de tipo turbidítico y de contouritas. Los sistemas deposicionales generados a partir de áreas fuentes importantes, tales como los ríos Guadiana y Guadalquivir, asimismo se desarrollaron dando lugar a la formación de abanicos submarinos en esta unidad (cf., Riaza y Martínez del Olmo, 1996).

5.2.3.7. Plioceno superior

En los perfiles de sismica multicanal, esta unidad está caracterizada por una secuencia, con reflectores más transparentes y discontinuos en el muro y reflectores interdigitados de mayor amplitud en el techo. La potencia varía entre más de 1.000 m en las depresiones entre las crestas diapíricas a estar ausente sobre las mismas. La litología, en todos los sondeos del área, está representada por arcillas y arenas, formando depósitos hemipelágicos, arenas turbidíticas y depósitos de contouritas (Fig. 20).

5.2.2.8. Cuaternario inferior

El Plioceno superior y el Cuaternario se caracterizan en los perfiles de sismica multicanal por una continuidad estratigráfica, no distinguiéndose discordancias importantes salvo localmente debido a la acción erosiva de la corriente profunda del Mediterráneo (ver perfil del Mapa Morfoestructural). La diferenciación entre ambos depósitos se ha realizado teniendo en cuenta las dataciones del sondeo E-1, que corta la base del Cuaternario y se sitúa sobre el perfil de SMC HE913-12. El reflector correspondiente a la base del Cuaternario, se ha cartografiado en todo el área, tanto en perfiles de sismica multicanal como de monocanal (Fig. 21).

Los ciclos climáticos del Cuaternario han dejado su huella en el registro. En general se pueden diferenciar según la evolución paleoclimática dos grandes etapas, con un límite hacia los 900.000 años (Prell, 1982). La etapa superior consta de ciclos glaciales e interglaciales de gran amplitud y baja frecuencia, mientras que la inferior se distingue por ciclos de menor variabilidad climática y mayor frecuencia (Shackleton y Opdike, 1976). En esta memoria, no obstante, el Cuaternario se ha subdividido en dos grandes unidades. La unidad inferior abarca hasta los 740.000 a. En ésta no se han diferenciado subunidades, debido a la insuficiente resolución de los perfiles de sismica multicanal y la poca penetración de los perfiles de monocanal, agravada por la presencia de múltiples (Fig. 21).

El Cuaternario inferior supera los 1.000 m de potencia en el sector suroccidental, aunque muestra notables variaciones de espesor adaptándose a la morfología de los depósitos infrayacentes. Ocupa la mayor parte de la superficie de la hoja, estando los mayores espesores alineados entre los altos estructurales, con una orientación NE-SO. En general el Cuaternario inferior se distingue en facies sísmicas de multicanal, por reflectores paralelos de gran amplitud y continuidad lateral en su mitad inferior, así como por otros de menor amplitud y continuidad en la mitad superior. Los reflectores basales progradan hacia la cuenca. La distribución de facies en el talud está influenciada por la corriente mediterránea, la cual desarrolló grandes cuerpos de deriva deposicionales y superficies erosivas. Asimismo se for-

maron sistemas turbidíticos profundos controlados por la red de canales submarinos que atraviesan el margen. Sobre la plataforma continental los tipos de facies y el desarrollo de superficies de erosión está directamente relacionado con los ciclos debidos a los cambios climático-eustático.

5.2.3. CUATERNARIO SUPERIOR

5.2.3.1. Pleistoceno medio y superior

La resolución y calidad de los distintos perfiles recogidos permite reconocer en prácticamente todo el área de estudio varios reflectores principales que han sido correlacionados. Con este fin, se han seleccionado los reflectores que corresponden a discordancias o superficies de discontinuidad en la generalidad de la plataforma. Estas pueden tratarse de superficies erosivas o de no depósito que separan estratos más jóvenes de otros más antiguos y representan un hiato importante (Mitchum et al., 1977). Las diversas discontinuidades identificadas, o sus continuidades correlativas, se asocian a procesos erosivos como resultado de los cambios relativos del nivel del mar. Dentro de las discontinuidades que limitan las secuencias, se han diferenciado dos tipos principales: límites de tipo 1 y tipo 2. Las discontinuidades de tipo 1 se caracterizan por una exposición subaérea y la consiguiente erosión de la plataforma, se interpreta de forma que cuando la tasa de caída eustática excede la tasa de subsidencia produce una caída del nivel del mar. El límite de tipo 2 viene representado por una exposición subaérea de la plataforma, pero sin alcanzar el borde de la misma, se produce cuando la tasa de caída eustática es menor que la tasa de subsidencia, por lo que no se produce un descenso relativo del nivel del mar (Van Wagoner et al., 1988).

Se han identificado un total de 11 unidades sísmicas, tanto en la zona de plataforma como en la región del talud superior y medio, que abarcan los últimos 740.000 años. Por debajo de esta edad no se han podido caracterizar unidades por la interferencia con múltiples y la falta de resolución. Dichas unidades han sido denominadas en función de la secuencia deposicional y son de más antigua a más moderna: Q1, Q2, Q21N, Q22N, Q21S, Q22S, Q3, Q4, Q5, Q6 y Q7 (ver perfiles en Mapa Geológico). Dependiendo del tipo de facies sísmica, se ha asignado cada unidad, o parte de ella, a un determinado ambiente de depósito (Fig. 22). De esta forma es posible determinar la profundidad de formación de cada unidad, necesaria para la elaboración de una curva de variación del nivel del mar entre las unidades.

Unidad Q1

Esta unidad es la más antigua y queda por debajo del primer reflector múltiple la mayoría de las veces, lo cual difi-

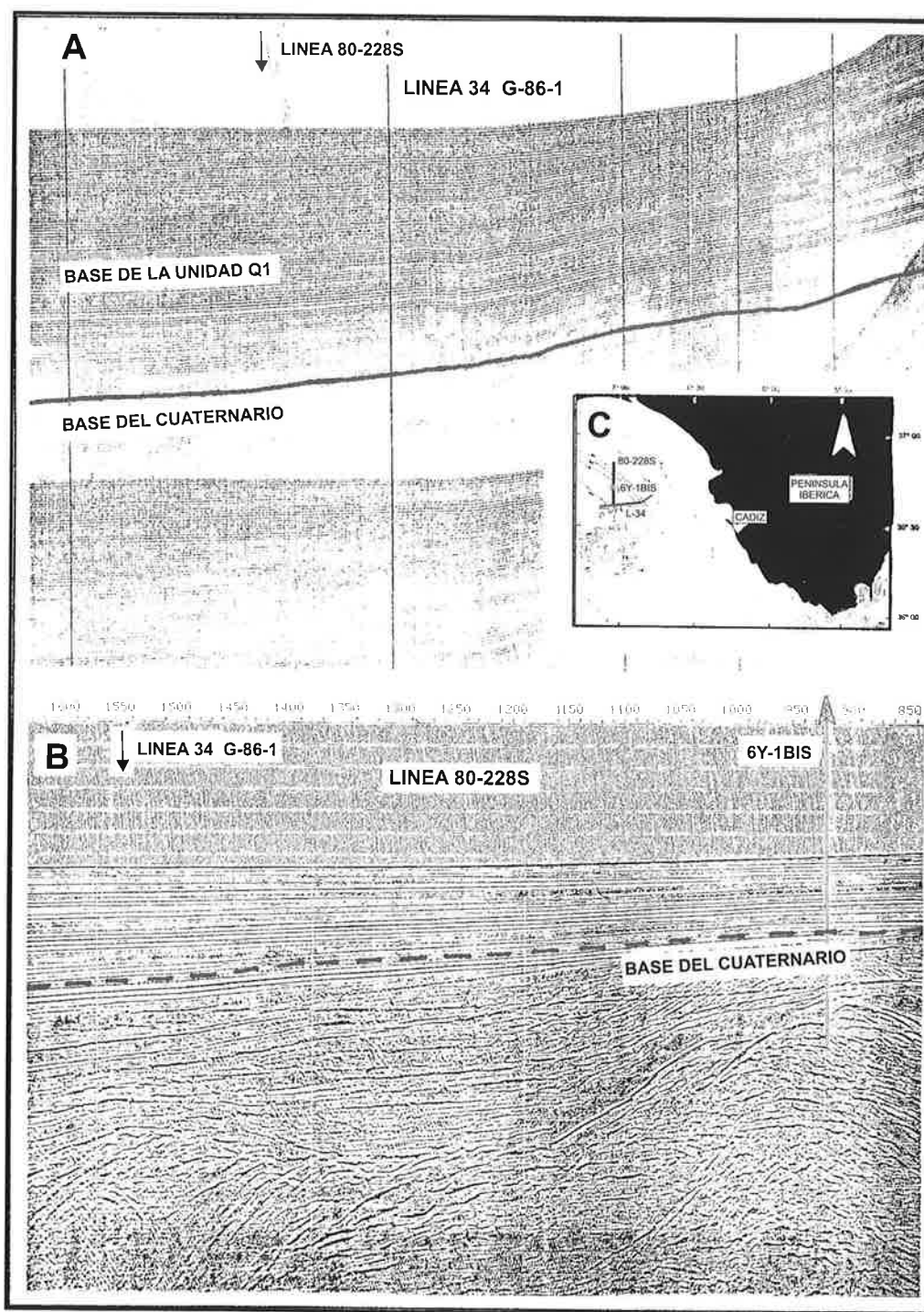


FIG. 21.—Localización del cruce de líneas y del sondeo que permiten situar la base del Cuaternario. (A) Situación de las líneas en el área de estudio. (B) Perfil sísmico de airgun con la posición del Cuaternario y la base de la unidad del Pleistoceno superior más antigua cartografiada en el área (unidad Q1). (C) Perfil de sísmica multicanal mostrando la posición del sondeo 6Y-1bis y la base del Cuaternario.

culta su estudio y deja incógnitas sobre su configuración y disposición. Se trata de una unidad de morfología laminar que se extiende por toda la plataforma, fundamentalmente en su área externa, y el talud superior y medio del sector central y septentrional. Alcanza una potencia de 220 metros, situándose el mayor depocentro frente al istmo de Cádiz.

Se caracteriza por mostrar a techo y a muro una discontinuidad de tipo 2. Su depósito se realizó durante una etapa de relativa actividad tectónica del basamento. En la plataforma, dadas las características sísmicas de los reflectores internos, la unidad se asigna a una potente acumulación deltaica. Las clinofomas son indicativas de lóbulos aislados y de canales que formarían el frente deltaico,

mientras que hacia costa las facies irregulares se asocian a llanuras de mareas. En el talud los depósitos, de importante espesor, son hemipelágicos, y se interdigitan con las áreas distales de los deltas marginales.

La edad de estos materiales estaría comprendida entre los 740.000 años y los 625.000. Se puede considerar un descenso eustático de tipo 2, en el que no habría erosión subaérea del borde de la plataforma, con desarrollo de deltas de plataforma que sobrepasan el talud.

Unidad Q2

La forma de esta unidad es laminar, pero en el área de plataforma se acuña rápidamente, quedando restringida a su borde. Es la unidad que alcanza el mayor espesor (300 m), con un espesor medio de 125 metros.

Internamente presenta reflexiones paralelas, con una geometría progradante y algo agradante en toda su extensión. Tanto la discontinuidad basal como la de techo son de tipo 2. La unidad se interpreta como deltas en un momento de aportes importantes, pudiendo también existir aportes procedentes de la erosión de unidades precedentes. En la región del talud superior las hemipelagitas alcanzan un espesor importante.

Tras el depósito de la unidad se produjo un pulso compresivo importante, este generó un basculamiento del basamento de la plataforma del Golfo de Cádiz, que afectó principalmente a la región suroriental, erosionando las unidades Q2 y Q1.

Unidad Q21N

Se trata de un pequeño cuerpo depositado paralelamente al borde de la plataforma del sector septentrional, con forma de lóbulo alargado. Se deposita sobre una superficie erosiva que trunca la unidad Q1. La máxima potencia que alcanza es de 25 m. Es un cuerpo agradante con facies de reflexiones paralelas, que estaría constituido por materiales laminados. Se atribuye a una barra litoral desarrollada durante un descenso eustático.

Unidad Q22N

Esta unidad sólo está representada en el borde de la plataforma del sector septentrional. Muestra una morfología lenticular, algo alargada, paralela a la costa y su espesor llega a los 45 m. Presenta facies sísmicas con reflexiones paralelas con una disposición interna de los reflectores agradante y algo progradante. Está situada sobre el cuerpo anterior (Q21N), en una pequeña depresión adyacente hacia el continente. Su depósito se realizó coetáneo con el desarrollo de fracturas generadas por un ascenso diapírico situado inmediatamente al SE, que han sido activas hasta la actualidad. Se trataría de un cuerpo generado en un ambiente de tipo lagoon, donde la barrera sería la unidad Q21N.

Unidad Q21S

Se localiza entre la plataforma media y el talud superior del sector meridional, presentando una geometría lenticular y un espesor máximo de 60 m. Esta unidad erosiona a las dos anteriores, que desaparecen hacia el sur. Las facies muestran reflexiones paralelas en áreas distales del talud y plataforma media, así como facies caóticas en el borde de la plataforma. La unidad es laminar, en general, existiendo lóbulos y barras progradantes en algunas partes del talud superior. La unidad corresponde a un delta marginal. Este conjunto es sincrónico a una etapa de actividad tectónica. En su desarrollo también ha sido importante la influencia de los procesos gravitacionales en masa.

Unidad Q22S

Corresponde a materiales acumulados sobre el borde de plataforma y talud superior en el sector meridional y su máxima potencia es de unos 50 m. El conjunto de esta unidad es agradante, mostrando reflectores paralelos de gran continuidad lateral en toda su extensión. Las discontinuidades inferior y superior son de tipo 2. En la plataforma las facies corresponden a cuerpos laminares y las facies caóticas o hiperbólicas a canales. En el talud este tipo de facies se relacionan con deslizamientos y canales. Se tratan de deltas locales de plataforma y marginales. Los aportes han podido ser favorecidos por la erosión de unidades aflorantes infrayacentes cercanas, que se encuentran basculadas por el diapirismo y la tectónica.

Las unidades Q22S, Q21S, Q22N, Q21N y Q2 son de tipo regresivo, a excepción de la unidad Q21N que se trataría de una unidad desarrollada en una situación de alto nivel del mar. Es posible que exista cierta coetaneidad entre las unidades Q22N y las unidades más meridionales Q21S, Q22S y Q2. Estas unidades han sido tentativamente atribuidas a una edad entre 635.000 y 450.000 años, por correlación con las curvas eustáticas globales.

Unidad Q3

Aunque no presenta una morfología definida, se extiende desde la plataforma media hasta el talud superior, alcanzando una potencia máxima de 160 m, aunque el espesor medio es de unos 50 m. Se caracteriza por presentar en casi toda su extensión reflectores paralelos de gran continuidad, con una configuración interna progradante. Localmente, aparecen rasgos canalizados. El límite inferior es de tipo 2 pero el superior muestra rasgos erosivos que evidencian la existencia de una discontinuidad de tipo 1.

Se atribuye a depósitos de tipo deltaicos, con lóbulos muy desarrollados y sin apenas canalizaciones. El ambiente de depósito en áreas más internas, sería de llanura de mareas, que evolucionarían hacia un delta marginal hacia la plataforma externa y el talud. Ello implica un retroceso de la línea de costa hacia la cuenca debido a un descenso del nivel del mar de tipo 1. En la región meridional se observa

un predominio de las facies de llanuras de mareas sobre las deltaicas quizás debido a la falta de aportes importantes en este área. A su vez, en el talud los depósitos estarían representados por facies hemipelágicas típicas. La edad estimada para esta unidad estaría comprendida entre los 450.000 y 360.000 años, pudiendo ser correlacionadas con el segmento correspondiente en la curva isotópica (Shackleton y Hall, 1984).

Unidad Q4

Esta unidad se extiende desde la plataforma media hasta el talud medio, y presenta un geometría laminar con un espesor medio de 30 metros. La unidad con facies claramente progradantes, presenta reflexiones paralelas de gran continuidad lateral, con una relación de paralelismo tanto con la discontinuidad inferior como con la superior. En el talud las facies que aparecen son de tipo lobulado. El límite superior de la unidad corresponde a una discontinuidad de tipo 2, mientras que la inferior es de tipo 1.

Sobre la plataforma esta unidad corresponde a llanuras de mareas. No aparecen deltas marginales sobre el talud, que estaría ocupado por depósitos hemipelágicos, extensos y de poca potencia, generándose asimismo procesos de deslizamientos gravitacionales en masa. Su desarrollo coincide con una etapa de descenso eustático, que tiene lugar entre los 325.000 y 300.000 años. Se observa la existencia de un diapiro que atraviesa la unidad durante el depósito de la misma.

Unidad Q5

Los materiales de esta unidad se extienden a lo largo de toda la plataforma y talud superior y medio, con un espesor medio de 60 metros. Presenta una configuración agradante y progradante, con reflectores paralelos de gran continuidad, a excepción de reflexiones locales de forma hiperbolada y cliniformas irregulares de baja continuidad. Esta unidad en plataforma se acuña rápidamente debido a la morfología del basamento, por tanto es presumible la actuación de etapas compresivas durante el depósito de la misma. En plataforma los materiales corresponden a llanuras de mareas, que pasan a deltas marginales hacia el talud, mientras que en el extremo meridional de la plataforma sólo se desarrollan deltas marginales. Las facies de llanuras de mareas correspondientes a esta unidad presentan espesores anormalmente potentes.

El cortejo regresivo formado por la unidad Q5 se atribuye a una etapa generalizada de descenso eustático, que tendría lugar entre los 295.000 y 225.000 años.

Unidad Q6

Se trata de la unidad más extensa, estando representada en la plataforma media y externa, así como en el talud medio y superior. En el sector meridional, no se observa

en el área de plataforma. La potencia máxima llega a los 180 metros, con espesor de 50 metros como media. La unidad es progradante en plataforma y progradante y agradante en el talud. Las facies sísmicas presentan una configuración oblicua con reflectores paralelos, irregulares o caóticos. En su límite superior se producen truncaciones erosivas, apareciendo sobre éstas importantes facies canalizadas pertenecientes al relleno de la unidad superior. Por consiguiente, tanto la base como el techo de la unidad parecen representar una discontinuidad de tipo 1. Dada la existencia de importantes discontinuidades internas, cada uno de las secuencias menores pueden relacionarse con diversos estadios del nivel del mar, en los que se desarrollarían distintos ambientes deposicionales. La secuencia identificada correspondería a un conjunto de cuerpos deltaicos apilados. En el extremo meridional de la plataforma los deltas dan paso a llanuras de mareas con canales muy encajados. En el talud superior se depositan deltas marginales, pasando a depósitos laminares de hemipelagitas hacia el talud medio.

La unidad se depositó en dos momentos regresivos de descenso del nivel del mar en un periodo que abarca desde los 225.000 hasta los 125.000 años. Esta unidad se encuentra localmente afectada por fallas de dirección y por ascensos diapíricos.

Unidad Q7

Los materiales que forman esta unidad constituyen los últimos depósitos del Pleistoceno, extendiéndose de forma irregular entre la plataforma media y el talud superior de los sectores septentrional y central del área de estudio. Los depocentros principales se encuentran alineados en el borde de la plataforma alcanzando los 180 metros de espesor. La unidad es agradante y progradante con facies con reflexiones paralelas, caóticas o irregulares. La discontinuidad que limita el techo de la unidad corresponde a la superficie erosiva resultante de la transgresión flandriense, que da paso al comienzo del Holoceno. En cambio, la base se identifica con una superficie de discontinuidad de tipo 1.

Las facies de plataforma se asocian a llanuras deltaicas y depósitos progradantes deltaicos. Están surcadas por importantes canales distributarios deltaicos. En el talud superior aparecen potentes deltas marginales, progradando junto con sedimentos de alta energía generados por transporte de masas por gravedad, que disminuyen de espesor y nivel energético hacia el sur. La gran cantidad de aportes facilita la inestabilidad en áreas de talud y borde de la plataforma, lo que favorece el desarrollo de deslizamientos.

El conjunto de la unidad, que progresa hacia el talud, corresponde a una fase regresiva generada durante un descenso del nivel del mar de tipo 2. Este tendría lugar entre 120.000 y 14.000 años. La unidad también está

afectada por fallas contemporáneas al depósito y que han podido facilitar la inestabilidad sedimentaria.

5.2.3.2. Holoceno

Las unidades estratigráficas más recientes reconocidas en el presente grupo de Hojas pertenecen al Holoceno. Se extienden sobre prácticamente todo el área de la plataforma, en la que representan los primeros depósitos tras el episodio de transgresión Flandriense. En general, los materiales tienen una edad menor de 14.000 años, momento en que se inicia la transgresión. Las unidades litosísmicas que se diferencian a partir de los registros sísmicos de alta resolución (3,5 kHz), forman un recubrimiento sedimentario de la plataforma a partir de una superficie de erosión muy neta. Esta superficie pierde amplitud hacia el borde de la plataforma y llega a desaparecer en áreas más distales.

El espesor del recubrimiento del Holoceno en las plataformas continentales de los márgenes pasivos está controlado, en primer lugar, por el volumen de aportes sedimentarios que proceden del continente. Sobre el litoral se edifican cuerpos prodeltaicos, que están controlados por tres factores principales: el aporte de sedimentos, la dinámica litoral generada por el oleaje climático, y el régimen de mareas. Como consecuencia del ascenso eustático que tuvo lugar durante el Holoceno, se produjo el «retroceso erosional del dominio litoral» (Swift, 1970, 1976). Este proceso dio lugar a una delgada capa transgresiva basal de materiales gruesos de origen bioclástico, que queda representada en los perfiles como el reflector oscuro de gran amplitud anteriormente mencionado.

En el Golfo de Cádiz los mayores espesores se alcanzan en el área septentrional. Esta región está dominada por un gran cuerpo prodeltaico que tiene su origen en el depósito de los materiales procedentes del río Guadalquivir y que son redistribuidos por la corriente superficial atlántica en dirección SE. El mayor espesor medido corresponde a 28 m justo frente a la desembocadura del río. El resto de los depocentros no suelen superar los 10 m de potencia, como el del río Guadalete, dentro de la Bahía de Cádiz, que se interdigita con el anterior.

Se han identificado dos unidades sísmicas principales del Holoceno, mientras que el resto del recubrimiento superficial de la plataforma lo conforman materiales relictos re-trabajados de textura gruesa y composición mixta, detrítica y bioclástica.

Unidad H1

Representa los primeros depósitos del Holoceno. Se dispone orientada paralelamente a la línea de costa sobre el borde de la plataforma. La morfología que presenta es la de un cuerpo de poco espesor, alargado en dirección NO-SE. La potencia máxima es de 9 m, siendo su potencia media de 4 m. La unidad presenta una configuración in-

terna progradante y localmente agradante. La facies acústica es de tipo transparente por lo general, apareciendo otras más opacas y de carácter diverso hacia zonas distales. La disposición de la unidad en relación con los reflectores previos a la transgresión Flandriense y límite inferior es de truncación erosiva. El techo de la unidad muestra la existencia de un nivel muy reflectivo de carácter arenoso. Las facies corresponden a depósitos laminares y canales, controlados por fracturas donde se produce el encajamientos de éstos. La unidad aflora en superficie y está representada por sedimentos arenosos.

