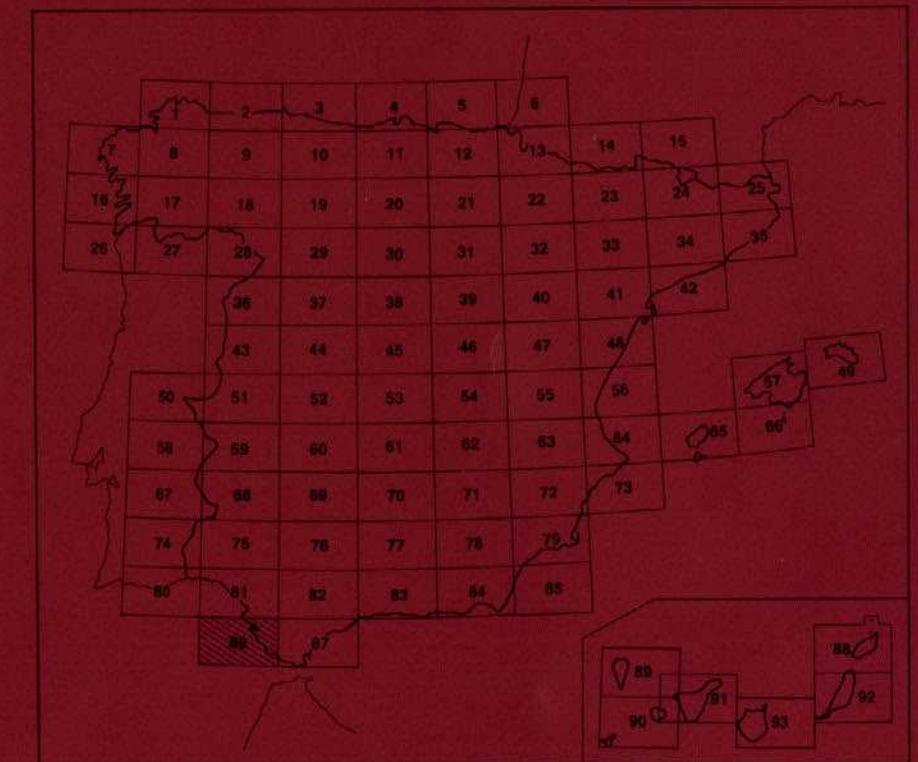




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000



Primera edición

CÁDIZ



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000

CÁDIZ

22186

© INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 28003 MADRID

Depósito legal: M.—16.734.—1994

I.S.B.N.: 84-7840-184-9

NIPO: 241-93-015-3

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: I. Izquierdo, S. A.

Esta Memoria y el Mapa Geológico de Cádiz (86) han sido realizados por INYPSA, con la colaboración de SECEGSA, durante los años 1989 y 1990, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE.

El equipo que ha participado en su realización es el siguiente:

| | |
|-----------------------------------|--|
| P. Ruiz Reig (ITGE) | Dirección del Proyecto |
| A. García de Domingo (INYPSA) | Jefe de Proyecto |
| P. P. Hernaiz Huerta (INYPSA) | Cartografía y Memoria |
| J. González Lastra (INYPSA) | Cartografía y Memoria |
| P. Cabra Gil (INYPSA) | Cartografía y Memoria (Cuaternario) |
| J. C. Balanya (U. Granada) | Cartografía y Memoria. Dominio de Alborán y Dorsales |
| V. García Dueñas (U. Granada) | Cartografía y Memoria. Dominio de Alborán y Dorsales |
| J. C. M. García Ramos (U. Oviedo) | Sedimentología de detriticos. |
| J. González Lastra (INYPSA) | Sedimentología de carbonatos |
| P. P. Hernaiz Huerta (INYPSA) | Tectónica |
| P. Aguilar (U. Madrid) | Micropaleontología (Nannoplancton) |
| J. R. Young (British Museum) | Micropaleontología (Nannoplancton) |
| J. C. M. García Ramos (U. Oviedo) | Petrología de detriticos. |
| J. González Lastra (INYPSA) | Petrología de carbonatos |
| J. C. M. García Ramos (U. Oviedo) | Icnofauna. |