La unidad se desarrolló en el curso de una parada del nivel de mar en el ascenso eustático durante la transgresión Flandriense, entre 12.000 y 10.000 años, que se corresponde con el evento Younger Dryas (Fairbanks, 1989). La profundidad estimada para el depósito de este cuerpo se sitúa entre los 60-70 m, para el nivel del mar actual, que se correspondería aproximadamente con unos 25-30 metros de profundidad para ese período eustático. La unidad hacia tierra está limitada por escarpes rocosos alineados en su parte más meridional, que señalan la localización de la antigua línea de costa, probablemente acantilados costeros. La posición de la unidad, la estructura interna y la composición granulométrica, indican que se trata de un prisma litoral.

Unidad H2

Esta unidad representa los depósitos actuales del prodelta del río Guadalquivir, desarrollados en los últimos 6.000 años, tal y como ocurre en la generalidad de los deltas del Mar Mediterráneo (IGME, 1986; ITGE, 1995). La morfología de la unidad es lenticular y se extiende en dirección E y SE, desde las inmediaciones de la desembocadura del río Guadalquivir donde llega a rebasar el borde de la plataforma, hasta la altura del istmo de Cádiz, quedando aquí restringida a un lóbulo en la plataforma media. Los espesores máximos (unos 25 m) se alcanzan frente a la desembocadura del río Guadalquivir.

Las facies sísmicas muestran un carácter progradante y están formadas por reflexiones paralelas débiles, de gran continuidad lateral, que se acuñan mar adentro. Se observa una alternancia de reflexiones claras y oscuras, que se atribuye a ligeras diferencias en la composición de tamaño de grano condicionadas por la migración de los lóbulos deltaicos, los flujos de densidad ocasionados por tormentas y las descargas de sedimentos en las épocas de crecidas del río. Localmente se producen enmascaramientos acústicos como resultado de acumulaciones de gas intersticial en los sedimentos. Las facies tienen una geometría predominante de extensas láminas, con algunos canales de diversa envergadura, que muestran superficies erosivas internas. Este cuerpo prodeltaico se interdigita con facies mareales hacia áreas litorales. El conjunto de este prodelta se ha desarrollado durante la fase final de la transgresión del Holoceno, tras el período de stillstand que formó la unidad anterior. La progradación del prodelta

ta hacia el SE ha estado controlada por la acción de la corriente superficial atlántica

5.2.4. IDENTIFICACION DE AMBIENTES DEPOSICIONALES Y FACIES

5.2.4.1. Ambientes litorales

Los depósitos litorales se caracterizan por la presencia de sedimentos de un marcado carácter silicoclastico y textura gruesa, observándose una granoclasificación horizontal del sedimento, caracterizada por una disminución del tamaño de grano y mejor clasificación mar adentro. En los análisis granulométricos el tamaño de grano dominante en el dominio litoral está influenciado por el tipo de costa considerada. En áreas litorales dominadas por acantilados o costas muy abruptas aparecen tamaños de granos que varían entre $2,1 \Phi$ a $-0,5 \Phi$, como en el Cabo de la Plata, Torre de Gracia y en las inmediaciones de la Punta Camarinal. El material que lo forma presenta un alto contenido en grandes restos bioclasticos, procedentes sobre todo de grandes bivalvos. En zonas de playas de fuerte pendiente el tamaño medio del sedimento es de $2,9 \Phi$, sin que apenas varíe en toda la extensión. Se localizan preferentemente entre Punta Trembladora y Torre del Tajo, que comienza como un acantilado pero desarrolla posteriormente una playa, y desde Punta Farolera a Punta Candor, de Puntilla a playa de Santa Catalina. Los sedimentos corresponden fundamentalmente a microgravas y arenas gruesas. En playas de pendiente suave es donde los sedimentos muestran la peor clasificación, presentando grandes variaciones de tamaño de grano, incluso dentro de las mismas áreas. Los tamaños medios oscilan entre $0,9 \Phi$ y $2,8 \Phi$, e incluso valores de $6,9 \Phi$ debido a la existencia de acumulaciones locales de material muy fino. A lo largo de la zona infralitoral se observa una homogeneización de los sedimentos que tienden a disminuir su tamaño de grano, para alcanzar un tamaño de arena media.

Las principales estructuras sedimentarias que se observan en este dominio son ondulaciones o «ripples», formando trenes de morfología y escala variable. No presentan una orientación preferente sino que se producen interferencias de crestas. Son frecuentes también, sobre todo en el sector meridional, la presencia de irregularidades en el fondo que corresponden a afloramientos rocosos o fondos endurecidos. Estos afloramientos se pueden hallar en ocasiones tapizados por una delgada capa de gravas o arenas.

5.2.4.2. Estuarios, marismas y deltas

Los estuarios, marismas y deltas constituyen las unidades deposicionales y geomorfológicas más representativas y extensas en la zona litoral de la plataforma continental estudiada. Entre los procesos que dan lugar a su origen se

distinguen dos grupos principales: 1) los de tipo físico, y 2) los de tipo electroquímico (Wright, 1985). Los primeros se deben a la pérdida de energía y de capacidad de transporte por parte del río al llegar al medio marino. Los procesos de carácter electroquímico tienen una mayor influencia en la zona de prodelta, por debajo del nivel de base del oleaje. Los aportes de los ríos principales que desembocan en el área estudiada son rápidamente redistribuidos como consecuencia de la fuerte dinámica litoral y por la acción de las corrientes, en especial la corriente superficial atlántica.

Río Guadalquivir

Los depósitos costeros emergidos del río Guadalquivir se encuentran en su mayoría fuera del límite septentrional del área estudiada. Dentro de esta Hoja sólo se localizan los ambientes de marismas desarrollados en las inmediaciones de la desembocadura del río, alrededor de la localidad de Sanlúcar de Barrameda. Estas marismas forman parte de los ambientes palustres de estuarios y deltas, a los cuales se adosan en la línea de costa y a lo largo de los márgenes del río, extensas playas de arena y cordones litorales. Las dunas de arena, relictas y activas, están asimismo asociadas a estos ambientes supralitorales.

El prodelta del Guadalquivir está caracterizado por potentes facies lodosas de material detrítico (86,63%), que alternan con horizontes mucho más delgados de material más grueso. Presentan un tamaño de grano medio de $9,07 \Phi$, conteniendo un 96,76% de la fracción menor de $63 \mu\text{m}$. Los reflectores en los perfiles de sísmica de alta resolución muestran gran continuidad lateral y paralelismo, pero se acuan hacia las zonas más distales de la plataforma donde se produce un bisel prodeltaico sobre los depósitos más antiguos. En perfiles paralelos a la costa, se observan una migración de los reflectores, que muestran la progradación del prodelta en dirección SE.

Río Guadalete

El río Guadalete forma un lóbulo de material arenoso fino que es redepositado perpendicular al litoral en la plataforma interna, por un flujo de salida de la bahía (Gutiérrez-Más et al., 1994), localizado en el interior de la Bahía de Cádiz. Este cuerpo presenta una gradación de tamaños de grano desde las áreas más distales a las proximales. En las zonas costeras está constituido por arenas, que gradan mar adentro a arenas limosas y finalmente arcillas limosas en la parte más distal. Este lóbulo se interdigita con el prodelta del Río Guadalquivir en la plataforma interna. En este sector asimismo se observa un cambio de la dirección de progradación, que se desvía hacia el SE. Esta inflexión del sentido de progradación pone de manifiesto el inicio efectivo de la influencia de la corriente atlántica y la deriva litoral en el desarrollo de cuerpos deposicionales.

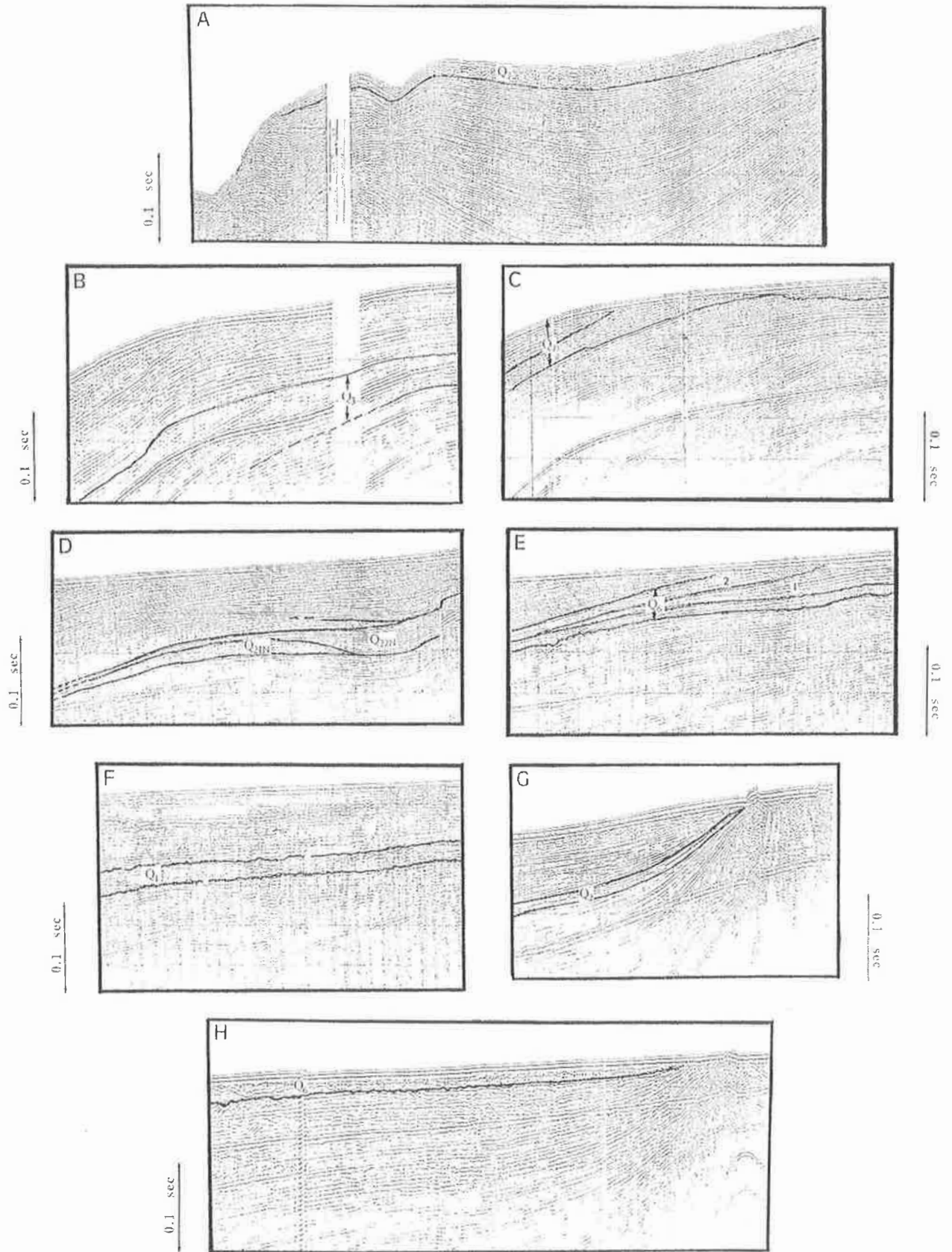


FIG. 22.—Perfiles de sísmica monocanal (airgun) mostrando: A) Depósitos hemipelágicos afectados por la corriente de contorno en el talud superior. B) Facies sísmica interpretadas como un delta marginal en la ruptura de la plataforma. C) Discontinuidades internas en la unidad Q7. D) Relaciones entre las unidades Q21N y Q22N. E) Cuerpos prodeltaicos en la unidad Q6. F) Facies sísmicas irregulares asignadas a llanuras maréales. G) Acuñaientos internos en la unidad Q2 debidos al ascenso có-táneo del basamento. H) Facies sísmicas irregulares asignadas al proceso de migración de barras y canales.

5.2.4.3. Plataforma continental

Definición estadística de los tipos de sedimentos

La caracterización estadística de los sedimentos de la plataforma continental se ha realizado a partir de diversas variables con significado sobre el ambiente de depósito y el área fuente. Las variables estadísticas seleccionadas para el estudio son semejantes a las empleadas en la caracterización de otras zonas de la plataforma continental española y que se han mostrado con mayor significado paleoambiental y estadístico (Giró et al., 1984; ITGE, 1989) (Tabla II). Estas variables se agrupan en cuatro grupos:

- 1) Textura del sedimentos: %grava, %arena, %limo y % arcilla.
- 2) Parámetros estadísticos de la distribución granulométrica: media, mediana, moda, desviación típica, varianza, curtosis y asimetría.
- 3) Componentes principales de la fracción arena: % mica, % foraminíferos plantónicos, % foraminíferos bentónicos, % bivalvos y % briozoos.
- 4) Mineralogía del sedimento: % filosilicatos, % cuarzo, % calcita, % dolomita, % aragonito, % feldespato potásico, % plagioclasa, % illita, % esmectitas, % clorita+caolinita, % palygorskita y % interestratificados (illita-esmectita).

Los parámetros sobre la distribución de tamaño de grano permiten establecer relaciones entre la energía del medio de transporte y el depósito. Estos ayudan a establecer el régimen energético y el ambiente sedimentario, así como los procesos sinsedimentarios y postdeposicionales que se presentan en tales medios (Sly et al., 1982). Los componentes de la fracción arena y el porcentaje en carbonato están condicionados por la naturaleza del área fuente de los aportes y las características ambientales, que expresan, además, ciertas implicaciones paleoecológicas (Klovan, 1966 y Melgen, 1974). La consideración conjunta de estos parámetros cuantitativos, junto con parámetros no

cuantificables (color, estructuras sedimentarias, entre otros) y los demás datos aportados por la sísmica de alta resolución, permiten identificar y definir los distintos ambientes sedimentarios que caracterizan la plataforma continental del Golfo de Cádiz.

Matriz de correlación

Los coeficientes de correlación son los primeros resultados que se obtienen del método estadístico de análisis de «componentes principales» (Lebart et al., 1977). A partir de la matriz de correlación obtenida entre las 24 variables analizadas (Tabla III y IV, y Fig. 23) se observan dos grandes conjuntos de variables, uno representado por variables con buena correlación directa y otro que presenta variables con correlación inversa. Dentro del grupo con correlación directa, la media muestra muy buena correlación con el aragonito y contenido en carbonatos, así como con los briozoos y el % >63 µm. Todas estas variables y sobre todo los briozoos, aragonito y carbonatos muestran una excelente correlación entre sí. Estas correlaciones muestran que el contenido en carbonato depende del tamaño de grano y que el carbonato es mayoritariamente de origen biogénico y se concentra en las fracciones más gruesas. Los sedimentos más finos, por el contrario son esencialmente terrígenos y tienen un contenido bajo en carbonatos. Se observa también una correlación muy buena entre los minerales de la arcilla y los filosilicatos en general, relación evidente si observamos que ambas fracciones mineralógicas presentan una correlación muy buena con el % <63 µm. El % >63 µm está muy bien correlacionado con la asimetría, al igual que el cuarzo. Esto indica la presencia de un contenido en finos en sedimentos terrígenos, cuya distribución granulométrica se caracteriza por la presencia de colas de finos. Dentro del material biógeno los foraminíferos planctónicos y bentónicos muestran una buena correlación positiva, lo cual indica que estas dos variables están asociadas.

Dentro del grupo de variables que presentan correlación inversa, la asimetría muestra una correlación inversa muy fuerte con % <63 µm, y a la vez con las fases mineralógicas del grupo de las arcillas. Esto implica de nuevo que

TABLA II
Relación de variables utilizadas en el tratamiento estadístico aplicado a las muestras

Parámetros estadísticos	Minerales de arcilla	Componentes minerales	Componentes de la fracción arena
% Fracción >63 micras % Fracción <63 micras Media de pH Desviación típica Asimetría	% Illita % Esmectita % Illita-esmectita % Clorita-caolinita % Palygorskita	% Cuarzo % Filosilicatos % Calcita % Dolomita % Aragonito % Carbonato total % Feldespato potásico % Plagioclasas % Feldespato total	% Mica % Foraminíferos plantónicos % Foraminíferos bentónicos % Bivalvos % Briozoos

la presencia de finos en el sedimento, que se traduce en un tránsito de colas de material fino (asimetrías positivas) a colas de material grueso (asimetrías negativas). La fuerte correlación inversa que presentan las variables cuarzo, filosilicatos y minerales de la arcilla entre sí, se debe a la presencia en tamaños de grano diferentes de ambos tipos de minerales; mientras que el cuarzo está predominante en la fracción gruesa, los filosilicatos están en la fracción <63 μm .

Componentes principales

El estudio de los componentes principales de la fracción arena junto con las variables mineralógicas y granulométricas más características muestra la existencia de cuatro factores, que en su conjunto explican el 78% de la varianza total (Fig. 24). El primer factor alcanza el 41,91% de la varianza. Se trata de un factor de tamaño de grano y mineralógico. Este factor asocia con valores positivos, la fracción de tamaño de grano más fina y los minerales del limo y la arcilla. Además, discrimina entre los foraminíferos bentónicos y los planctónicos. Por tanto, la asociación define a los materiales finos depositados en medios de baja energía, como son los desarrollados en áreas del prodelta del Guadalquivir. Caracteriza además la fase mineralógica presente en la región septentrional, dominada por la asociación illita+caolinita+clorita, similar a la observada en las formaciones neógenas y cuaternarias en la región de la Bahía de Cádiz (Viguier, 1974).

El segundo factor explica un 14,58% de la varianza total. Se trata también de un factor de tamaño de grano y mineralógico. Está ampliamente influenciado por el contenido en grava y en carbonato, principalmente calcita y aragonito, y por una contribución subordinada de la arena. Desde el punto de vista biogénico discrimina entre bivalvos y briozoos. Representa, por tanto, los materiales depositados en áreas de alta energía como corresponden a zonas litorales con acantilados y zonas someras de plataforma del sector meridional cercanas al Estrecho de Gibraltar, así como a una estrecha franja presente en prácticamente todo el litoral. Los dos factores siguientes, que representan un 11,48% y un 10,72% respectivamente de la varianza total, discriminan entre distintos tipos de filosilicatos y carbonatos. Son factores de carácter mineralógico más que granulométrico.

El estudio de la matriz de correlación y el análisis de componentes principales de la arena muestran que la fracción arena, limo y arcilla, junto con el grupo de los filosilicatos, cuarzo e illita son variables estacionarias al nivel de muestreo.

Tipos de sedimentos

Los resultados obtenidos a partir del análisis estadístico y granulométrico de las muestras estudiadas permite agruparlas en siete clases distintas, en las cuales quedan representadas la práctica totalidad de los sedimentos anali-

zados. Los siete tipos de sedimentos diferenciados incluyen: a) gravas; b) arenas; c) arenas limosas; d) arenas arcillosas; e) arcillas; f) arcillas limosas; g) arcillas arenosas, y h) margas.

Gravas

Representan el 40% de la fracción > 2.000 mm y el 50% de la fracción entre 2.000 y 200 μm (Fig. 24 y 25). Su distribución se realiza en forma de bolsas dentro de las facies más arenosas y están formadas por material bioclástico, con grandes restos de bivalvos principalmente, así como por sedimentos retrabajados procedentes de zonas acantiladas constituidas por el conglomerado ostionero. Es de destacar la presencia de material litificado y cantos rodados, sobre todo de cuarcitas, con incrustaciones de algas encostrantes. En esta facies el contenido en carbonatos alcanza su máximo: > 35%. Presentan una asimetría positiva con valor de 2,21.

Su presencia se limita al área comprendida en la región más meridional de la zona de estudio, en la ensenada del río Barbate y frente al Cabo de Trafalgar. Paralelamente se presentan también facies de gravas en áreas litorales en formas de cordones, así como en zonas del talud superior, también en la zona meridional del área de estudio (ver Mapa Textural de Superficie).

Arenas

Forman parte de toda la región meridional de la plataforma y el talud continental, así como de cinturones en toda la región litoral. El análisis granulométrico muestra en los histogramas de distribución y en las curvas acumulativas que se trata de sedimentos muy bien clasificados, con un 90% comprendido entre 500-2.000 mm (Fig. 24 y 25). Se componen principalmente de terrígenos, en los que destaca un alto contenido en cuarzo, que llega a alcanzar un 60%. Otro componente importante en algunas áreas es la calcita, que está representada por los caparzones de foraminíferos. Estos, en algunas muestras, llegan a representar un porcentaje superior al de los componentes terrígenos.

Se presentan prácticamente en todo el área meridional, tanto en el talud como en el área de plataforma. El régimen local de corrientes genera en esta región meridional, grandes campos de formas de fondo. La escala de estos cuerpos varía desde pequeños ripples y megaripples, hasta grandes ondas de arena. Además se encuentran presentes en la propia Bahía de Cádiz, formando la parte central de un pequeño cuerpo prodeltaico generado por los aportes del río Guadalete (ver Mapa Textural de Superficie).

Arenas limosas

Son sedimentos que presentan un 60% de tamaño de grano > 150 μm , con un rango de variación pequeño, un

TABLA III

Matriz de correlación estadística entre las variables analizadas en los sedimentos de la plataforma continental y el talud superior

	Mica	Filosilicatos	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Aragonito	Carbonato total	Feldespato potásico	Plagioclasa	Feldespato total	Ilita	Ilita-esmectita	Esmectita	Clorita + caolinita	Palygorskita	Foraminíferos planctónicos	Foraminíferos bentónicos	Bivalvos	Briozoos	% >63 micras	% <63 micras	Media en pH	Desviación típica	Asimetría
Mica	1																							
Filosilicatos	-0,49	1,00																						
Cuarzo	0,58	-0,97	1,00																					
Calcita	0,11	-0,35	0,13	1,00																				
Dolomita	0,26	0,13	-0,01	-0,56	1,00																			
Aragonito	-0,15	-0,64	0,48	0,58	-0,68	1,00																		
Carbonato total	0,07	-0,67	0,47	0,83	-0,43	0,85	1,00																	
Feldespato potásico	0,24	-0,71	0,82	-0,26	0,04	0,25	0,05	1,00																
Plagioclasa	0,71	0,06	0,07	-0,24	0,73	-0,76	-0,42	-0,01	1,00															
Feldespato total	0,48	-0,64	0,79	-0,33	0,30	-0,04	-0,10	0,93	0,35	1,00														
Ilita	-0,46	0,99	-0,93	-0,45	0,18	-0,66	-0,74	-0,65	0,08	-0,58	1,00													
Ilita-esmectita	-0,71	0,91	-0,95	-0,15	-0,08	-0,32	-0,40	-0,72	-0,27	-0,77	0,85	1,00												
Esmectita	-0,51	0,91	-0,96	0,01	-0,05	-0,48	-0,41	-0,78	-0,02	-0,74	0,84	0,92	1,00											
Clorita + caolinita	-0,44	0,91	-0,92	-0,24	0,26	-0,59	-0,51	-0,74	0,12	-0,66	0,85	0,91	0,91	1,00										
Palygorskita	-0,09	0,67	-0,62	-0,04	-0,19	-0,57	-0,58	-0,39	0,23	-0,28	0,65	0,48	0,70	0,46	1,00									
Foraminíferos planctónicos	0,66	-0,12	0,22	0,09	0,10	-0,43	-0,24	0,18	0,69	0,41	-0,09	-0,44	-0,10	-0,28	0,54	1,00								
Foraminíferos bentónicos	0,74	-0,31	0,40	0,13	0,13	-0,31	-0,11	0,31	0,68	0,53	-0,27	-0,62	-0,30	-0,45	0,36	0,98	1,00							
Bivalvos	-0,14	-0,37	0,14	0,82	-0,68	0,86	0,89	-0,23	-0,64	-0,45	-0,44	-0,05	-0,11	-0,25	-0,36	-0,40	-0,34	1,00						
Briozoos	-0,07	-0,63	0,47	0,59	-0,68	0,99	0,85	0,18	-0,72	-0,09	-0,65	-0,34	-0,49	-0,59	-0,57	-0,41	-0,29	0,89	1,00					
% >63 micras	0,42	-0,99	0,94	0,41	-0,19	0,70	0,73	0,67	-0,14	0,57	-0,98	-0,88	-0,89	-0,92	-0,67	0,08	0,28	0,44	0,69	1,00				
% <63 micras	-0,42	0,99	-0,94	-0,41	0,19	-0,70	-0,73	-0,67	0,14	-0,57	0,98	0,88	0,89	0,92	0,67	-0,08	-0,28	-0,44	-0,69	-1,00	1,00			
Media en pH	-0,20	-0,69	0,56	0,51	-0,66	0,95	0,77	0,46	-0,74	0,16	-0,72	-0,39	-0,52	-0,67	-0,52	-0,33	-0,21	0,72	0,90	0,75	-0,75	1,00		
Desviación típica	-0,55	0,49	-0,42	-0,25	-0,52	-0,09	-0,48	0,02	-0,43	-0,13	0,48	0,50	0,45	0,24	0,65	0,00	-0,14	-0,19	-0,15	-0,47	0,47	0,03	1,00	
Asimetría	0,33	-0,94	0,92	0,29	-0,28	0,64	0,56	0,82	-0,19	0,70	-0,91	-0,86	-0,86	-0,96	-0,49	0,20	0,37	0,28	0,60	0,94	-0,94	0,76	-0,19	1,00

TABLA IV

Valores medios de cada una de las variables estadísticas estudiadas para cada uno de los tipos de sedimentos identificados

	Micas	Foraminíferos planctónicos	Foraminíferos bentónicos	Bivalvos	Briozoos	Filosilicatos	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Aragonito	Carbonatos	Feldespato potásico	Plagioclasas	Feldespatos	Ílita	Ílita-S	Esmectita	Clorita + Caolinita	Palygorskita	% >63 micras	% <63 micras	Media	Desviación típica	Asimetría
Grava	0,88	1,00	2,63	4,38	3,88	19,55	31,61	29,86	1,24	13,04	44,14	2,45	2,26	4,71	6,69	4,93	5,13	2,25	0,00	96,94	3,06	686,66	247,60	2,21
Arena	3,00	9,00	10,00	0,25	1,00	16,56	42,44	19,43	6,92	4,31	30,66	6,87	3,47	10,34	7,76	3,04	3,44	1,41	0,00	91,93	8,07	375,66	299,25	2,92
Arena limosa	6,80	26,20	23,20	1,00	0,00	27,27	31,42	27,14	6,69	0,00	33,83	2,82	4,66	7,48	12,01	3,44	5,71	3,05	3,08	68,87	31,13	52,12	190,00	1,48
Arena arcillosa	7,33	9,33	9,67	1,50	1,33	26,96	33,80	22,08	7,53	3,15	32,75	2,38	4,10	6,49	14,04	3,72	4,23	3,37	0,00	66,94	33,06	42,80	107,96	0,65
Arcilla	0,00	11,00	8,00	0,50	0,00	57,99	12,20	20,45	4,67	0,00	25,12	1,45	3,24	4,68	31,69	7,45	7,45	5,78	4,00	0,37	99,63	1,39	446,88	-0,66
Arcilla limosa	1,63	5,00	2,50	1,25	0,00	51,85	14,43	23,13	5,50	0,21	28,84	1,27	3,60	4,88	24,44	8,15	8,15	8,15	2,80	3,24	96,76	1,89	649,16	-1,13
Arcilla arenosa	0,50	1,00	2,00	1,00	0,00	42,96	19,02	22,12	10,35	0,35	32,83	1,38	3,82	5,20	21,48	6,56	6,56	6,56	0,00	33,73	66,27	6,67	116,37	-0,55

20% entre 150 y 30 μm con un rango de distribución variable, y el resto es en general superior a 4 μm (Fig. 24 y 25). Presentan, pues, una pobre clasificación. Posiblemente se trate de arenas relictas (palimpsests) con cierto aporte de material fino procedente del río Guadalquivir a través de la plataforma. La disminución del porcentaje en terrígenos (43,80%) es consecuencia directa de un aumento en contenido de origen biogénico (56,60%). En esta clase se presentan los mayores contenidos de foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos (foraminíferos planctónicos un 26,20% y bentónicos un 23,20%). Como consecuencia de este alto contenido en foraminíferos, el contenido en calcita es también bastante elevado en relación con todas las otras clases descritas.

Su área de distribución se localiza en la plataforma externa y en el talud superior, en forma de una franja alargada paralela a la ruptura de la plataforma. De igual forma se presenta en las proximidades del litoral, en la parte más septentrional y en la bahía de Cádiz, formando parte del lóbulo del río Guadalete (ver Mapa Textural de Superficie).

Arenas arcillosas

Estas arenas presentan una distribución con un carácter marcadamente bimodal, con un contenido del 10% de material con un tamaño superior a las 250 μm , un 60% comprendido entre 250-60 μm y el resto es inferior a las 8 μm (Fig. 24 y 25). Presentan, también, un alto contenido en calcita, aunque el porcentaje en foraminíferos disminuye considerablemente respecto a la clase anterior. La asimetría que presentan es prácticamente nula (0,65).

Se localizan alrededor de las arcillas limosas, que pertenecen al gran cuerpo prodeltaico del río Guadalquivir, alcanzando su máxima representación en la plataforma externa, frente a Cádiz. En esta zona forman parte de un cuerpo alargado paralelo a la costa, que corresponde a un prisma litoral, desarrollado en un momento de estabilidad eustática durante el período transgresivo del Holoceno. También se encuentran en pequeñas áreas aisladas en el talud continental, en zonas protegidas de las corrientes por los diapiros (ver Mapa Textural de Superficie).

Arcillas

Corresponden a muestras muy bien clasificadas, con tamaños de grano comprendidos entre 8 y 1 μm . El rango de variación que presenta es escaso (Fig. 24 y 25). También presentan una asimetría casi nula (-0,66), esto se debe a la buena clasificación que presentan estas muestras estando toda la fracción comprendida en un estrecho intervalo de valores, sin que aparezcan colas de fracciones más groseras. El porcentaje en componentes terrígenos es muy superior al de biógenos, ya que provienen del material en suspensión que transporta el río Guadalquivir y que se deposita al disminuir la energía. La matriz de correlación muestra una buena correlación en-

tre las arcillas y los filosilicatos ($r = 0,88$), la illita ($r = 0,86$) y el conjunto clorita+caolinita ($r = 0,72$). Se presentan en áreas aisladas frente a la bahía de Cádiz formando parte del cuerpo prodeltaico del Guadalquivir (ver Mapa Textural de Superficie).

Arcillas limosas

Desde el punto de vista textural, estos sedimentos consisten en fangos con un contenido en arena < 10%. La pendiente de la curva granulométrica es similar a la de los sedimentos anteriores si bien muestran un mayor rango de variación (Fig. 24 y 25). Presentan uno de los mayores contenidos en filosilicatos (60%) de las muestras estudiadas. El mineral más representado en estos sedimentos es la illita, 14% de contenido medio, aumentado este contenido hasta el 43%, así como su grado de cristalinidad, en la parte central del lóbulo prodeltaico del sector septentrional del área de estudio. Presentan el valor de asimetría negativo más alto de todas las muestras, que indica la presencia de una cola de material grosero mal clasificado, correspondiente a una fracción limo arenosa.

Ocupan prácticamente la totalidad de la plataforma del sector septentrional, generando el gran cuerpo prodeltaico del río Guadalquivir. Llegan a alcanzar un espesor de hasta 25 m y se encuentran hasta una profundidad de 120 m, progradando paralelamente a la línea de costa, como consecuencia de la acción de la corriente superficial atlántica que discurre con dirección NO-SE sobre el área de plataforma (ver Mapa Textural de superficie).

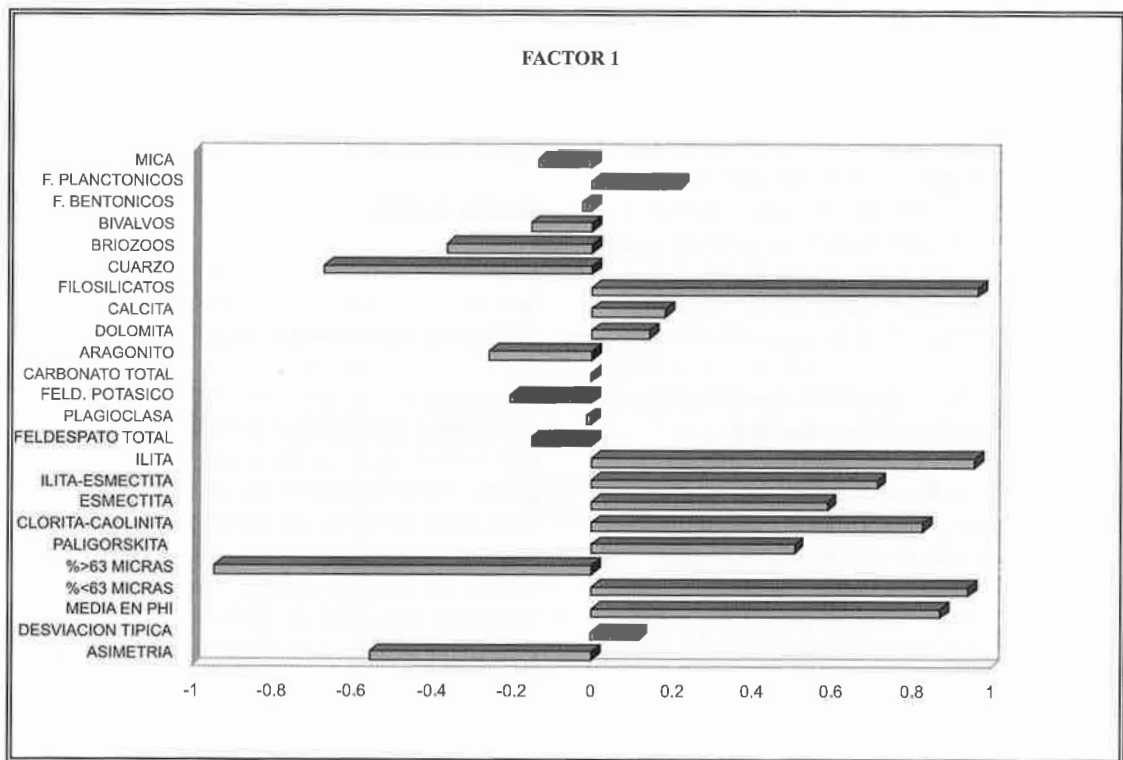
Arcillas arenosas

Texturalmente se trata de materiales arcillosos con un alto contenido en arena (hasta 40%). Su distribución es claramente bimodal representando una transición entre sedimentos finos y medios. Tienen un 40% > 60 μm y el resto < 8 μm (Fig. 24 y 25). Casi la totalidad de las muestras están constituidas por componentes de origen terrígeno (93,5%). Presentan por lo general un alto contenido en carbonato (32,8%), que junto con el gran porcentaje de filosilicatos (42,9%) e illita (21,48%) representa casi la totalidad de los minerales.

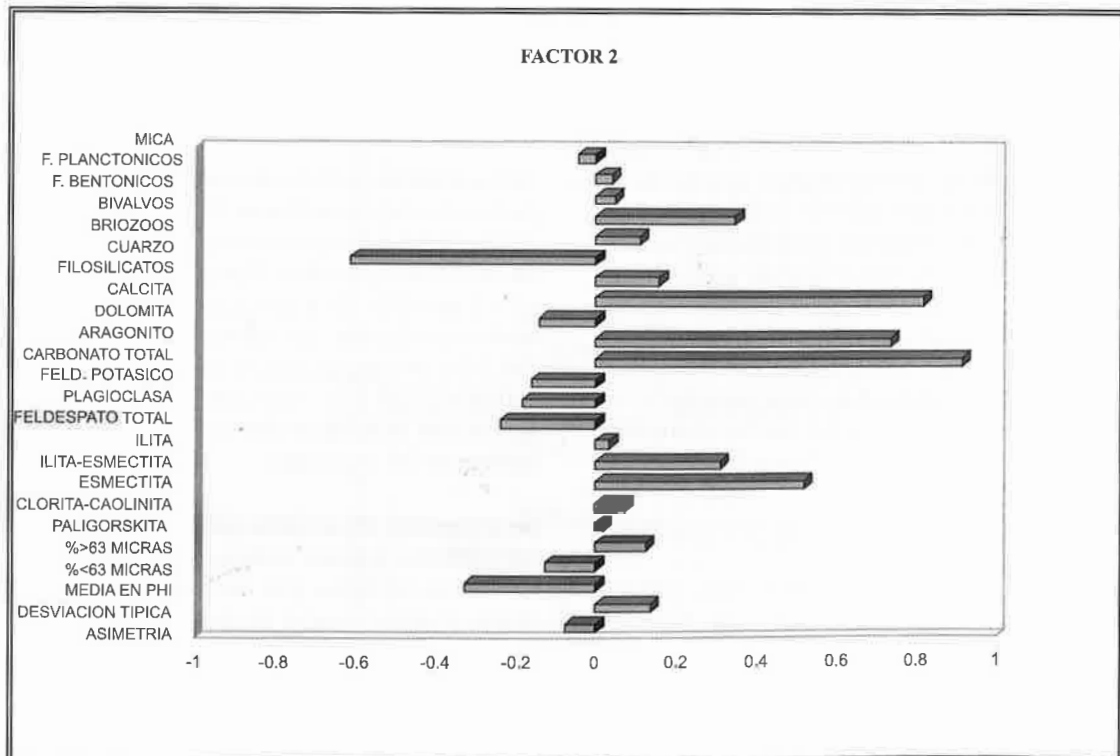
Se presentan en un área comprendida entre los materiales arcillosos limosos anteriores, que forman el prodelta y las arenas arcillosas que corresponden a un cuerpo litoral relictos. Podría tratarse de material palimpsest, caracterizado por la mezcla de material fino que proviene de las áreas más distales del prodelta y facies relictas de las arenas transgresivas desarrolladas durante la transgresión del Holoceno (ver Mapa Textural de superficie).

Margas

Se trata de materiales margosos verdi-azulados, algo litificados. Forman parte de los afloramientos diapíricos que se localizan en todo el área sobre el talud. Este material margo-

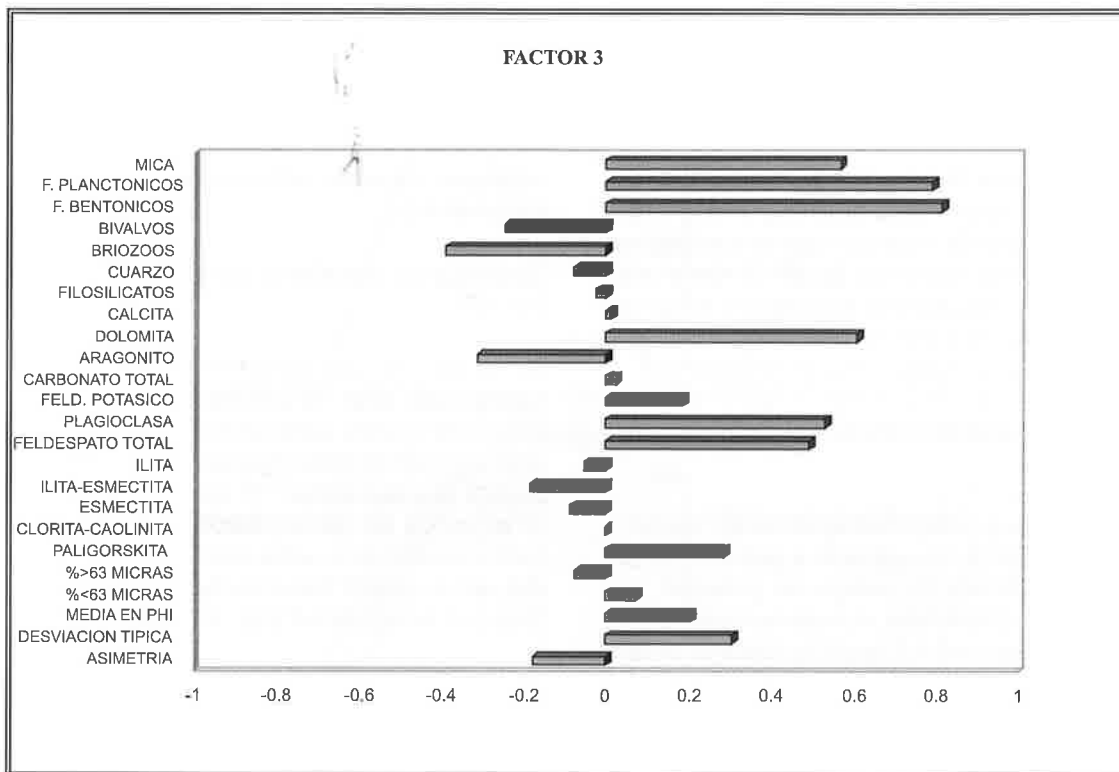


Análisis Factorial utilizando todas las variables. Contribución de cada una de las variables en el Factor 1.

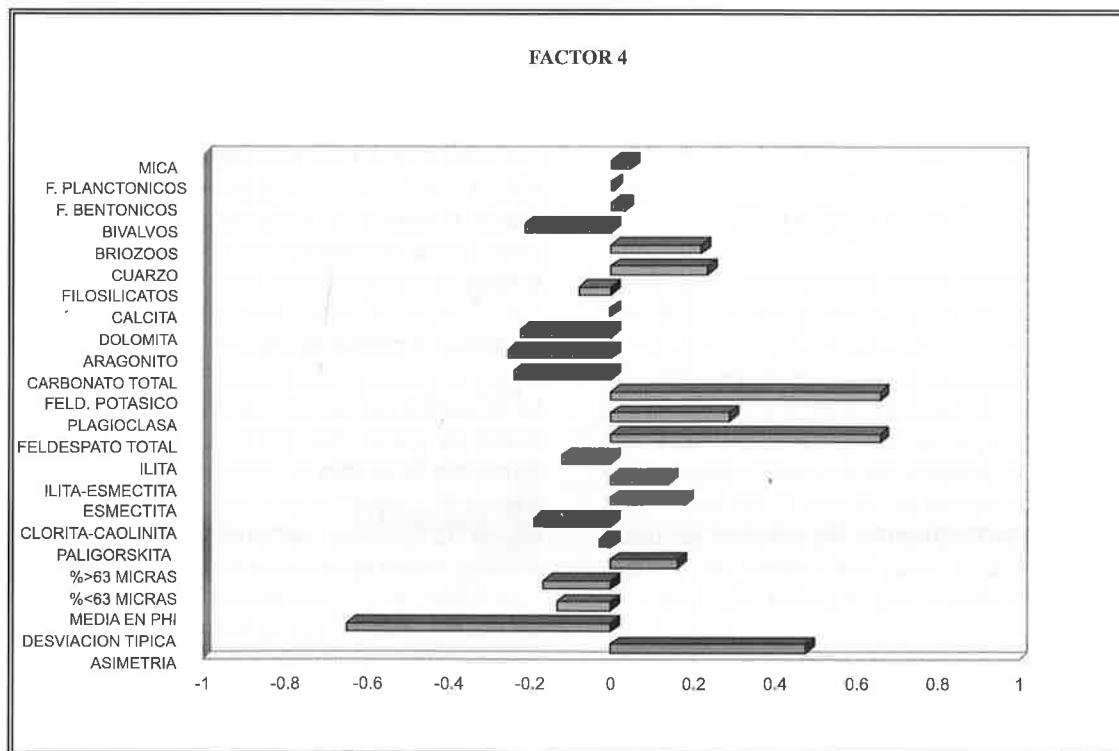


Análisis Factorial utilizando todas las variables. Contribución de cada una de las variables en el Factor 2.

FIG. 23A.-Histogramas de los valores que toman las variables sedimentológicas en los factores obtenidos a partir de los distintos análisis de componentes principales realizados.



Análisis Factorial utilizando todas las variables. Contribución de cada una de las variables en el Factor 3.



Análisis Factorial utilizando todas las variables. Contribución de cada una de las variables en el Factor 4.

FIG. 23B.-Histogramas de los valores que toman las variables sedimentológicas en los factores obtenidos a partir de los distintos análisis de componentes principales realizados.

so constituye además el área fuente de material fino para los depósitos de talud, conforme se erosionan por acción de la corriente mediterránea profunda (Nelson et al., 1993) (Fig. 24 y 25).

Finalmente, es de destacar la presencia de material que texturalmente consiste en una mezcla de arena, limo y arcilla. Es, por tanto, un material de transición que se presenta rodeando a facies más finas, como son las del cuerpo prodeltaico, así como a facies más groseras del pequeño lóbulo del río Guadalete. Además, está bien representado en el talud del sector septentrional (ver Mapa Textural de Superficie).

5.2.4.4. Secuencias estratigráficas del Cuaternario superior

El estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos del Cuaternario superior se ha realizado a partir de los datos obtenidos del análisis de los testigos de gravedad, testigos de roca y dragas de cuchara, complementados con la información que proporciona los registros sísmicos de alta resolución (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz) (Fig. 26). El análisis sedimentológico y granulométrico de los testigos ha permitido definir una serie de secuencias estratigráficas, a partir de las cuales se ha establecido la evolución de la plataforma continental durante este período.

Se han diferenciado un total de 5 secuencias:

- 1) Secuencia de prodelta.
- 2) Secuencia de plataforma continental.
- 3) Secuencia de delta marginal.
- 4) Secuencia de borde de plataforma.
- 5) Secuencia de talud superior.

Secuencia de prodelta (secuencia 1 en Fig. 27)

Se trata de una secuencia típica granodecreciente, originada por la progradación del prodelta del río Guadalquivir sobre los sedimento relictos de la plataforma. En la base aparece un paquete de carácter arenoso, formado por un conjunto granodecreciente, que comienza con una arena media y pasa progresivamente a arenas finas y arenas limosas en la parte superior de la unidad. Esta unidad basal tiene un espesor medio de 50 cm. Es de destacar la presencia de pequeños fragmentos de conchas de bivalvos de tamaño milimétrico, muy fracturadas. No existen apenas acumulaciones de materia orgánica (Fig. 27).

El paquete superior consiste en una unidad potente de lodos y material muy fino que corresponde a los depósitos prodeltaicos en sentido estricto. Alcanza varios metros de espesor, habiéndose recuperado testigos de gravedad de hasta 3 m constituidos por lodos uniformes en su totalidad, aunque los perfiles de sísmica muestran espesores que superan los 20 m. Los lodos se encuentran altamente bioturbados y las acumulaciones de materia orgánica en algunos puntos llegan a ser muy importantes, apareciendo como grandes zonas negras con acumulaciones de

monosulfuros y gas intersticial. El contenido faunístico en estos lodos es muy escaso, con un contenido medio del 10%, aunque en algunas muestras es prácticamente inexistente. En las zonas donde estos lodos se encuentran más compactados o con menor cantidad de agua intersticial, aparecen vacuolas rellenas de gas, algunas de tamaño centimétrico.