INDICE

| | |
|---|----------|
| 1.- INTRODUCCION | 7 |
| 2.- ESTRATIGRAFIA | 9 |
| 2.1.- SURCO TURBIDITICO CAMPO DE GIBRALTAR | 9 |
| 2.1.1.- Cretáctico | 9 |
| 2.1.1.1.- Calizas, margas y arcillas (Cretáctico superior-Paleoceno) (1) | 9 |
| 2.1.2.- Paleoceno | 10 |
| 2.1.2.1.- Calizas arenosas y arcillas (Paleoceno) (2) | 10 |
| 2.1.3.- Eoceno | 10 |
| 2.1.3.1.- Calizas bioclásticas y margas (Eoceno) (3) | 10 |
| 2.1.4.- Oligoceno | 10 |
| 2.1.4.1.- Calcarenitas margosas y arcillas rojas (Oligoceno) (4) | 10 |
| 2.1.5.- Mioceno | 11 |
| 2.1.5.1.- Areniscas silíceas (5) | 11 |
| 2.2.- PLATAFORMA SUBBETICA | 13 |
| 2.2.1.- Triásico | 14 |
| 2.2.1.1.- Arcillas, yesos, areniscas y dolomías (6), dolomías (7), fitas (8), (Triásico) | 14 |
| 2.2.2.- Jurásico | 14 |
| 2.2.2.1.- Dolomías y calizas (Lias) (9) | 14 |
| 2.2.3.- Cretáctico | 15 |
| 2.2.3.1.- Calizas nodulosa y margas blancas (Neocomiense Barremiense) (10) | 15 |
| 2.2.3.2.- Margas verdes (Aptiense-Cenomaniense) (11) | 15 |
| 2.2.3.3.- Calizas y margas (Capas rojas) (Cretáctico superior-Eoceno) (12) | 15 |
| 2.2.4.- Terciario (Paleoceno-Oligoceno) | 16 |
| 2.2.4.1.- Margas, calcarenitas y arcillas (Paleoceno-Oligoceno) (13) | 16 |
| 2.2.5.- Terciario (Mioceno inferior) | 16 |
| 2.2.5.1.- Arcillas versicolores (14) | 16 |
| 2.2.6.- Mioceno medio | 17 |
| 2.2.6.1.- Margas blancas silíceas (Moronitas) (Burdigaliense sup-Tortoniense inferior) (15) | 17 |
| 2.2.7.- Mioceno superior | 18 |
| 2.2.7.1.- Margas azules (Tortoniense-Messiniense) (16) | 18 |
| 2.2.7.2.- Margas y biocalcarenitas (Tortoniense superior-Messiniense) (17) | 18 |
| 2.2.7.3.- Conglomerados y brechas calcáreas (Messiniense) (18) | 19 |
| 2.2.7.4.- Biocalcarenitas (Messiniense-Plioceno) (19) | 19 |
| 2.2.8.- Plioceno | 19 |
| 2.2.8.1.- Arenas amarillas y biocalcarenitas (Plioceno inferior-medio) (20) | 19 |
| 2.2.8.2.- Conglomerados con "Ostras" y "Pectínidos" (Plioceno superior) (21) | 20 |
| 2.2.8.3.- Calizas pulverulentas lacustres (Plioceno superior) (22) | 21 |