Secuencia de plataforma continental (secuencia 2 en Fig. 27)

No existe una sola secuencia de plataforma continental tipo en esta área. Se encuentra, sin embargo, una alternancia de niveles compuestos por arenas medias, arenas gruesas, microgravas y gravas, en las que se pueden diferenciar dos secuencias: 1) secuencia del sector central, y 2) secuencia del sector meridional. Ambas presentan similares características sedimentológicas, si bien, la secuencia del sector central tiene un tamaño de grano medio más fino que la meridional (Fig. 27).

La secuencia del sector central, muestra rasgos típicos de una serie de transición entre un área dominada por un cuerpo prodeltaico y un área fuera de la influencia del mismo. La secuencia tipo está representada por un delgado nivel de lodo o lodo arenoso a techo, como consecuencia de la influencia del material del prodelta, que aumenta de tamaño de grano hacia abajo, hasta llegar a arenas medias. El espesor de toda la secuencia rara vez supera el metro. En áreas cercanas al litoral, es frecuente la existencia de niveles con un mayor contenido en bioclastos, aunque por regla general no suelen superar el 10-12%, apareciendo como bolsadas embebidos en una matriz arenosa mucho más fina, o bien asociados con arenas muy gruesas. El mayor contenido, corresponde a la fracción terrígena, donde el cuarzo se presenta como el componente mayoritario. Se ha recuperado un testigo frente al canal de Sancti Petri, que a muro está formado por margas de color verde y marrón. Son margas muy compactadas, que engloban a cantos margosos muy endurecidos.

La secuencia del sector meridional se caracteriza por un tamaño de grano más grosero. Está constituida por una alternancia de arenas gruesas, microgravas y gravas. El sedimento de mayor tamaño de grano lo componen grandes restos de conchas, generalmente bivalvos fracturados o enteros. Hacia el litoral es frecuente la presencia de clastos cuarcíticos, muy redondeados y esféricos, formando parte de estas gravas o microgravas. La fracción arena es fundamentalmente de carácter detrítico, siendo el cuarzo el mineral mayoritario en esta fracción. En ocasiones el alto contenido en cuarzo es superado por la fracción biógena y la arena presenta, entonces, un alto contenido en foraminíferos. Se encuentran también fragmentos de rocas colonizadas por algas encostrantes.

Ambas subsecuencias son fácilmente reconocibles en los registros sísmicos de alta resolución, por una alta reflectividad, que aumenta paralelamente con el tamaño de gra-

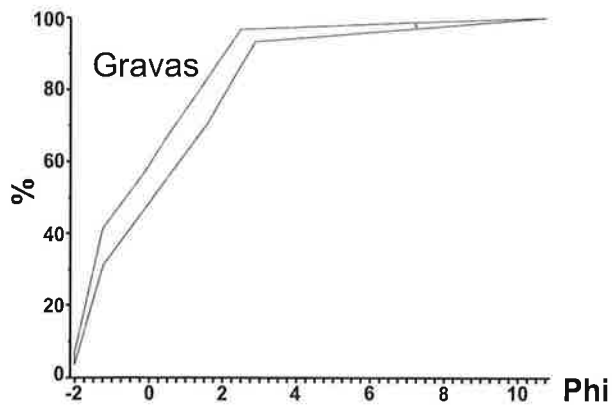
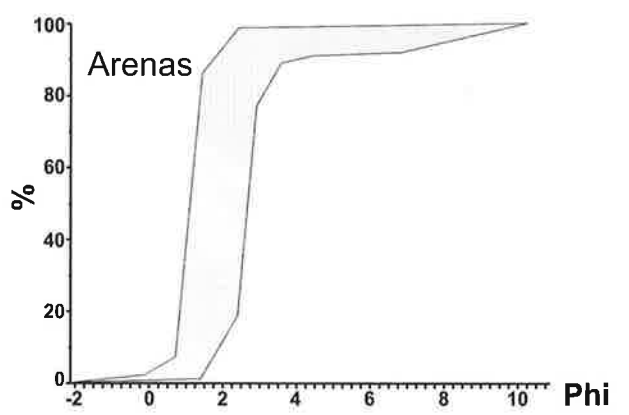
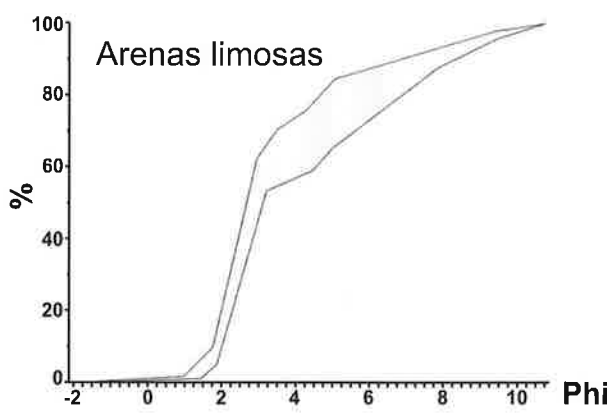
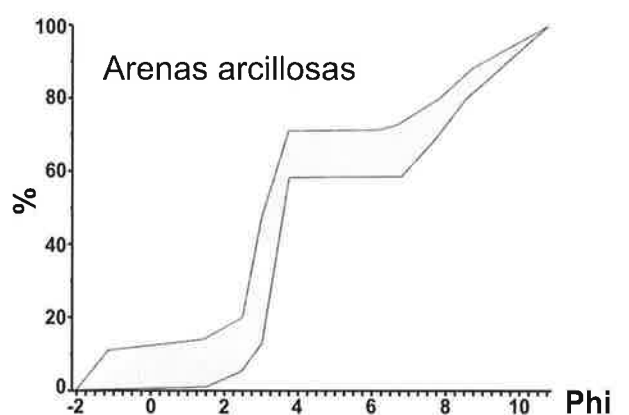
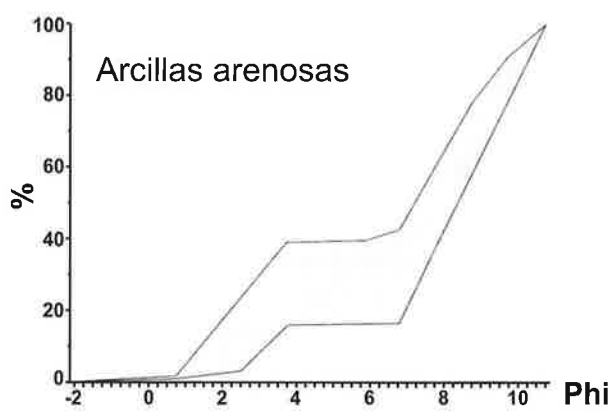
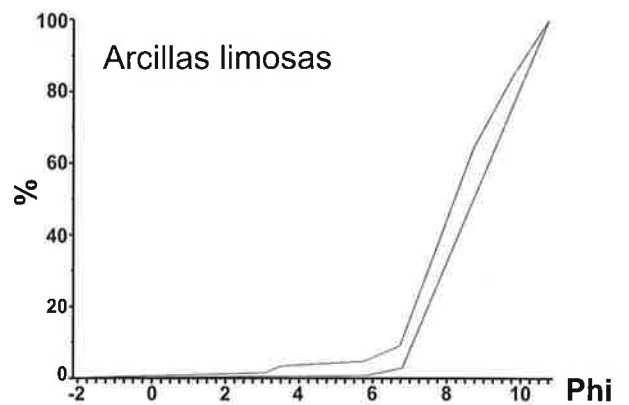
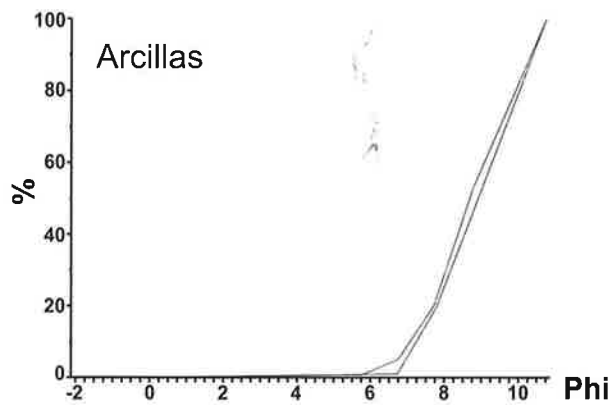


FIG. 24.—Curvas acumulativas representativas de cada uno de los tipos de sedimentos diferenciados en la zona de estudio: arcillas, arcillas limosas, arcillas arenosas, arenas arcillosas, arenas limosas, arenas y gravas.

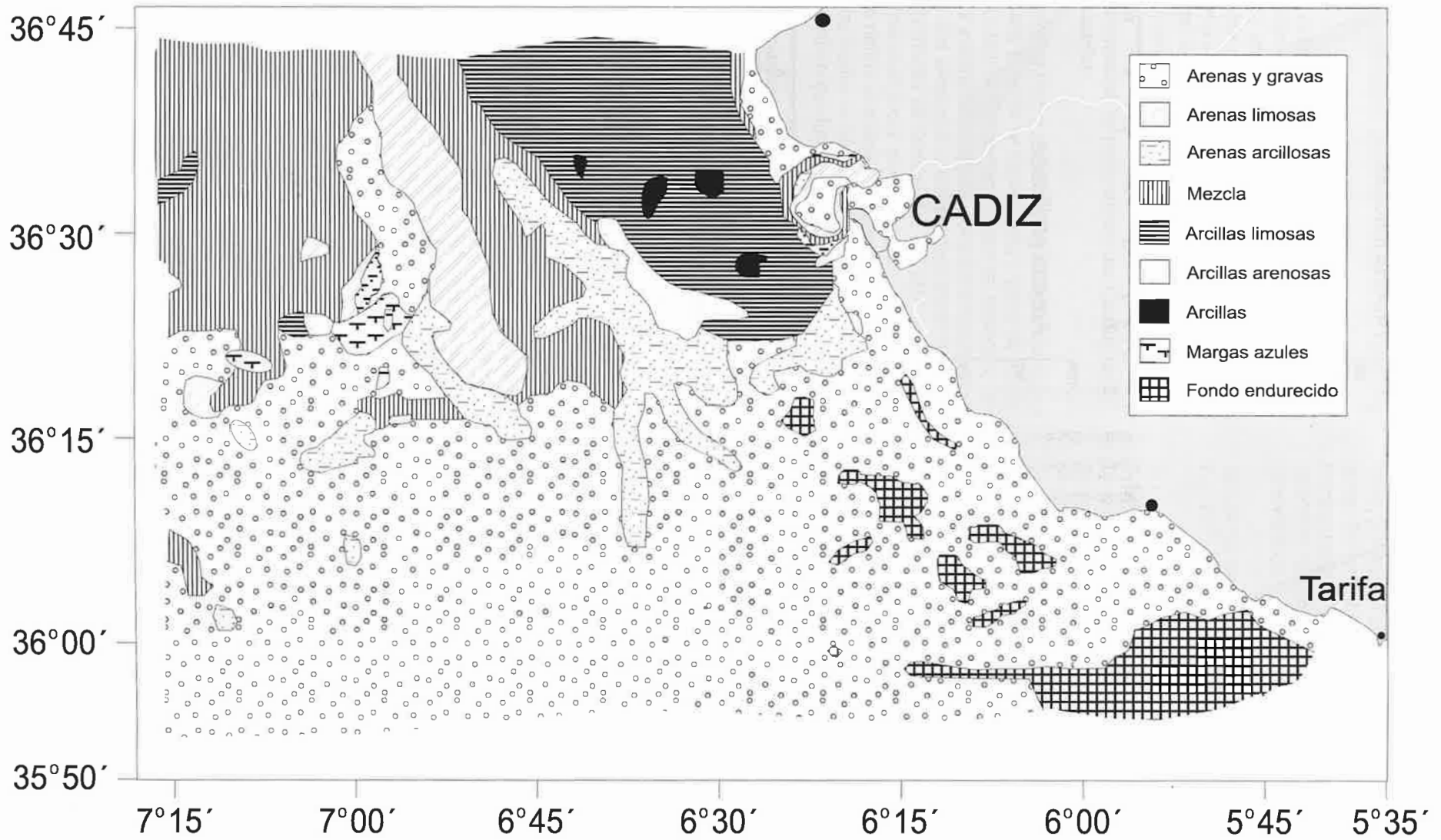
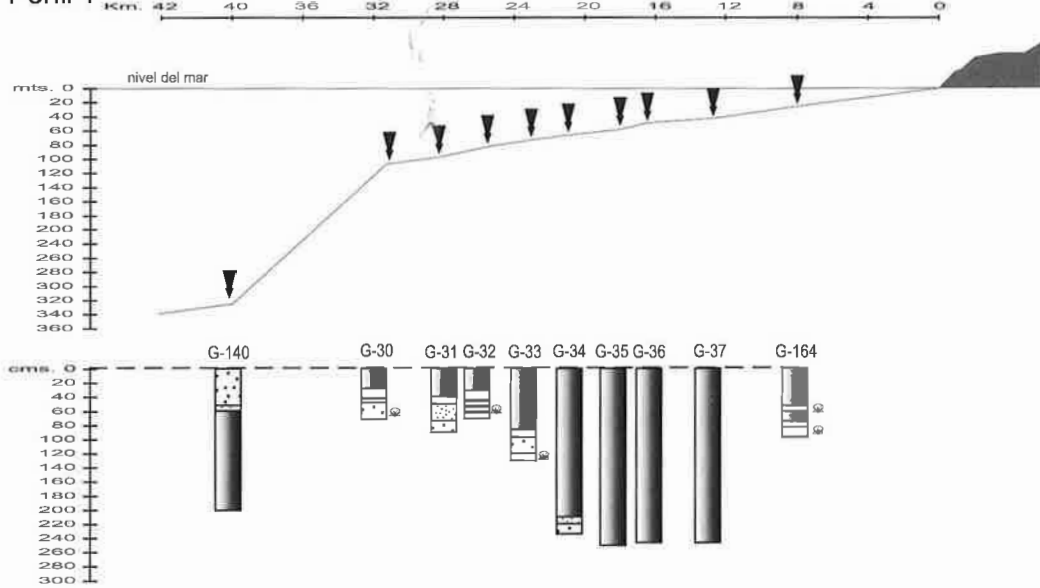
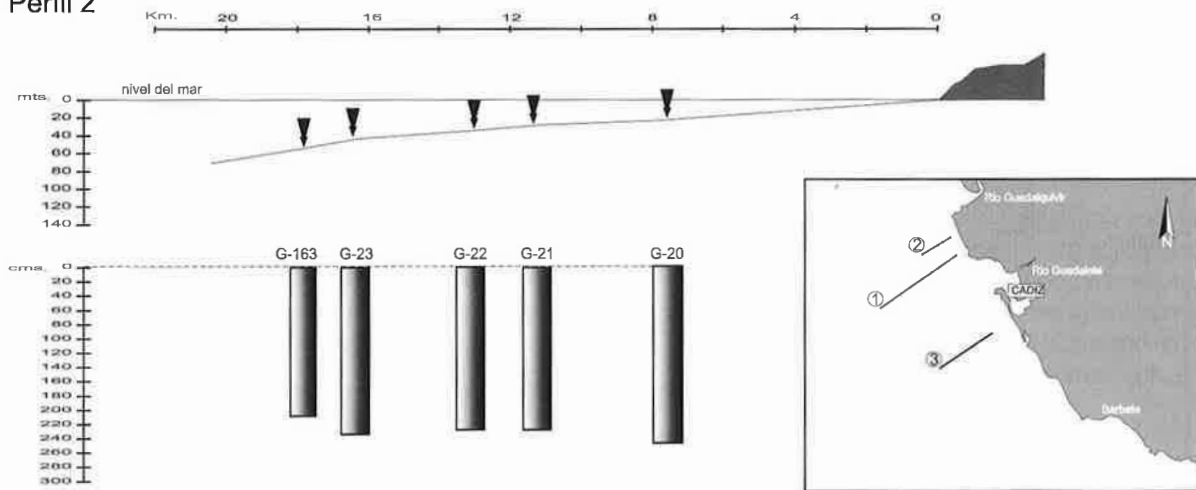


FIG. 25.-Distribución superficial de los diferentes tipos de sedimentos en el área.

Perfil 1



Perfil 2



Perfil 3

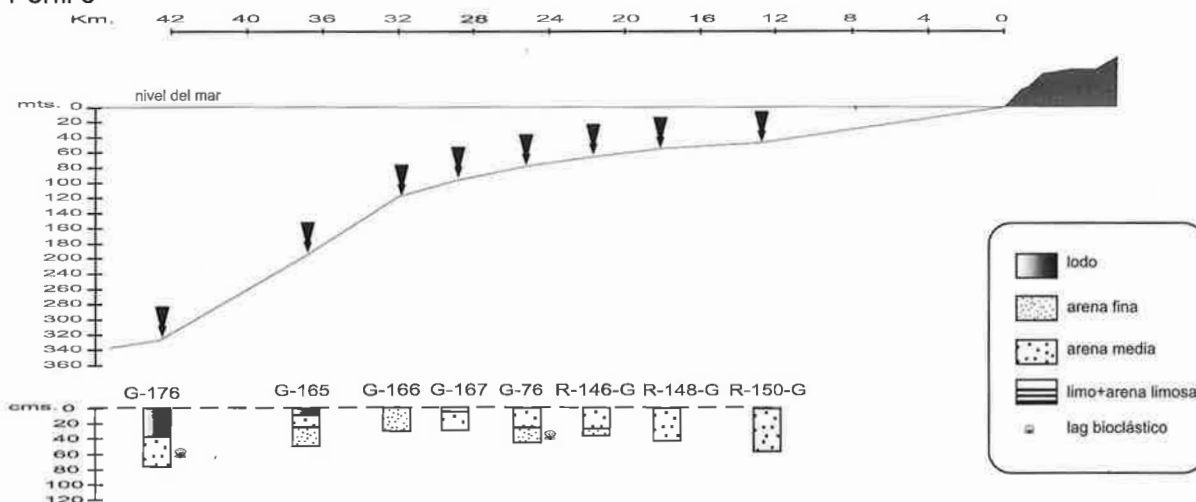


FIG. 26.—Perfiles litológicos perpendiculares realizados a partir de la información proporcionada por los testigos obtenidos en la plataforma continental, donde se muestran los cambios de facies sedimentológicas.

no. El desarrollo de esta secuencia tuvo lugar en el curso de la última transgresión, apareciendo actualmente como facies relictas.

Secuencia de delta marginal (secuencia 3 en Fig. 27)

Se localiza a lo largo de una estrecha franja paralela al borde de la plataforma en la región de la plataforma externa. La secuencia se caracteriza por presentar a techo un nivel de material arenoso fino, generalmente formado por arenas limosas o arenas finas (Fig. 27). Este nivel no suele alcanzar más de medio metro. Por debajo del mismo se presenta un potente paquete de lodos, de más de un metro de espesor de media. En ocasiones estos lodos alternan con sedimentos arenosos finos. Presenta un porcentaje en componente biógeno de la fracción arena superior a las otras secuencias adyacentes, con un contenido medio de 35% y un máximo del 98%. Se produce como consecuencia del desarrollo de un delta marginal progradante en el borde de la plataforma, tras un primer pulso de ascenso eustático. El material que progradaba, posteriormente fue sellado con material más grueso procedente de las zonas internas de la plataforma.

Secuencia de borde de plataforma (secuencia 4 en Fig. 27)

Está formada por una sucesión de tres paquetes litológicos. A techo aparece arena limosa o arena muy fina, con gran bioturbación en toda su extensión, presentando un aspecto muy moteado, pero sin acumulaciones importantes de materia orgánica. Debajo existe un paquete más potente de lodos homogéneos de color grisáceo poco

bioturbados. A muro, de nuevo, encontramos un nivel arenoso fino limoso con las mismas características sedimentológicas del nivel de techo (Fig. 27).

Secuencia de talud superior (secuencia 5 en Fig. 27)

Las secuencias de talud han sido definidas en el talud superior del sector septentrional y central, ya que en el sector meridional existe un fondo endurecido donde las muestras recuperadas han sido escasas o de pequeño tamaño. El análisis de las muestras se complementa con los resultados obtenidos con los perfiles de sísmica monocanal y sonar de barrido lateral, que permiten el reconocimiento de estructuras y morfologías de los cuerpos que muestran las secuencias identificadas en las muestras.

El talud se caracteriza por secuencias, en general, grano-crecientes con un delgado nivel de carácter arenoso medio a techo que gradualmente pasa a muro a lodos grises homogéneos muy bioturbados, lo que les confiere un aspecto muy moteado en toda su extensión (Fig. 27). El espesor de estos lodos supera generalmente 1,5 m. Las acumulaciones de materia orgánica son frecuentes en los lodos, sobretodo en los centímetros finales de la secuencia. Esta secuencia se genera por el depósito de material que proviene de la plataforma y es redistribuido por la corriente mediterránea profunda hacia el NO. Debido a la existencia de crestas diapíricas, en aquellas áreas que quedan al abrigo de la corriente profunda, es donde se produce el depósito del sedimento. Hacia el norte estas secuencias forman grandes cuerpos contouríticos, que llegan a alcanzar varios metros de espesor (Nelson et al., 1993).

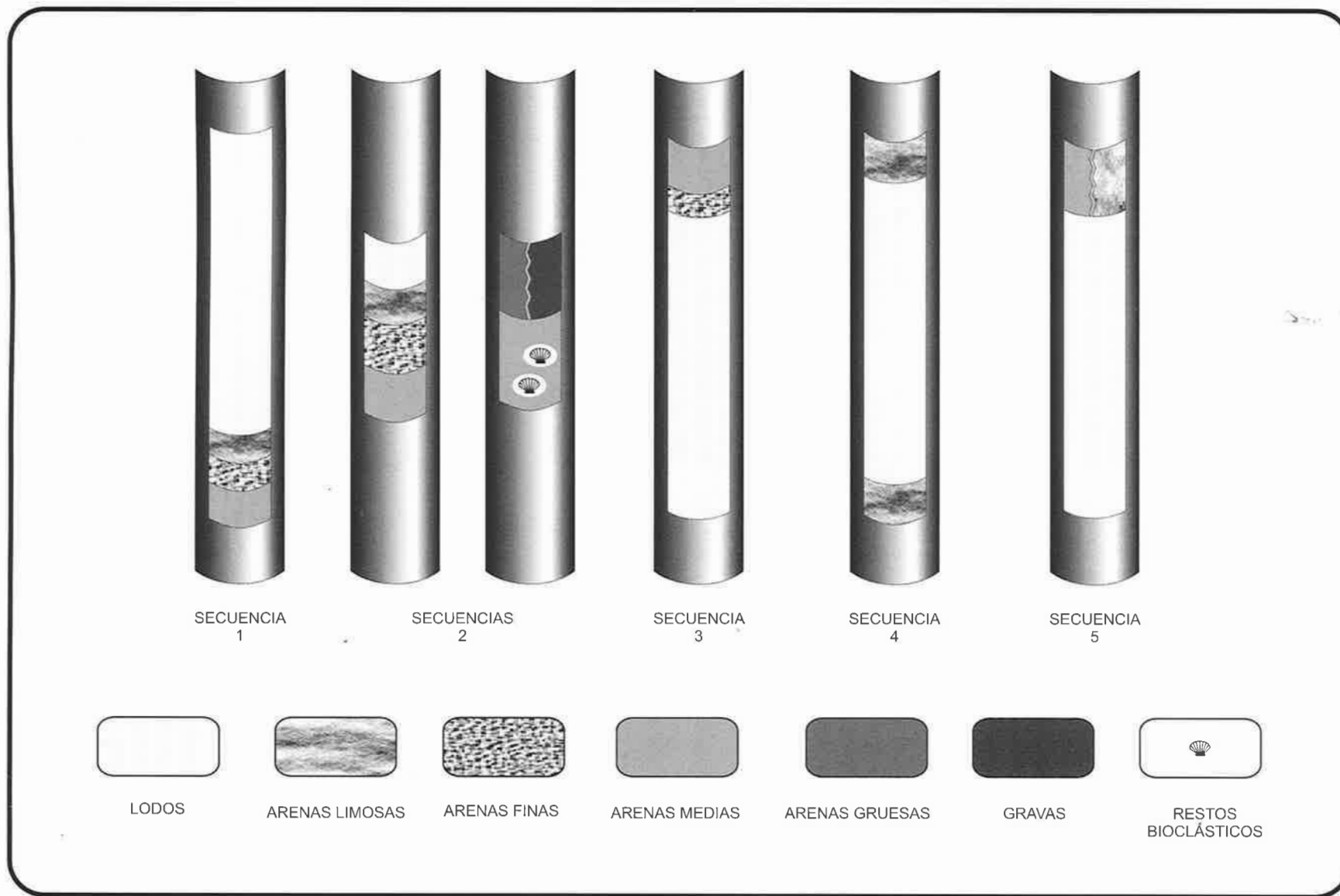


FIG. 27.-Secuencias tipo de la plataforma continental y el talud superior. Se muestran las características texturales de las distintas secuencias tipo descritas.

6. TECTÓNICA

6.1. ÁMBITO TERRESTRE

6.1.1. TECTÓNICA ALPINA

En el área estudiada se diferencian materiales que pertenecen a los dominios de las Zonas Externas béticas, en concreto al Subbético Medio, y al Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar, que junto con los materiales adyacentes del Dominio de Alborán, constituyen el extremo noroccidental del orógeno alpino mediterráneo. Los dos primeros dominios se relacionan con el Dominio de Alborán mediante el Cabalgamiento de Gibraltar, que se produjo en el Mioceno inferior-medio, y que superpone éste último sobre los anteriores (Balanyá y García Dueñas, 1988).

Describiremos a continuación las características estructurales de las distintas unidades que se diferencian en este sector:

6.1.1.1. Subbético medio

De modo general, la configuración estructural indica un acortamiento local o regional primero N-S entre el Oligoceno medio-Mioceno superior, y posteriormente E-O, entre el Mioceno superior a la actualidad (Dewey *et al.*, 1989), con formación de pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-OSO a E-O con vergencia al norte, generados por encima de una superficie basal de despegue constituida por los depósitos triásicos. Se ha calculado que el acortamiento de la cobertera durante la colisión ha sido del orden del 60-70% (García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1988). Aunque el zócalo no aflora en ningún punto, los datos de sismica indican que corresponde a la prolongación hacia el sur del Macizo Hercínico, que se sitúa a una profundidad media de 3-4 km, hundiéndose progresivamente hacia el sur.

Durante las distintas fases de acortamiento los depósitos triásicos han experimentado importantes movimientos halocinéticos y extensionales, inducidos por el acortamiento y la sobrecarga resultante de las imbricaciones de series suprayacentes (ITGE, 1990a; Moreno *et al.*, 1988). Son numerosas las formaciones que aparecen cubiertas e intruidas por las arcillas y yesos, como es el caso de los depósitos cretácicos que en este sector reposan de forma alóctona sobre las formaciones triásicas y que a su vez son retrocabalgados por éstas. El funcionamiento diapírico daría lugar al desmembramiento de su cobertera mesozoica. Fragmentos de esta cobertera junto con los materiales triásicos deslizaron gravitacionalmente de forma caótica hacia el Valle del Guadalquivir durante el Tortoniense, asociado al movimiento de traslación hacia el oeste de las Zonas Internas, (Perconing, 1962, Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Suárez-Alba *et al.*, 1989), o bien, fueron emplazados lateralmente por expulsión de los materiales triásicos, formando parte del *Complejo Olistostrómico* que constituyó la cuña frontal miocena que invadió buena parte de esta depresión (Fernández *et al.*, 1998; Berástegui *et al.*, 1998).

6.1.1.2. Unidades del Campo de Gibraltar

Estas unidades tectónicas, definidas por diversos autores (Didon, 1967 y 1969; Chauve, 1968; Peyre, 1974; Bourgois, 1978; ITGE, 1990a), se encuentran apiladas sobre la plataforma subbética. Debido a las características reológicas de estos depósitos y de su origen paleogeográfico más interno con respecto al Dominio Subbético, éstos han sufrido una intensa deformación que les confiere un aspecto caótico. Se observan en la actualidad desolidarizadas entre sí y se les supone una importante aloctonía (ITGE, 1994), ya que corresponden a los depósitos de un surco profundo, con substrato de corteza oceánica (o continental adelgazada) situado entre el margen ibérico y el Dominio de Alborán.

Las unidades tectónicas definidas están constituidas por láminas que se presentan imbricadas internamente en dirección N-S con vergencias confrontadas. La dirección del transporte tectónico durante la imbricación ha sido hacia el oeste, generándose simultáneamente fallas de desgarre de dirección E-O. La imbricación progresó hacia el antepaís en un proceso de *piggy-back*, ya que las escamas más occidentales y estructuralmente más bajas en la serie pliegan a las más orientales y estructuralmente más altas, que sufren un desplazamiento pasivo sobre las anteriores.

6.1.2. TECTÓNICA POSTALPINA

Los estudios realizados por Benkheilil (1976) ponen de manifiesto la existencia de dos fases de deformación para la cobertera mio-pliocena: una fase distensiva, de edad Mioceno-Plioceno y de dirección E-O; y una etapa compresiva de edad finipliocena, con dirección NNO-SSE.

Tras la etapa deformacional post-Serravalliense se produce un periodo distensivo. Las fracturas preexistentes de dirección E-O, NE-SO, NNE-SSO y NO-SE, que habían actuado como importantes desgarres, comienzan a actuar como fallas normales. Esto dio lugar a la generación de surcos, fosas y semifosas fuertemente subsidentes próximas a zonas elevadas. Durante el Tortoniense superior aumentó considerablemente la subsidencia favoreciendo los deslizamientos olistostrómicos en la Cuenca del Guadalquivir. En esta misma etapa también se generan estructuras compresivas (Ott D'Estevou, 1980) con pliegues, fallas inversas y desgarres localmente importantes.

La etapa compresiva se desarrolla durante el Plioceno superior-Pleistoceno. En ella se generan pliegues de gran radio y se produce la reactivación de las fracturas preexistentes de orientación N80E a N100E como fallas direccionales dextrorsas. Viguié (1974) señala que el plegamiento en la zona interior de la Bahía de Cádiz debió producirse durante el Mioceno superior-Plioceno, simultáneamente al levantamiento de las Zonas Béticas y Subbéticas, con la participación de movimientos diapíricos de los depósitos arcillosos y evaporíticos del Triásico, los cua-

les en algunas zonas (San Fernando y Puerto Real) habrían actuado hasta el Plioceno superior-Pleistoceno. En conjunto se deduce una dirección de compresión NNO-SSE (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983) aunque localmente se noten efectos de una compresión de dirección E-O (Sanz de Galdeano, 1990).

6.2. MARGEN CONTINENTAL

En el área cartografiada se diferencian dos sectores de comportamiento tectónico distinto, el septentrional con una importante cobertera de materiales del Cenozoico cuyo espesor se incrementa mar adentro y, el meridional, controlado por la presencia de afloramientos del basamento acústico en la zona suroriental. En el sector septentrional, que ocupa la mayor parte de la hoja, la plataforma se caracteriza por un sistema de fracturas de dirección NNO-SSE y E-O, donde no afloran diapiros, mientras que el talud aparece surcado por dorsales y umbrales de dirección NNE-SSO, con diapiros aflorantes de grandes dimensiones. El sector SE se caracteriza por la presencia del basamento cerca de superficie en la plataforma y está separado del septentrional por un accidente tectónico de dirección NE-SO con una componente inversa importante.

6.2.1. SECTOR SEPTENTRIONAL

Este sector se caracteriza por una importante subsidencia y espesores grandes de materiales del Mioceno medio-superior y Plio-Cuaternario. La plataforma está afectada por un sistema de fracturas de direcciones que varían entre NNO-SSE y E-O y por la presencia de diapiros subaflorantes. Los periodos de actividad de estas fracturas desde el Mioceno pueden ser determinados, por lo general, en función de los depósitos afectados y la estratigrafía sísmica establecida.

Existe una importante lineación de fracturas subparalelas a la costa frente a Rota, interrumpida a la altura de Cádiz por fallas E-O, desde donde continúan como fracturas subaflorantes hasta el límite con el área meridional. Estas fracturas normales, afectan al basamento en el extremo norte del mapa, y parecen tener una componente direccional. Su actividad data desde el Mioceno y llegan a afectar a materiales del Holoceno. Están implicadas en la estructuración de la plataforma. En el norte del mapa, paralelos a esta lineación hay más accidentes que llegan a desarrollar una estructura en flor. Esta estructura ha sido activa en el Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Los dos diapiros más internos de la plataforma parecen estar relacionados con la actividad de la lineación y de la estructura. El más interior se asocia a las fracturas subparalelas a la costa, mientras que el segundo está relacionado con la estructura en flor.

En el borde de la plataforma se observan fallas profundas alineadas paralelamente a la costa, que se extienden des-

de un diapiro mayor situado al N hasta el accidente inverso que separa el sector septentrional del meridional. Se trata de fallas normales, pero su buzamiento cambia de sentido hundiéndose los materiales hacia zonas internas o hacia cuenca según la zona. Actúan en el Mioceno, Plioceno y Cuaternario, presentando la porción meridional de estas fracturas una actividad más reciente, durante el Cuaternario superior.

Otras direcciones frecuentes en la plataforma son la E-O y la perpendicular al margen. Existe un accidente E-O limitando las fallas que generan la estructura en flor del norte de la plataforma y otros dos más al sur que ponen en contacto los cuatro diapiros más septentrionales. También hay fallas E-O junto al límite con el área meridional. Pero la zona donde son más frecuentes es frente a Cádiz, donde se localiza un conjunto de accidentes discontinuos, que separan la lineación subparalela a la costa, y que se extienden desde unos 3 kms al Oeste de Cádiz hasta cerca del borde de la plataforma. Las fallas E-O son normales y presentan el bloque meridional hundido. Las fracturas perpendiculares a la costa aparecen en el borde de la plataforma y talud superior.

En el talud se distinguen pliegues superficiales curvados, que corresponden a altos y fosas del basamento, con direcciones que varían entre NE-SO y N-S. Alineados aparecen grandes estructuras diapiricas y otras estructuras menores aflorantes, a excepción de un pequeño diapiro no aflorante en el talud superior. La composición de los diapiros es margosa y en su núcleo se han muestreado materiales del Mioceno medio y Plioceno (Maldonado et al., 1999). El periodo de ascenso de los diapiros abarca desde el Mioceno superior al Cuaternario, a excepción de un diapiro no aflorante que fue activo durante el Plioceno y Cuaternario superior.

6.2.2. SECTOR MERIDIONAL

Este sector se caracteriza por la presencia de un basamento en la plataforma aflorante o subaflorante. En comparación con el sector septentrional destaca la escasa potencia de la cobertera sedimentaria, excepto en pequeñas depresiones internas, habiéndose comportado este sector como un alto estructural durante las diversas etapas de estructuración reciente del margen. Hacia el borde de la plataforma y en el talud se desarrollan unidades deposicionales de poco espesor que presentan un basculamiento importante.

El basamento está compuesto por materiales del Flysch del Campo de Gibraltar y del Subbetico Externo. El desplazamiento del Dominio de Alborán, responsable de la formación del Arco de Gibraltar e iniciado en el Oligoceno tardío o Aquitaniense, y los movimientos relativos de Iberia y Africa desde el Mioceno, mantienen una actividad tectónica que producen la deformación de este sector (cf., Balanyá y García Dueñas, 1988; Goy et al., 1995; Maldonado et al., 1999). Existe una compresión generali-

zada N-S a NNO-SSE que induce al levantamiento del área y que es responsable del basculamiento de las unidades.

Existen dos áreas donde el basamento se encuentra subaflorante, separadas por una cuenca en la que se han depositado materiales más recientes. Estos depósitos presentan una respuesta acústica y disposición estratigráfica similar a las unidades del Cuaternario, al que se asimila, aunque no existe correlación debido al aislamiento de esta cuenca en la plataforma. Las fallas que limitan ambos altos son normales. La falla situada al NO del alto más septentrional se interpreta como la manifestación en superficie del accidente inverso NE-SO que separa los dos sectores del área. En el extremo SE del mapa se sitúa otra cuenca que alcanza el borde de la plataforma. Los depósitos que la rellenan asimismo se atribuyen al Cuaternario, si bien no existen reflectores internos diferenciados que hayan permitido una asignación estratigráfica más precisa.

En el borde de la plataforma existe una lineación tectónica subparalela a la costa. Al N es una falla subaflorante y hacia el S se corresponde con la presencia en profundidad del basamento acústico. El talud se caracteriza en este sector por una pendiente más pronunciada, probablemente ocasionado por la actividad tectónica que condiciona el alto estructural de la plataforma. El límite septentrional de este sector en el talud está representado por una fractura inversa de dirección NE-SO, que se desdobra en varias, tanto al NO como al SE, y que es la continuación de la que limita el alto del basamento en la platafor-

ma. Esta fractura marca el límite entre los afloramientos de los materiales del Cuaternario indiferenciado y la unidad Q6. Estas fallas recientes asimismo coinciden en los perfiles de sísmica multicanal con la presencia de escamas de basamento y hacen aflorar materiales del Plioceno en el sector meridional estudiado. Posteriormente, alguna de estas fallas han sufrido rejuegos de tipo normal que han facilitado, además, los procesos de tipo diapírico.

6.2.3. EL OLISTOSTROMA

La geometría del olistostroma en el Golfo de Cádiz se asemeja a cuñas de acreción formadas en un frente de cabalgamiento, con un promontorio rígido en la parte trasera. Los planos de cabalgamiento de bajo ángulo, están representados por reflectores de alta amplitud dentro del cuerpo olistostrómico caótico. El frente está constituido por varias cuñas, implicando los depósitos sinsedimentarios de la unidad precedente. Asimismo aparecen cabalgamientos dentro del cuerpo olistostrómico, desarrollándose un relieve en el límite superior que afecta a los depósitos suprayacentes. Se observaban también retrocabalgamientos y estructuras extensionales en la parte posterior del olistostroma, que implican a las mismas unidades.

La cuña cabalgante incorpora asimismo fragmentos de las unidades del Mesozoico y Cenozoico inferior, dentro del cuerpo olistostrómico, tales como los materiales Triásicos plásticos.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución tectónica en el Golfo de Cádiz presenta una complejidad mayor que la de la mayoría de los márgenes del Atlántico Norte, ya que implica varias fases de extensión, convergencia y movimientos de dirección. Durante el Mesozoico y el Terciario, los márgenes de este área ocupaban una posición clave entre el Océano Atlántico y el Tethys y sufrieron la influencia de las fases sucesivas de apertura del Atlántico y el cierre del Tethys (Wilson et al., 1989). En el Triásico, el Golfo de Cádiz formó parte del sistema de rifts relacionados con el Tethys (Dercourt et al., 1986; Ziegler, 1989). La extensión en el Golfo de Cádiz fue activa durante el Jurásico superior y Cretácico inferior y extensos márgenes pasivos se desarrollaron a lo largo del Sur de Iberia (García-Hernández et al., 1980; Vera, 1988; Mauffret et al., 1989). En contraste, la evolución del Cenozoico superior estuvo controlada por la colisión entre África e Iberia, y el desarrollo de las cadenas Bético-Rifeñas durante la orogénia alpina (Horvath and Berckhemer, 1982; Sanz de Galdeano, 1990). Tanto la subsidencia del Mioceno como la tectónica activa en el Golfo de Cádiz, han facilitado el desarrollo de potentes secuencias deposicionales y el emplazamiento del olistostróma, las cuales forman una cuña de sedimentos con varios kilómetros de espesor.

La evolución geológica del margen es también importante al ocupar el Golfo de Cádiz una posición crucial entre el segmento más occidental de las cadenas alpinas del Mediterráneo y la Zona de Fractura Azores-Gibraltar (Fig. 1) (Weijermans, 1987; Argus et al., 1989; Buforn and Udías, 1991; Maldonado, 1992; Sartori et al., 1994). La apertura del Atlántico Norte durante el Cretácico superior y el Terciario indujo la divergencia rotacional de América del Norte y Eurasia, lo que condicionó la convergencia en sentido levógiro de África y Eurasia. La deriva de África hacia el norte causó el cierre progresivo de las cuencas oceánicas del Tethys y la rápida progradación hacia poniente del frente de colisión de los orógenos Bético-Rifeño en el Golfo de Cádiz, en paralelo con el desarrollo de las cuencas del Mediterráneo occidental (Dewey et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1992; Maldonado et al., 1992). El margen del Golfo de Cádiz preserva, en consecuencia, las diferentes fases de la extensión y colisión entre Iberia y África, y también la evolución de un segmento de la orogénia alpina.

7.1. EVOLUCIÓN DEL GOLFO DE CÁDIZ EN LOS OCÉANOS TETHYS Y ATLÁNTICO NOROCCIDENTAL

7.1.1. ROTURA DE PANGEA Y EVOLUCIÓN DEL MARGEN MESOZOICO

Durante el Triásico el área del Golfo de Cádiz formó parte del sistema de rift, relacionado con el Tethys, cuando las fracturas permo-carboníferas se reactivaron como fallas extensionales (Ziegler, 1989). La rotura de Pangea generó el rifting triásico y el desarrollo del margen meridional

de Iberia y septentrional de África (Heymann, 1989). Los semi-graben desarrollados se rellenaron con capas rojas, calizas y evaporitas. El vulcanismo básico del Triásico superior está asociado a este rifting y está representado en el margen de Cádiz por rocas volcánicas básicas. La extensión tectónica postvolcánica ocurrió inicialmente en una dirección SSO, cambiando después a una tendencia SE (García-Navarro et al., 1994).

La falla transformante Gloria jugó un papel importante durante el Mesozoico inferior, y probablemente se conectaba con las cuencas oceánicas profundas del Tethys. Durante el Jurásico superior y Cretácico inferior, el progresivo rifting centroatlántico causó una traslación sinistrorsa entre África y Laurasia (Klitgord y Shouten, 1986; Ziegler, 1989). La expansión del Tethys tuvo lugar mediante una importante falla transcurrente que separaría el norte de África de los márgenes ibéricos (Dercourt et al., 1986; Mauffret et al., 1989). Esta falla, se supone que se localizaría en el área ocupada actualmente por el mar de Alborán (Andrieux et al., 1971), pero pudo extenderse hacia poniente hasta el Banco de Gorringe. Así, la corteza oceánica del Banco de Gorringe, pudo haberse formado también a finales del Jurásico (140-143 Ma, Feraud et al., 1986). Hacia el Norte, la edad de la corteza oceánica más antigua de la llanura del Tagus, que marca el límite continente-oceano corresponde a la anomalía magnética M21 (150 Ma, Titónico inferior). Mauffret et al. (1989), sugiere una migración hacia el N del proceso de rifting durante el Cretácico y un salto de la dorsal hacia el oeste, lo que implicaría la existencia de un centro de expansión abandonado en la llanura del Tagus en el Cretácico inferior (anomalía MO, Aptiense). Las reconstrucciones de las anomalías magnéticas del fondo del mar demuestran, que la separación de Eurasia del Norte de América se inició hace 118 Ma, al N de Terranova-zona de fractura de Azores-Gibraltar (Srivastava et al., 1990a). Un eje de expansión y las fallas transformantes asociadas existieron durante este tiempo en el área del Golfo de Cádiz, mientras un punto triple existía entre las placas de África-Iberia-Norteamérica en las inmediaciones del Banco de Gorringe.

7.1.2. EXPANSIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE EN EL CRETÁCICO Y TERCIARIO INFERIOR

Durante el Cretácico y Terciario, la apertura del Atlántico Norte indujo la divergencia rotacional de América del Norte (Srivastava et al., 1990 a). Iberia actuó como una placa independiente durante la mayor parte del Cretácico medio hasta que se llegó a unir a África un poco antes del *chron* 34 (Cretácico superior, 84 Ma), cuando el límite de placa estaba localizado en el Golfo de Vizcaya (Srivastava et al., 1990b). Los perfiles de sísmica multicanal y las lineaciones magnéticas de la zona oriental de la llanura de La Herradura indican la presencia de depósitos del Jurásico superior, debajo de un reflector pre-Aptiense que representa una importante discordancia (Mauffret et al., 1989;

Sartori et al., 1994). Los depósitos del Aptiense inferior han sido perforados al sur del Banco de Gorringe, en el Site 135 del DSDP (Ryan et al., 1973), e indican que la sedimentación asociada a la expansión del océano Noratlántico, comenzó en el Aptiense en el área de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar, mientras que los depósitos del Jurásico fueron en su mayor parte controlados por la expansión oceánica entre África e Iberia.

Durante el Eoceno medio-Mioceno medio (chron 18 al chron 6c), Iberia se comportó de nuevo como una placa independiente. El movimiento relativo entre las dos placas en el Golfo de Cádiz fue pequeño entre los chrones 18 y 13, pero desde entonces la compresión ha existido al este del Banco de Gorringe, con un acortamiento significativo en el área del Golfo de Cádiz. Durante el Eoceno inferior-Oligoceno superior se ha datado una importante discontinuidad en el Site 135 del DSDP. Esta discontinuidad se ha observado también en el área del Coral Patch, y sugiere un levantamiento regional en este tiempo (Hayes et al., 1972).

7.1.3. EVOLUCIÓN DEL CENOZOICO SUPERIOR

Los estudios de cinemática de placas (Dewey et al., 1989) sugieren que el límite de placas en la zona del Mar de Alborán-Golfo de Cádiz experimentó alrededor de 200 km de convergencia aproximadamente N-S entre el Oligoceno medio y el Mioceno superior, seguido por unos 50 km. de convergencia oblicua en dirección NW desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Las cadenas Bético-Rifeña y el Dominio de Alborán representan los elementos fragmentados de un cinturón orogénico convergente, desarrollado entre dos placas mayores dentro del régimen compresional generalizado que evolucionó desde el Cretácico superior hasta el Mioceno inferior (De Jong, 1991; Monié et al., 1991; García Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1992). La deriva hacia el Norte de África causó el cierre progresivo de las cuencas del Tethys y la rápida migración hacia el oeste del Arco de Gibraltar hacia el área del Golfo de Cádiz (Balanyá y García Dueñas, 1987). Durante el Aquitaniense-Burdigaliense la tectónica extensional y la expansión del fondo oceánico dio lugar al desarrollo de la mayor parte del Mediterráneo occidental, conforme el bloque Corso-Sardo rotaba levógicamente desde el Golfo de León y el bloque Balear se separaba de la Península Ibérica (Rehault et al., 1984; Dewey et al., 1989; Mauffret et al., 1995). La mayor parte del mar de Alborán se desarrolló también durante este tiempo, como un tipo de cuenca backarc (Horvath y Barckhemer, 1982; Maldonado et al., 1992). Parte del área actualmente ocupada por el mar de Alborán, sufrió un adelgazamiento cortical importante (Platt y Vissers, 1989; Docherty and Banda, 1995; Seber et al., 1996).

El régimen tectónico en el margen meridional de Iberia muestra variaciones significativas durante el Cuaternario. El Estrecho de Gibraltar sufre procesos de elevación, mientras que el Golfo de Cádiz está influenciado por una

extensión hacia poniente debido a procesos tectónicos de expulsión lateral. En el área de Gibraltar se han calculado tasas de elevación de entre 0,10 y 0,20 mm/a, en base a la altitud de los depósitos marinos del Pleistoceno superior (Goy et al., 1995). Los datos proporcionados por el estudio de los terremotos en la región muestran, sin embargo, un régimen de esfuerzos compresivos general orientado al NNO-SSE con σ_1 subhorizontal, mientras que procesos extensionales coetáneos tienen lugar en el Mar de Alborán (Maldonado et al., 1992; Galindo-Zaldivar et al., 1993).

7.1.4. CINEMÁTICA RECIENTE DE LA ZONA DE FRACTURA AZORES-GIBRALTAR

La cinemática actual a lo largo de Zona de Fractura Azores-Gibraltar es compleja. Desde el oeste al este está caracterizada por: 1, transtensional en el sector occidental desde el punto triple de las Azores; 2, dextral a lo largo de la falla transformante Gloria; 3, compresional difusa en el área del Banco de Gorringe, y 4, convergente compleja con saltos en dirección dextrógiros en el Golfo de Cádiz y área del Arco de Gibraltar (Griminson y Chen, 1986; Buforn et al., 1988a; Argus et al., 1989; Westaway, 1990; Udías y Buforn, 1992; Sartori et al., 1994). El modelo propuesto por Argus et al. (1989) predice un deslizamiento dextral de alrededor de 4 mm/año, a lo largo de la porción oriental de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar y una convergencia ONO en el Golfo de Cádiz occidental. La sismicidad concentrada a lo largo del segmento occidental de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar, se hace dispersa en el Golfo de Cádiz y el Arco de Gibraltar, lo cual puede indicar la naturaleza más difusa del contacto en este área y el desdoblamiento del movimiento relativo a lo largo de varias zonas de fractura (Buforn et al., 1988 a, b). La sismicidad en el Golfo de Cádiz permite, además, diferenciar dos dominios principales en esta área (Udías y Buforn, 1992): 1, el sector septentrional en la Zona Externa Bética y depresión del Guadalquivir, donde están localizados la mayor parte de los terremotos intermedios y superficiales; 2, el sector meridional, donde la sismicidad es menor y la mayor parte de los terremotos profundos se distribuyen a lo largo de un arco de dirección N-S, cerca del meridiano de Málaga.

7.2. FASES DE DESARROLLO DEL MARGEN IBÉRICO DEL GOLFO DE CÁDIZ

Tres fases principales pueden ser identificadas en la evolución del margen de Iberia en el Golfo de Cádiz. La primera corresponde a grandes rasgos a un estilo de margen pasivo y se caracterizó por el desarrollo de estructuras de semi-graben extensionales y amplias plataformas carbonatadas. Esta evolución corresponde al Mesozoico y Cenozoico inferior. Desde el Eoceno medio al Mioceno inferior, el margen estuvo influenciado por el movimiento entre Iberia y África y el desarrollo de la orogenia alpina. Finalmente, el fin del emplazamiento del olistostroma en

el Golfo de Cádiz coincide con una subsidencia acelerada del margen, que esencialmente mostrará un estilo pasivo aunque modificado por la compresión activa entre Iberia y África.

7.2.1. EL MARGEN PASIVO INICIAL

La rotura de Pangea y el rifting del Triásico marca el inicio del desarrollo del margen meridional de Iberia, donde se depositaron extensas capas rojas, calizas y evaporitas. Durante el Jurásico inferior, se desarrollaron plataformas carbonatadas en el Golfo de Cádiz, pertenecientes al dominio del Tethys junto con los márgenes meridionales de Iberia aproximadamente orientados E-W (Vera, 1988). Como consecuencia de la fragmentación de Eurasia y Norteamérica se desarrollaron semi-grabens que fueron a continuación rellenos por abanicos carbonatados y facies de talud. Los bloques estructurales que constituyeron altos emergidos o fueron ocupados por plataformas carbonatadas, son puestos de relieve por el desarrollo de hardgrounds y secuencias condensadas (cf., García-Hernández et al., 1980). La etapa principal de fracturación sinsedimentaria parece que ocurrió durante el Kimmeridgiense-Titónico, mientras que importantes depósitos post-rift se desarrollan durante el Hauteriviense-Barremiense. La discordancia regional en el Golfo de Cádiz anterior al Aptiense inferior, registró una fase compresiva seguida de extensión. Sobre esta época también ocurrió el salto hacia el este del eje de expansión del Tagus a su localización actual en el Atlántico Norte (Mauffret et al., 1989).

La expansión oceánica en el Atlántico Norte indujo una tectónica extensional, en el Golfo de Cádiz, que deformó los depósitos sintectónicos post-aptienses. Los aportes de materiales terrígenos al margen se incrementaron desde el Aptiense al Albiense y las facies siliciclásticas terrígenas reemplazaron la plataforma carbonatada del Jurásico. Los semi-grabenes fueron reactivados y se rellenaron con una gran variedad de facies que incluyen una proporción mayor de depósitos terrígenos que en unidades previas. Los depósitos se hacen más extensos y fosilizan los altos estructurales.

Las unidades del Golfo de Cádiz registraron un cambio en el estilo deposicional durante el Cretácico superior, que puede también reflejar el cambio en el régimen tectónico y el salto del límite de placas entre Eurasia y África de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar al Golfo de Vizcaya, cuando Iberia se hace solidaria con África. Los depósitos de esta época se encuentran muy irregularmente distribuidos y presentan una gran variedad de facies. Las intrusiones volcánicas que aparecen en el Sur de Portugal, probablemente reflejan el adelgazamiento de la corteza y una tectónica extensional a favor de fracturas hercínicas. El basamento muestra un fuerte incremento en la subsidencia tectónicamente inducida, entre 90 y 70 ma. (Fig. 10). Dentro de este régimen tectónico, las plataformas carbonatadas someras pueden haber continuado existiendo hasta el Maastrichtiense.

7.2.2. EL MARGEN TRANSPRESIVO Y EL EMPLAZAMIENTO DE OLISTOSTROMA

Los depósitos del Eoceno superior y Oligoceno inferior son muy reducidos o ausentes, lo cual refleja el régimen compresional a lo largo de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar iniciado en el cron 18. Extensas áreas de erosión muestran bloques elevados desarrollados durante el régimen compresivo generalizado, el cual indujo una inversión tectónica de las estructuras previas de semi-graben. Hayes et al., (1972) también han sugerido una discontinuidad regional posterior al Eoceno inferior, registrada por una reducción en la tasa de sedimentación sobre los altos estructurales del Ampere-Coral Patch.

Los depósitos del Oligoceno estuvieron controlados por un incremento en la tasa de subsidencia, causado por una reactivación de la tectónica extensional y el desarrollo de grabenes. La plataforma carbonatada del Oligoceno medio y superior, recubre los altos del Cretácico y Terciario inferior durante este tiempo. Una plataforma carbonatada de alta energía se desarrolló en el área, conectando las cuencas del Atlántico central y del Mediterráneo a través del corredor norte-africano y sur-ibérico. En el margen más occidental del Golfo de Cádiz, una secuencia regional expansiva a nivel de cuenca del Oligoceno medio, puede representar el límite de secuencia correspondiente a los 30 ma de la curva global del nivel del mar (cf., Geel et al., 1990).

Desde el Oligoceno medio hasta la actualidad, el Golfo de Cádiz ha estado localizado a lo largo de la extensa área de deformación del sistema de fallas transcurrentes entre África e Iberia (Dewey et al., 1989). El límite de placas África-Iberia experimentó transpresión. Extensas zonas de desgarre, dentro del sistemas de fallas conjugadas pueden haber inducido el desarrollo de cuencas subsidentes, aproximadamente orientadas OSO-ENE. El cambio de orientación del campo de esfuerzos puede haber jugado también un papel significativo en el desarrollo de estas cuencas (cf., Sanz de Galdeano, 1990; Maldonado et al., 1992). Un margen calcáreo autóctono se extendía al sur de Iberia hasta Portugal, mientras que un margen terrígeno alóctono se desarrolló alrededor de altos morfológicos del Dominio de Alborán. Entre estos dos márgenes, cuencas profundas y estrechos conectaban las cuencas del Atlántico y Mediterráneo formando el corredor Bético (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Estas cuencas se colmatan progresivamente con arcillas plásticas, mientras que depósitos ricos en carbonatos se desarrollaban sobre los altos estructurales del margen ibérico.

El cuerpo olistostrómico se emplazó en las cuencas del antepaís como resultado del movimiento hacia poniente del Dominio de Alborán. Algunos cuerpos olistostrómicos pueden haberse desarrollado a medida que el frente orogénico migraba hacia poniente, entre el Serravaliense en el Este y el Tortoniense superior en el Golfo de Cádiz. Se desarrollaron asimismo estructuras de retrocabalgamiento

to y extensionales coetáneas con los movimientos de avance, mientras que el cabalgamiento parece ser activo hasta el Messiniense inferior. La migración de las cuencas de antepaís cerró progresivamente el corredor Bético. El rápido incremento de la tasa de subsidencia del basamento en el Golfo de Cádiz durante el Tortoniense inferior puede haber favorecido el hundimiento de las cuencas de antepaís y el emplazamiento del olistostroma (Maldonado et al., 1999). La migración posterior hacia el Oeste del frente del olistostroma hasta las llanuras abisales del Sena y La Herradura, se debería mayoritariamente a procesos gravitacionales de la cuña acrecional en el margen continental.

7.2.3. EL MARGEN PASIVO DEL CENOZOICO SUPERIOR

El campo de esfuerzos durante el Tortoniense en el área, como se deduce del análisis estructural, fue aproximadamente NNO-SSE (Montenat et al., 1987; Sanz de Galdeano, 1990; Campillo et al., 1992). Fallas de salto en dirección sinistrasas con dirección NE fueron activas en el margen meridional de Iberia y Mar de Alborán, mientras que fallas previas orientadas OSO fueron reactivadas como fallas de dirección transpresivas sinistrasas (Maldonado et al., 1992). Durante el Messiniense, el campo de esfuerzos rotó aproximadamente desde NNO-SSE hasta N-S y el régimen compresional generalizado facilitó el descenso relativo del nivel del mar como resultado de los esfuerzos intraplaca (cf., Cloething et al., 1992), que junto a un descenso del nivel del mar a escala global del mar (Haq et al., 1987), dio lugar al cierre de los estrechos Bético y Rifeño (Campillo et al., 1992). Este campo de esfuerzos permitió movimientos transcurrentes y de extensión de dirección E-O a ESE-ONO.

La subsidencia activa en el Golfo de Cádiz facilitó el desarrollo de potentes secuencias deposicionales agradacionales y progradacionales sobre el margen. Durante el Messiniense se desarrollaron importantes sistemas turbidíticos en cuencas deposicionales profundas orientadas NE-SO a lo largo del eje del valle del Guadalquivir y el Golfo de Cádiz. Los diversos sistemas fluviales, principalmente los de los ríos Guadalquivir y Guadiana actuaron como importante fuente de sedimentos para el desarrollo de estos sistemas, aunque probablemente también existieron otros sistemas de drenaje locales.

A finales del Messiniense y durante el Plioceno inferior, el campo de esfuerzos en la región también estuvo aproximadamente orientado en dirección N-S (Philip, 1987), lo que facilitó un régimen transtensional y el desarrollo de cuencas pull-apart. Esta evolución tectónica indujo la reapertura de la conexión entre el Atlántico y el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar, que condujo a la terminación de la crisis de salinidad del Messiniense (Campillo et al., 1992; Maldonado et al., 1992). Un incremento significativo en la tasa de subsidencia en el Golfo de Cádiz durante el Plioceno inferior contribuyó a un cambio importante en los modelos deposicionales. El alto nivel global del mar durante el Plioceno inferior favoreció el relleno de los valles fluviales y la sedimentación hemipelágica sobre el margen. El depósito estuvo controlado por la actividad diapírica, el colapso extensional del margen y la localización de las depresiones diapíricas y altos estructurales. En la zona central del Golfo de Cádiz se desarrollaron grandes cuencas extensionales asociadas a fenómenos de fuerte diapirismo margoso.

Desde el Plioceno superior al Cuaternario, la orientación del campo de esfuerzos fue NNO-SSE. Las cuencas del margen experimentaron una rápida disminución de la tasa de subsidencia, mientras los cambios climáticos globales coetáneos muestran notables fluctuaciones del nivel eustático del mar (cf., Haq et al., 1987). La sección efectiva en el Estrecho de Gibraltar que controlaba el intercambio de las masas de agua, fue significativamente reducida durante los descensos eustáticos del nivel del mar, por lo que la corriente mediterránea profunda experimentó cambios importantes (Nelson et al., 1993, 1999). El deterioro climático y el bajo nivel del mar, favorecieron un gran aporte de sedimentos al margen por los ríos Guadalquivir y Guadiana, dando lugar al desarrollo de potentes depósitos terrígenos en las depresiones morfológicas. En conjunto, los depósitos del Plio-Cuaternario están caracterizados por una cuña marginal de plataforma que prograda sobre el talud y depósitos de abanicos de talud y corrientes de fondo sobre el talud, desarrollados durante los estadios regresivos y de bajo nivel del mar (Somoza et al., 1996). La distribución de estos depósitos sobre el margen estuvo controlado por la interacción entre la fluctuaciones del nivel del mar, el aporte de sedimentos y la distribución de masas de agua y corrientes (Nelson et al., 1993, 1999; Rodero, 1999; Rodero et al., 1999).

BIBLIOGRAFÍA

- ACOSTA, J. (1984). «Ocurrence of acoustic masking in sediments in two areas of the continental shelf of Spain: Ria de Muros (NW) and Gulf of Cádiz (SW)». *Mar. Geol.*, 58: 427-434.
- ANDERBERG, M. R. (1973). *Cluster Analysis for Applications*. New York, 359 p.
- ANDRIEUX, J., FONTBOTÉ, J. y MATTAUER, M. (1971). «Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 191-198.
- ANTUNES, M. H. T., CIVIS, J., PAIS, C. J., SIERRA, F. J., GONZÁLEZ-DELGADO, J. A., FLORES, J. A. y VALLE, M. F. (1990). «El Neógeno del Algarve (Portugal) y de la Cuenca del Guadalquivir (España)». *Actas de Paleontología* (Universidad de Salamanca), 68: 65-73.
- ARGUS, D. F., GORDON, R. G., DEMETS, C. y STEIN, S. (1989). «Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault». *J. Geophys. Res.*, 94: 5585-5602.
- BALANYÁ, J. C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987). «Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar». *C. R. Ac. Sc.*, 304 (II): 929-933.
- BALANYÁ, J. C. y GARCÍA DUEÑAS, V. (1988). «El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónicas de Béticas y Rif». *II Congreso Español de Geología*, Granada, 2: 35-44.
- BATHURST, R. G. C. (1971). «Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*». Amsterdam, 620 p.
- BENKHELIL, J. (1976). «Etude néotectonique de la terminaison occidentales de Cordillères Bétiques (Espagne)». These de 3em cycle. Nice, 180 pp.
- BERÁSTEGUI, X., BANKS, C. J., PUIG, C., TABERNER, C., WALTHAM, D. y FERNÁNDEZ, M. (1998). «Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain». En: Masclé, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P. y Fernández, M. (eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geological Society Special Publications*, 134: 49-68.
- BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1989). «Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les Provinces de Grenade et Malaga». En: *Mission d'Andalousie. Mem. Ac. Sci. Paris*, 30: 378-592.
- BLUMENTHAL, M. (1927). «Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central-und Südwest-Andalusien». *Eclog. Geol. Helv.*, 20 (4): 487-532.
- BOSKI, T. y MOURA, D. (1994). «The Neogene and Quaternary stratigraphy in Central Algarve. A critical review and new proposals». *Abstracts 1º Simposio sobre la Margen Continental Ibérica Atlántica*, 7-8.
- BOUMA, A. H., RAPPEPORT, M. L., ORLANDO, R. C. y HAMPTON, M. A. (1980). «Identification of bedforms in the lower Cook Inlet, Alaska». *Sediment. Geol.*, 26: 157-177.
- BOURGOIS, J. (1978). «La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar». Thèse, Univ. Besançon, Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, 3 série, fasc. 30, 445 p.
- BROUWER, H. A. (1926). «Zur Tektonik der betischen Kordilleren». *Geol. Rundschau*, 17: 332-336.
- BUFORN, E. y UDÍAS, A. (1991). «Focal mechanism of earthquakes in the Gulf of Cádiz, south Spain and Alborán Sea». En: Mezcuá, J. and Udías, A. (eds.), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 29-40.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. y COLOMBAS, M. A. (1988a). «Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary». *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. y MEZCUA, J. (1988b). «Seismicity and focal mechanisms in south Spain». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78: 2008-2024.
- CACHAO, M. y SILVA, C. M. (1992). «Neogene palaeogeographic evolution of Algarve basin (Southern Portugal): a two step model. Preliminary data.» *GAIA spec. vol. on Margen Cont. Ibérica Atl.*, 4: 39-42.
- CAMPILLO, A. C., MALDONADO, A. y MAUFFRET, A. (1992). «Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alborán Sea: Late Miocene to Recent». *Geo-Mar. Lett.*, 12 (2-3): 165-172.
- CHAUVE, P. (1968). «Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale)». *Mem. IGME*, 69, 277 pp.
- CLOETINGH, S., VAN DER BEEK, A., VAN REES, D., ROEP, T. B., BIERMANN, C. y STEPHENSON, R. A. (1992). «Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alborán-Betic region». *Geo-Mar. Lett.*, 12: 66-75.
- DAVIS, J. C. (1973). «*Statistic and Data Analysis in Geology*». New York, 550 p.
- DE JONG, K. (1991). «*Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)*

- with implications for the dynamics of extension and compression in western Mediterranean area.» Vrije Universiteit, PhD Thesis, 204 p.
- DELAPLANCHE, J., LAFET, Y., SINERIZ, B. G. y REMON GIL, M. A. (1982). «Seismic reflection applied to sedimentology and gas discovery in the Gulf of Cádiz». *Geophys. Prosp.*, 30: 1-24.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L. E., ZAZMIN, V. G., LE PICHON, X., KNIPPER, A. L., GRANDJACQUET, C., SHOTSHICKOV, I. M., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PERCHERSKY, D. H., BOULIN, J., SIBUET, J. C., SAVOSTIN, L. A., SOROKTHIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M. L., LAUER, J. P. y BIJOU DUVAL, B. (1986). «Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias». *Tectonophysics*, 123: 265-283.
- DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., TURCO, E., HUTTON, D. H. W. y KNOTT, S. D. (1989). «Kinematics of the western Mediterranean». En Coward, M. P., Dietrich, D. y Park, D. G. (eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 45: 265-283.
- DÍAZ, J. I., ALONSO, B., FARRÁN, M., GIRÓ, S., MALDONADO, A. y VÁZQUEZ, A. (1984). «Tipos geomorfológicos en las plataformas continentales de los márgenes pasivos del Mediterráneo español». *I Congreso Español de Geología*, Segovia, Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, 1: 313-325.
- DÍAZ, J. I. y MALDONADO, A. (1990). «Transgressive sand bodies on Maresme continental shelf (Western Mediterranean Sea)». *Mar. Geol.*, 91: 53-72.
- DIDON, J. (1967). «L'unité parautoctone d'Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)». *C.R.somm.S.G.F.*, 5: 201-202.
- DIDON, J. (1969). «Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)». Tesis Univ., Paris, 359 pp.
- DOCHERTY, C. y BANDA, E. (1995). «Evidence for the eastward migration of the Alborán Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?». *Tectonics*, 14 (4): 804-818.
- DUANE, D. B., FIELD, M. E., MEISBURGER, E. P., SWIFT, D. J. P. y WILLIAMS, S. J. (1972). «Linear shoals of the Atlantic Inner Continental Shelf, Florida to Long Island». En D. J. P. Swift, D. B. Duane y O. H. Pilkey (eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 447-498.
- DURAN DELGA, M. (1963). «Essai sur la structure des domes émergés autour de la Méditerranée occidentale (Resumé)». *Geol. Rundsch.*, 53: 534-535.
- EGELER, C. G. (1964). «On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain)». *Geol. Rundsch.*, 53: 260-269.
- ESTÉVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1983). «Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Bassins du Guadix-Baza et de Grenade)». *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn. Paris*, 21: 23-34.
- FALLOT, P. (1948). «Les Cordillères Bétiques». *Estudios Geol.*, 8: 83-172.
- FAIRBANKS, R. G. (1989). «A 17.000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation». *Nature*, 342: 637-642.
- 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». *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 33: 25-39.
- FERNÁNDEZ, M., BERÁSTEGUI, X., PUIG, C., GARCÍA-CASTELLANOS, D., JURADO, M. J., TORNÉ, M. y BANKS, C. (1998). «Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain». En: Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P. y Fernández, M. (eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. *Geological Society Special Publications*, 134: 29-48.
- FERAUD, G., YORK, D., MÉVEL, C., CORNEN, G., HALL, C. M. y AUZENDE, J. M. (1986). «Additional ⁴⁰Ar ³⁹Ar dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorrige Bank (Atlantic Ocean)». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 255-269.
- FLEMING, B. W. (1978). «Underwater sand dunes along the southeast african continental margin». *Marine Geology*, 26: 71-98.
- FONTBOTÉ, J. M. (1970). «Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 71-78.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F. y JABALLOY, A. (1993). «Stress and palaeostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to present)». *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, J. C. y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M. (1992). «Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alborán Basin (Betics) and their tectonic implications». *Geo-Mar. Lett.*, 12: 88-95.

- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A. C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. (1980). «Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera». *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- GARCÍA-NAVARRO, E., FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, C. y CASTRO, A. (1994). «The volcanics of Ayamonte at the Atlantic margin of Huelva». *GAIA spec. vol. Margen Cont. Ibérica Atl.*, 9: 99-102.
- GEEL, T., ROEP, T. B., TEN KATE, W. y SMIT, J. (1990). «Early-middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante Region (SE Spain): Reflections of western Mediterranean plate tectonic reorganizations». *Sedim. Geol.*, 75: 223-239.
- GIRÓ, S., ALONSO, B., DÍAZ, J. I., FARRÁN, M., MALDONADO, A. y VÁZQUEZ, A. (1984). «Cartografía sedimentológica en la plataforma continental: metodología y criterios». *1er Congreso Español de Sedimentología*. 1, Segovia, Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, 339-352.
- GIRÓ, S. y MALDONADO, A. (1985). «Análisis granulométrico por métodos automáticos: tubo de sedimentación y sedigraph». *Acta Geol. Hisp.*, 20 (1): 95-1-2.
- GOY, J. L., ZAZO, C., SILVA, P. G., LARIO, J., BARDAJI, T. y SOMOZA, L. (1995). «Evaluación geomorfológica del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (Zona Norte) durante el Cuaternario». *IV Coloquio Internacional sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*. Sevilla, 111-122.
- GRIMISON, N. L. y CHEN, W. P. (1986). «The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications». *J. Geophys. Res.*, 91: 2029-2047.
- GUTIÉRREZ-MÁS, J. M., MARTÍN-ALGARRA, A., DOMÍNGUEZ, S. y MORAL, J. P. (1991). «Introducción a la Geología de la Provincia de Cádiz». Universidad de Cádiz, 315 p.
- GUTIÉRREZ-MÁS, J. M., HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J., LÓPEZ-GALINDO, A. y LÓPEZ-AGUAYO, F. (1994). «Establecimiento de la traza de flujo desde la Bahía de Cádiz a la plataforma continental». 1er Simposio sobre a margem continental Ibérica Atlantica, 125-128.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. (1987). «Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic». *Science.*, 235: 1156-1167.
- HAYES, D. E., PIMM, A. C. y otros (1972). «Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project». U.S. Government Printing Office, Washington D.C., XIV, 975 p.
- HERNÁNDEZ MOLINA, F. J. (1993). «Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno terminal-Holoceno del margen noroccidental del Mar de Alborán. Modelo de estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales.» Tesis Doctoral. Univ. Granada. 617 p.
- HERZER, R. H. (1979). «Submarine slides and submarine canyons on the continental slope off Canterbury, New Zealand». *N.Z.J. Geol. Geoph.*, 22, (3): 391-406.
- HEYMANN, M. A. W. (1989). «Tectonic and depositional history of the Moroccan continental margin». En: Tankard, A.J. and Balkwill, H.R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the Northern Atlantic Margins*. Am. Ass. Petrol. Geologists and Canadian Geological Foundation, Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoir 46: 323-340.
- HORVATH, F. y BERCKHEMER, H. (1982). «Mediterranean back-arc basins». En: Berckhemer, H. and Hsü, K. (eds.), *Alpine Mediterranean Geodynamics*. American Geophysical Union. American Geophysical Union, 7: 141-173.
- ITGE (1986). «Mapa Geológico de la plataforma continental Española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000. Hoja nº 41-42. (Tortosa-Tarragona). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (1987a). «Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 1062. (Paterna de Rivera)». Segunda serie. Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (1987b). «Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 1068 (San Fernando)», escala 1:50.000. IGME, Madrid, 14 p.
- ITGE (1989). «Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. Escala 1:200.000. Hoja nº 35-42 E. (Barcelona)». Instituto Tecnológico y Geominero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (1990a). «Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Hoja nº 1073/1076. (Vejer de la Frontera)». Segunda serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (1990b). «Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 1077. (Tarifa)». Segunda serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (1990c). «Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. 1:200.000. Memoria y Hoja nº 79 79E (Murcia)». Instituto Tecnológico

- co y Geominero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (1994). «*Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 86 (Cádiz)*», escala 1:200.000. ITGE, Madrid, 46 p.
- ITGE (1995). «*Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 258 (Figueras)*». Instituto Tecnológico y Geominero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- JABALOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992). «The Mecina extensional system: its relation with the Post-Aquitania piggy-back basins and the palaeostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain)». *Geo-Mar. Lett.*, 12: 96-103.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, C. E. (1977). «*Mapa tectónico de la Península Ibérica, escala 1:1.000.000*». IGME.
- KELLING, G. y STANLEY, D. J. (1976). «Sedimentation in canyon slope and base of slope environments». *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York, 379-435.
- KLITGORD, K. D. y SCHOUTEN, H. (1986). «Plate kinematics of Central Atlantic». En: P. R. Vog and Tucholke, B.E. (eds.), *The Geology of North America. Vol. M, The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, Boulder, Co., 351-377.
- KLOVAN, J. E. (1966). «The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions». *Jour. Sed. Petrol.*, 36: 115-126.
- LAJAT, D., BIJU-DUVAL, B., GONNARD, R., LETOUZEY, J. y WINNOCK, E. (1975). «Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-rifain». *Bull. Soc. géol. France*, 17: 481-485.
- LEBART, L., MORINEAU, A. y TABARD, P. (1977). *Techniques de la Description Statistique*. 351 p.
- LEWIS, K. B. (1971). «Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°». *Sedimentology*, 16: 97-110.
- LÓPEZ-GALINDO, A., RODERO, J. y MALDONADO, A. (1999). «Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin». *Mar. Geol.*, 155 (1-2): 83-98.
- MABESOONE, J. M. (1966). «Depositional environment and provenance of the sediments in the Guadalete Estuary (Spain)». *Geol. en Minjb*, 45: 25-32.
- MALDONADO, A. (1992). «El Mar de Alborán y el Golfo de Cádiz: conexiones Atlántico-Mediterráneo. Una introducción». En: Maldonado, A. (eds.), Simposio Mar de Alborán Golfo de Cádiz. Conexiones Atlántico-Mediterráneo. *III Congreso Geológico de España / VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Gráficas Varona, Salamanca, Simp. V. 2: 467-476.
- MALDONADO, A., BARAZA, J., CHECA, A., NELSON, C. H., BARBER, J. H., HAMPTON, M. H., KAYEN, R. E. y LEE, H. J. (1989). «Tectonic framework, pattern of sedimentation, and potential environmental problems of the Cadiz Continental Margin». Spain, *28th Internat. Geol. Congress*, Washington, 2-3: 2-356.
- MALDONADO, A., CAMPILLO, A. C., MAUFFRET, A., ALONSO, B., WOODSIDE, J. y CAMPOS, J. (1992). «Alborán Sea Late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution». *Geo-Mar. Lett.*, 12: 179-186.
- MALDONADO, A. y NELSON, C. H. (1988). «Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: el margen del Ebro y el Golfo de Cádiz». *Rev. Soc. Geol. España.*, 1(3-4): 317-325.
- MALDONADO, A., SOMOZA, L. y PALLARÉS, L. (1999). «The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: Geological evolution (Central NorthAtlantic)». *Mar. Geol.*, 155 81-2): 9-44.
- MALDONADO, A. (1992). «Alborán Sea». *Geo-Marine Letters*, 12 (2-3): 61-186.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W., GARCÍA GALLO, J., LERET, G., SERRANO, A. y SUÁREZ, J. (1984). «Modelo Tectosedimentario del Bajo Guadalquivir». *I Congr. Esp. Geología*, Segovia, 1:199-213.
- MAUFFRET, A., MOUGENOT, D., MILES, P. R. y MALOD, J. A. (1989). «Results from Multichannel Reflection Profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal). Comparison with the Canadian Margin». En: Tankard, A. J. and Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the Northern Atlantic Margins*. Am. Ass. Petrol. Geologists and Canadian Geological Foundation, Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoir 46: 379-393.
- MAUFFRET, A., PASCAL, G., MAILLARD, A. y GORINI, C. (1995). «Tectonics and deep structure of the northwestern Mediterranean Basin». *Marine Petrol. Geol.*, 12: 645-666.
- MELGEN, M. (1974). «Facies analysis by correspondence analysis, numerous advantages of this statistical technique». *Mar. Geol.*, 17: 165-182.
- MELLINGER, R. M. (1979). «Quantitative X ray diffraction analysis of clay minerals. An evaluation». *SRC Report, Saskatchewan Research Council*, G-79: 1-46.

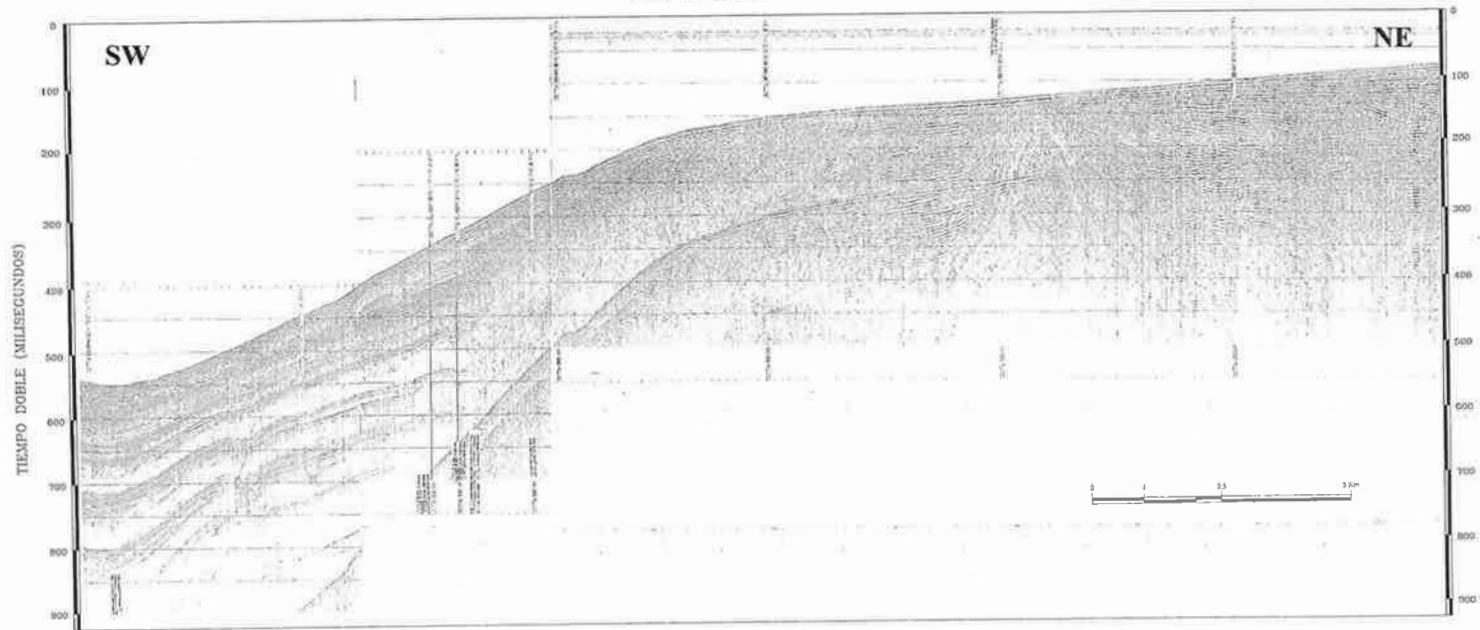
- MENANTEAU, L., VANNEY, J. R. y ZAZO, C. (1983). «Belo et son environnement». *Publ. de la Casa de Velázquez. Série Archeologie*, fasc. IV. Belo II.
- MILLIMAN, J. D. (1974). «Recent Sedimentary Carbonates Part I. Marine Carbonates». Springer Verlag. Berlin, 375 p.
- MITCHUM JR, R. M., VAIL, P. R. y THOMPSON III, S. (1977). «Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis». En: Payton, C. E. (eds.), *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG, Memoir 26: 53-62.
- MORENO, F., GARCÍA DE DOMINGO, A., GONZÁLEZ LAS-TRA, J., HERNÁIZ HUERTA, P. P. y RUIZ, P. (1988). «Modelo de evolución tectónica del Arco de Gibraltar». *Bol. Geol. Min.*, XCIX-III: 315-339.
- MONIÉ, P., GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., GOFFÉ, B. y JABALOY, A. (1991). «First report on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Alpine tectonics in the Betic Cordilleras (southern Spain)». *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 148: 289-297.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. y MASSE, P. (1987). «Tectonic sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)». *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- MOUGENOT, D. (1988). «Géologie de la marge Portugaise». Université Pierre et Marie Curie, These de Doctorat d'Etat, 155 pp.
- NELSON, C. H., BARAZA, J. y MALDONADO, A. (1993). «Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cádiz, Spain». *Sed. Geol.*, 82: 103-131.
- NELSON, C. H., BARAZA, J., BARBER, J., RODERO, J. y MALDONADO, A. (1999). «Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies of Gulf of Cádiz continental margin». *Mar. Geol.*, 155(1-2): 99-130.
- OTT D'ESTEVOU, PH. (1980). «Evolution dynamique du bassin neogene de Sorbas, Cordilleres Betiques Orientales». *Docum. et Trav. Igal Paris*, 1: 264 pp.
- PARKER, G., LANFREDI, N. W., SWIFT, D. J. P. y et al. (1982). «Seafloor response to flow in a southern hemisphere sand-ridge field: Argentine innershelf». *Sediment. Geol.*, 33: 195-216.
- PERCONING, E. (1962). «Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)». *Liv. Mer. Prof. Fallot Mem. hors. ser. S.G.F.*, 1: 229-256.
- PEVEAR, D. R. y MUMPTON, D. R. (1989). «Quantitative Mineral Analysis of clays». CMS Workshop Lectures 1. The clay Minerals Society, Colorado.
- PEYRE, Y. (1974). «Géologie d'Antequere et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne)». Thèse, Univ. Paris, 528 pp.
- PHILIP, H. (1987). «Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision». *Ann. Geophys.*, 5B(3):
- PLATT, J. P. y VISSERS, R. L. M. (1989). «Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alborán Sea and Gibraltar arc». *Geology*, 17: 540-543.
- PRELL (1982). «Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability». En: Prell, W. L., Gardner, J. V. et al. (eds.), *Init. Repts. D.S.D.P.* (U.S. Govt. Printing office), 68: 455-464.
- REHAULT, J. P., BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1984). «The western Mediterranean basin, geological evolution». *Mar. Geol.*, 55: 447-477.
- RIAZA, C. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1996). «Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cádiz Tertiary basin». En: Friend, P. F. y Dabrio, C. J. (eds.), *Tertiary basins of Spain*. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, World and Regional Geology 6: 330-338.
- ROBERTS, D. G. (1970). «The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz». *Mar. Geol.*, 9: 31-37.
- ROBERTS, D. J. (1962). «Slumping on the eastern margin of the Rockall Bank, North Atlantic Ocean». *Mar. Geol.*, 13: 225-237.
- RODERO, J. (1999). «Dinámica sedimentaria y modelo evolutivo del margen continental suroriental del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario superior (Pleistoceno medio- Holoceno)». Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 343 p.
- RODERO, J., PALLARÉS, L. y MALDONADO, A. (1999). «Late Quaternary sequence stratigraphy and continental shelf model controlled by eustatic and paleoceanographic events. Gulf of Cádiz, southwest Iberia». *Mar. Geol.*, 155 (1-2): 131-156.
- ROEST, W. R. y SRIVASTAVA, S. P. (1991). «Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present». *Geology*, 19: 613-616.

- RYAN, W. B. F., HSÜ, K. J. y otros (eds.) (1973). «*Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*» U.S. Government Printing Office, Washington D.C., XIII, 514 p.
- SAITO, Y. (1990). «Late Pleistocene coastal sediments, drainage patterns and sand ridge system on the shelf of Sendai, northeast Japan». *Mar. Geol.*, 89: 229-244.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990). «Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present». *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. (1992). «Stratigraphic record and palaeogeographic context of Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain». *Basin Res.*, 4: 21-36.
- SARTORI, R., TORELLI, L., ZITELLINI, N., PEIS, D. y LODOLO, E. (1994). «Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation». *Geology*, 22: 555-558.
- SEBER, D., BARAZANGI, M., IBENBRAHIM, A. y DEMNATI, A. (1996). «Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alborán Sea and Rif-Betic mountains». *Nature*, 379: 785-790.
- SHACKLETON, N. J. y OPDIKE, N. D. (1976). «Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to latest Pliocene». En: Cline, R. M. y Hays, J. D. (eds.), *Investigations in Late Quaternary Paleooceanography and Paleoclimatology*. Geol. Soc. Am., Memoir 145: 449-464.
- SEPHAR, F. P. (1954). «Nomenclature bases on sard-clay ratios». *Jour. sed. petrol.*, 24(3): 151-158.
- SHACKLETON, N. J. y HALL, M. A. (1984). «Oxygen and carbon isotope stratigraphy of DSDP 552A: Pliopleistocene glacial history». En: Roberts, D. G., Schnitker, D. et al. (eds.), *Initial Reports DSDP*. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 81: 599-609.
- SHEPHARD (1981). «Submarine canyons: multiple causes and long time persistence». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65: 1062-1077.
- SLY, P. G., THOMAS, R. L. y PETILLER (1982). «Comparison of energy texture relationships in marine and lacustrine environments». *Hidrobiología*, 91: 71-84.
- SMITH, A. G. y WOODCOCK, N. H. (1982). «Tectonic synthesis of the Alpine Mediterranean region: a review». En: H. Berckhemer y K. J. Hsü (eds.), *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. Amer. Geophys. Un., Washington, 7: 15-38.
- SOMOZA, L., HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J., LOBO, F. y ANDRÉS, J. R. (1996). «Modelo de estratigrafía secuencial de alta resolución de la plataforma continental española del Golfo de Cádiz». *Geogaceta*, 20(1): 130-133.
- SRIVASTAVA, S. P., ROEST, W. R., KOVACS, L. C., OAKLEY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J. y MACNAB, R. (1990a). «Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin». *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- SRIVASTAVA, S. P., SCHOUTEN, H., ROEST, W. R., KLITGORD, K. D., KOVACS, L. C., VERHOEF, J. y MACNAB, R. (1990b). «Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa». *Nature*, 344: 756-759.
- STUBBLEFIELD, W. L., MCGRAIL, D. W. y KERSEY, D. G. (1984). «Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf». En: Tilman, R. W. y Siemers, C. T. (eds.), *Siliciclastic Shelf Sediments*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Spec. Publ., 34: 37-41.
- SUÁREZ-ALBA, J., MARTÍNEZ DEL OLMO, W., SERRANO-OÑATE, A. y LERET-VERDÚ, G. (1989). «Estructura del sistema turbidítico de la Formación Arenas del Guadalquivir. Neógeno del valle del Guadalquivir». En: *Libro Homenaje R. Soler. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo*, Madrid: 123-132.
- SWIFT, D. J. P. (1970). «Quaternary shelves and the return to grade». *Mar. Geol.*, 8: 33-69.
- SWIFT, D. J. P. (1976). *Coastal sedimentation*. Wiley, New York, 255-310.
- SWIFT, D. J. P. y FIELD, M. E. (1981). «Evolution of a classic sand ridge field: Maryland sector, North American inner shelf». *Sedimentology*, 28: 461-482.
- SWIFT, D. J. P., MCKINNEY, T. F. y STAHL, L. (1984). «Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf: Discussion». En: Tilman, R. W. and Siemers, C. T. (eds.), *Siliciclastic Shelf Sediments*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Spec. Publ., 34: 25-36.
- UDIAS, A. y BUFORN, E. (1992). «Sismicidad y sismotectónica de las Béticas». *Física de la Tierra*, 4: 109-123.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. y THOMPSON, S. (1977). «Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Relative changes of sea level from coastal onlap». En: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, Oklahoma, AAPG, Memoir 26: 63-81.

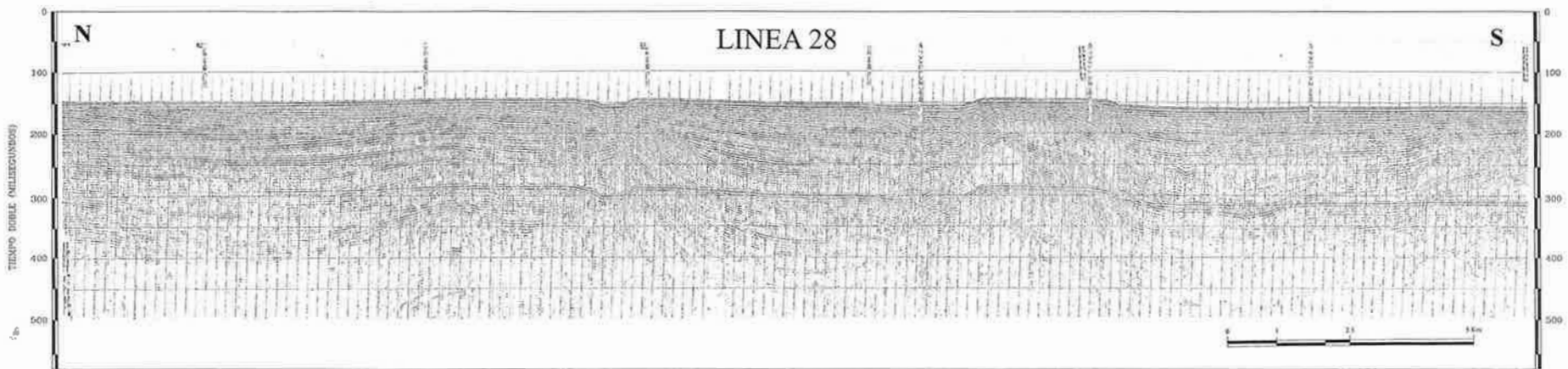
- VAN WAGONER, J. P., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITI, T. S. y HARDENBOL, J. (1988). «An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions». En: C. K. Wilgus, C. A. Ross, H. W. Posamentier, J. van Wagoner y C. Kendall (eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. Soc.Econ.Paleont.Mineral, Spec.Publ., Tulsa, Oklahoma, 42:39-45.
- VANNEY, J. R., MENANTEAU, L. y ZAZO, C. (1979). «Physiographie et évolution des dunes de Basse-Andalousie (Golfe de Cadix, Espagne)». *Actes de Colloques, n° 9: Les côtes atlantiques d'Europe, évolution, aménagement, protection-Brest*, France, p. 277-286.
- VERA, J. A. (1983). «La Cordillera Bética: Zonas Externas». En: Geología de España. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, t.II, IGME, Madrid, p. 218-250.
- VERA, J. A. (1988). «Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de las Cordilleras Béticas». *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- VIGUIER, C. (1974). *Le Néogène de l'Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du bas Guadalquivir*. These Univ. Bordeaux, 449 pp.
- WEIJERMARS, R. (1987). «A Revision of the Eurasian-African plate boundary in the western Mediterranean». *Geol. Rundschau*, 76/3: 667-676.
- WESTAWAY, R. (1990). «Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean». *Earth Plan. Sci. Lett.*, 96: 393-406.
- WILSON, R. C. L., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. y GRADSTEIN, F. M. (1989). «The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphy, and Subsidence History». En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. Am. Ass. Petrol. Geologists and Canadian Geological Foundation, Tulsa, Oklahoma, AAPG, Memoir 46: 341-363.
- WRIGHT, L. D. (1985). «*River Deltas*». Springer Verlag, New York, 1-76.
- ZAZO, C. (1980). «*El cuaternario marino continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz*». Tesis Univ. Complutense Madrid.
- ZAZO, C. y OVEJERO, G. (1976). «Niveles marinos cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz». *Trabajos Néogeno-Cuaternario*, 5, p. 141-145.
- ZAZO, C., GOY, J. L. y DABRIO, C. (1983a). «Medios de transición en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno». *Res. X Congr. Nac. de Sedimentología*, Menorca, p. 23-24.
- ZAZO, C., GOY, J. L. y DABRIO, C. (1983b). «Medios marinos y marinos-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno». *Mediterránea Ser. Geol.*, 2, p. 29-52.
- ZIEGLER, P. A. (1989). «Evolution of the North Atlantic-An overview». En: A. J. Tankard y H. R. Balwill (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists and the Canadian Geological Foundation, Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoir 46: 111-130.

ANEXO

LÍNEA 22

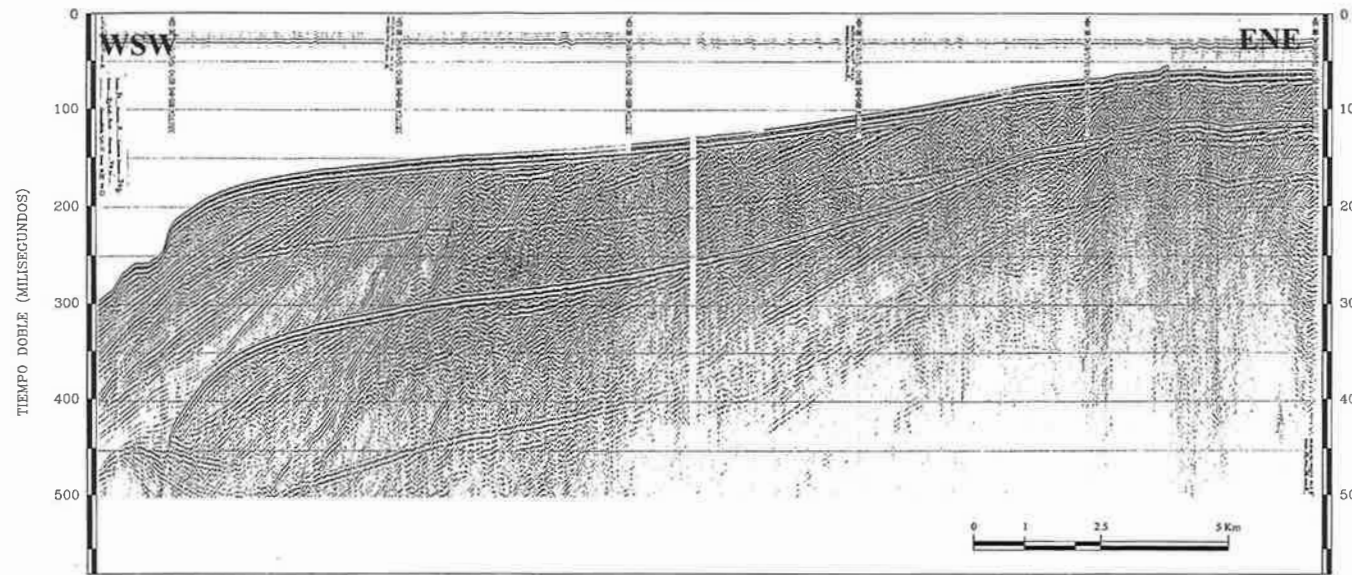


LÍNEA 28

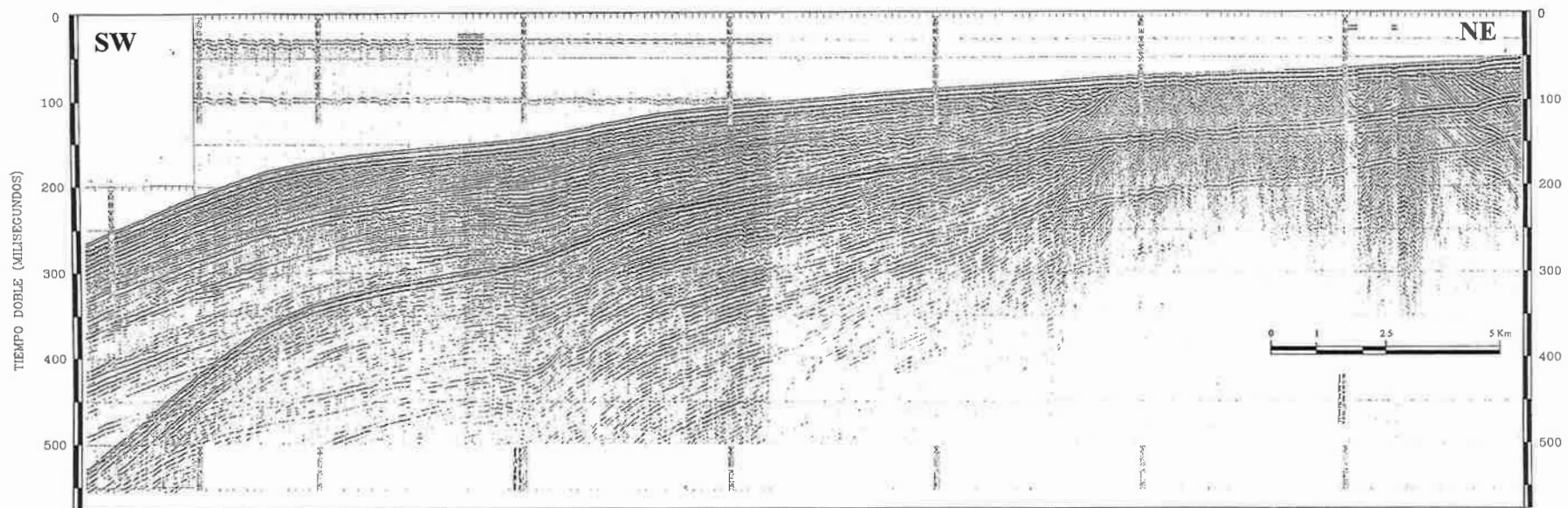


Perfiles sísmicos (cañón de aire). El mapa de situación e interpretación correspondiente figura en el Mapa Geológico del Margen Continental a escala 1:200.000.

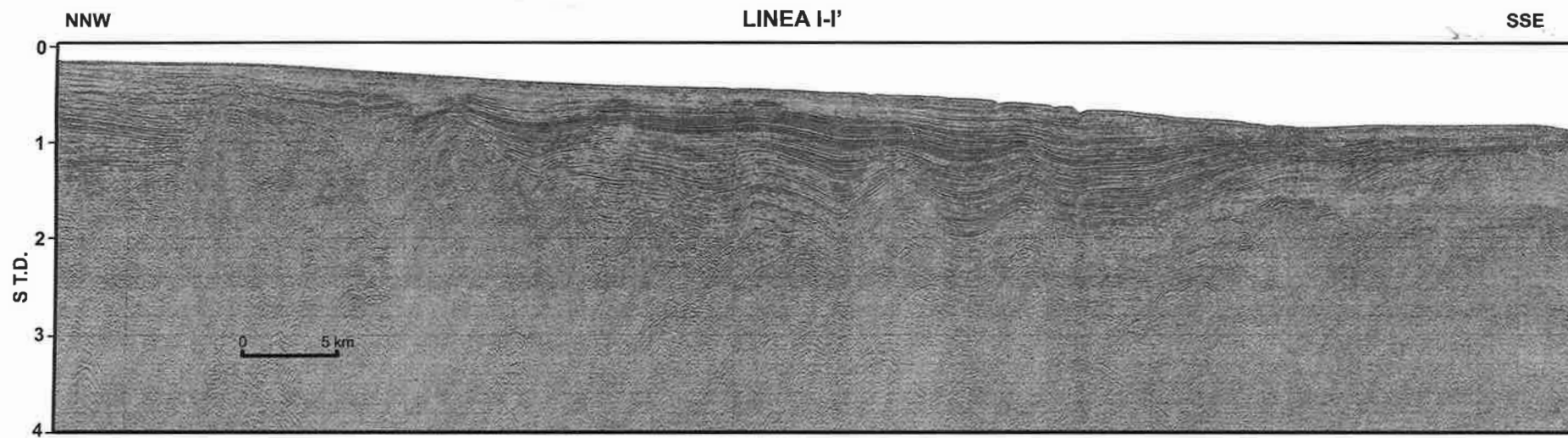
LINEA 8

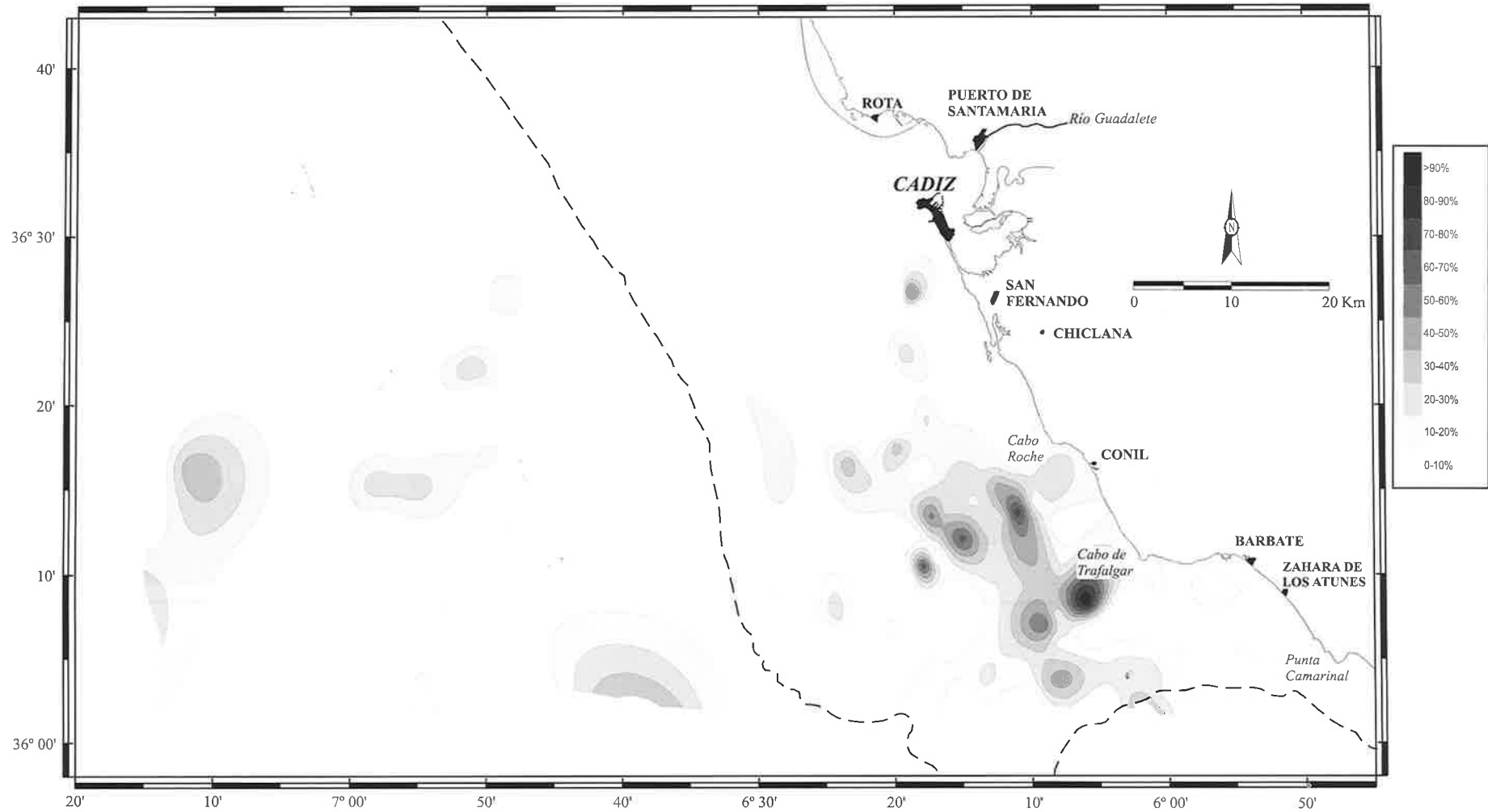


LINEA 12

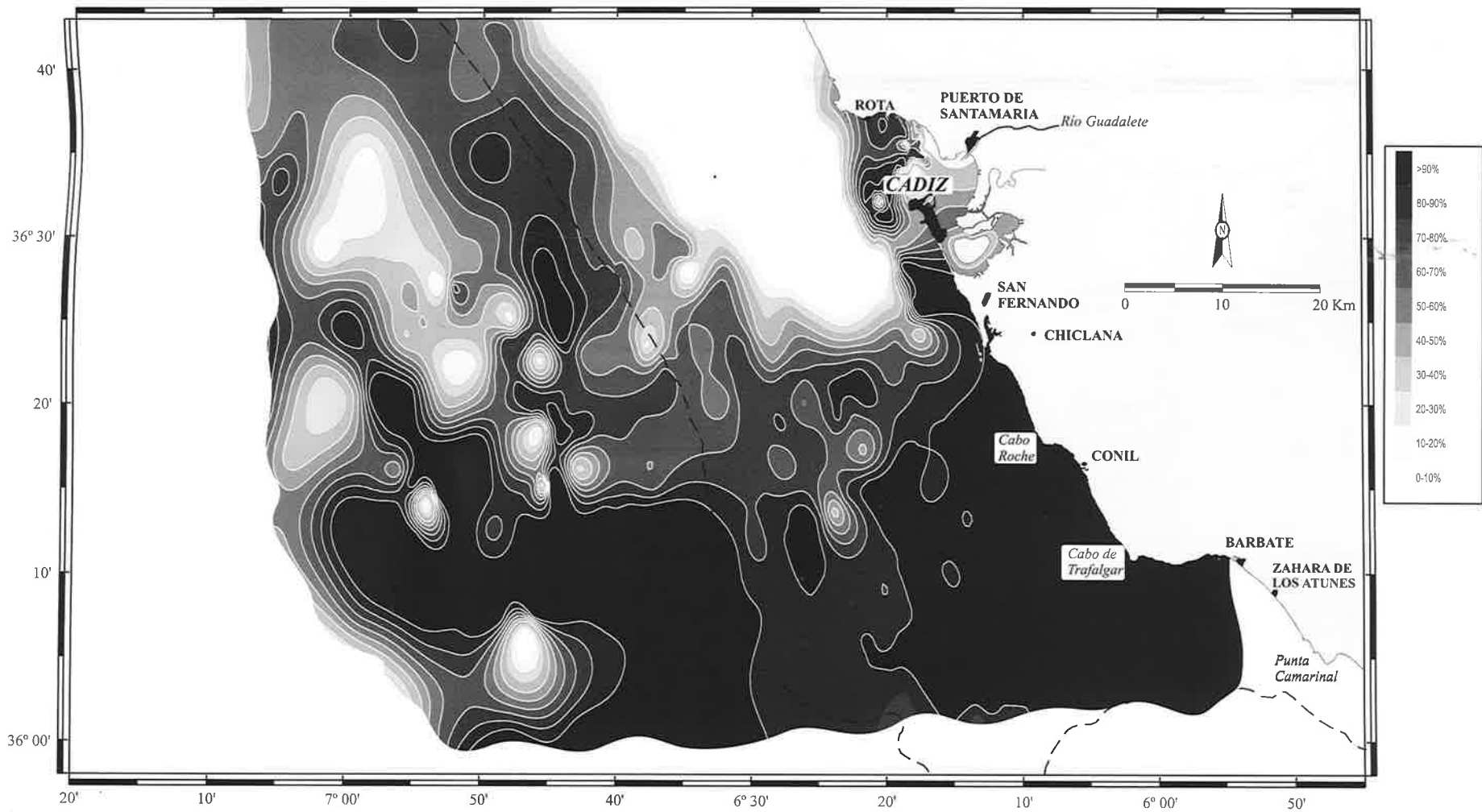


Perfiles sísmicos (cañón de aire). El mapa de situación e interpretación correspondiente figura en el Mapa Geológico del Margen Continental a escala 1:200.000.

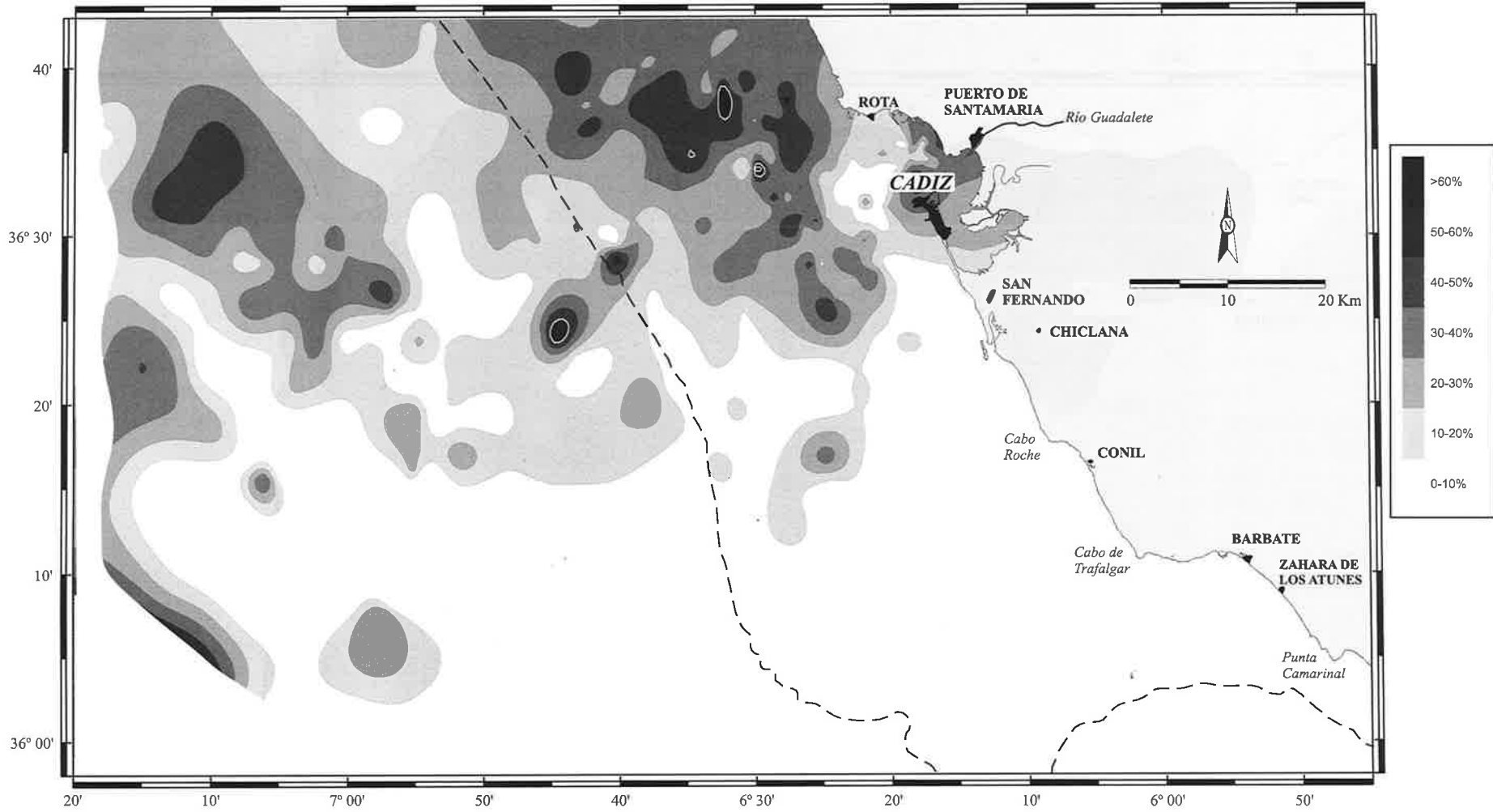




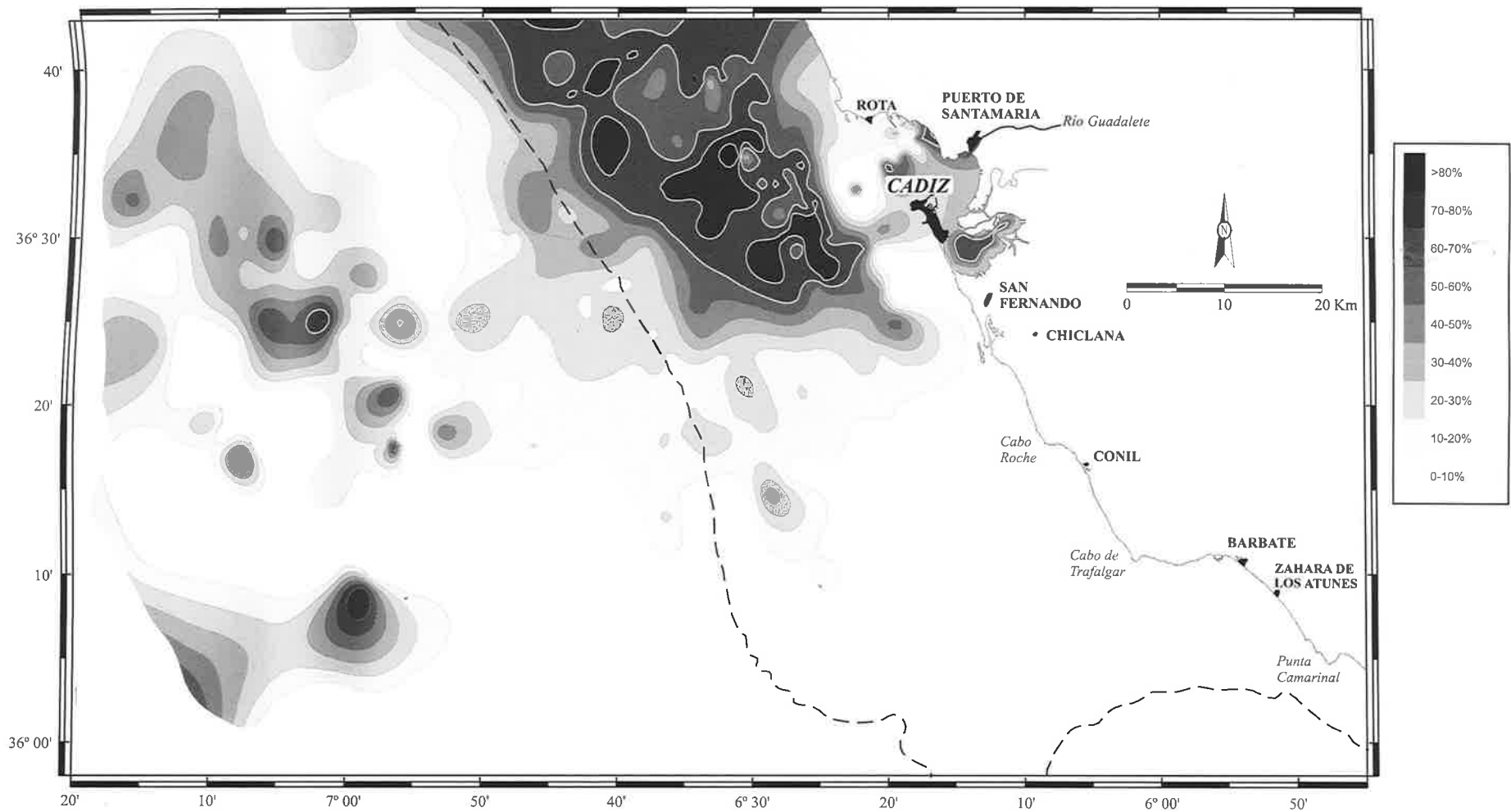
Mapa de distribución de los valores de porcentaje de gravas en el margen continental.



Mapa de distribución de los valores de porcentaje de arena en el margen continental.



Mapa de distribución de los valores de porcentaje de limo en el margen continental.



Mapa de distribución de los valores de porcentaje de arcilla en el margen continental.



Instituto Geológico
y Minero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID

ISBN 84-7840-478-3



9 788478 404780