| | |
|---|----|
| 2.2.9.- Plioceno-Cuaternario | 21 |
| 2.2.9.1.- Conglomerados, areniscas, margas "Arenas rojas" (23) | 21 |
| 2.2.10.- Cuaternario | 21 |
| 2.2.10.1.- Arenas y arcillas, "Suelo rojo" (26)..... | 21 |
| 2.2.10.2.- Conglomerados, arenas y areniscas con fauna marina. Niveles marinos (27, 29, 32)..... | 21 |
| 2.2.10.3.- Arenas arcillosas rojas y arenas arcillosas con cantos. Glacis (25) | 23 |
| 2.2.10.4.- Gravas, cantos y arenas. Terrazas fluviales (28, 30 y 33) | 23 |
| 2.2.10.5.- Arenas y arenas cementadas. Dunas fósiles (31), Manto eólico (38) y .. Dunas actuales (42)..... | 25 |
| 2.2.10.6.- Limos, arenas, arcillas y materia orgánica. Relleno de laguna (36)..... | 25 |
| 2.2.10.7.- Arenas y conchas. Flecha litoral (39) y playas (43)..... | 25 |
| 2.2.10.8.- Arenas, arenas y gravas biogénicas, limos y arcillas. Marismas (37) | 25 |
| 2.2.10.9.- Gravas, arenas, arcillas y limos. Fondos de valle (41) y de inundación (40) | 25 |
| 2.2.10.10.- Arcillas, arenas y gravas. Conos de deyección (34) y coluviones (35) .. | 26 |
| 2.2.10.11.- Arcillas, bloques, cantos y arenas. Depósitos de solifluxión (24)..... | 26 |
| 3.- TECTONICA | 26 |
| 3.1.- INTRODUCCION | 26 |
| 3.2.- TECTONICA DE LA PLATAFORMA SUBBETICA S.L. | 27 |
| 3.3.- TECTONICA DE LAS UNIDADES PROCEDENTES DEL SURCO DE LOS FLYSCH | 28 |
| 3.4.- TECTONICA POSTPAROXISMAL | 31 |
| 3.5.- LA COBERTERA MIO-PLIOCENA. NEOTECTONICA | 32 |
| 4.- GEOMORFOLOGIA | 32 |
| 4.1.- MORFOGENESIS | 33 |
| 4.1.1.- Dominio Marino | 33 |
| 4.1.1.1.- Sistema litoral | 33 |
| 4.1.2.- Dominio Marino-continental | 33 |
| 4.1.2.1.- Sistema estuario | 33 |
| 4.1.3.- Dominio continental | 33 |
| 4.1.3.1.- Sistema eólico | 33 |
| 4.1.3.2.- Sistema fluvial | 33 |
| 4.1.1.3.- Sistema lacustre | 34 |
| 5.- HISTORIA GEOLOGICA | 34 |
| 6.- GEOLOGIA ECONOMICA | 35 |
| 6.1.- MINERIA Y CANTERAS | 35 |
| 6.2.- HIDROGEOLOGIA | 36 |
| 7.- BIBLIOGRAFIA | 39 |

1. INTRODUCCION

La Hoja 1:200.000 de Cádiz se encuentra situada en la zona occidental de las Cordilleras Béticas, formando parte de las unidades geológicas denominadas por el ITGE como "Unidad Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar" y "Unidad Subbética".

Administrativamente forman parte de la Comunidad Autónoma de Andalucía, en concreto a la provincia de Cádiz.

La fisiografía de esta Hoja está estructurada en tres regiones con caracteres diferentes, estas regiones son: la región septentrional constituida por el valle del río Guadalete y las zonas limítrofes ocupadas por depósitos pliocuaternarios originados por este curso fluvial, la zona costera en concreto las desembocaduras de los ríos Guadalete y Barbate, que dan lugar al desarrollo de marismas, flechas litorales y dunas, y por último a la región central meridional ocupada por colinas de relieve poco acusado, en donde se encuentra la mayor elevación de la Hoja, situada en el Cerro del Almazán con 246 m de altitud, ocupada por materiales de naturaleza margosa y arcillosa con gran desarrollo de suelos y de naturaleza impermeable.

La hidrología está marcada por dos cursos fluviales de distinta importancia, al Norte por el río Guadalete y al Sur por el río Barbate, además de pequeños cauces de carácter efímero que caracterizan la red fluvial de la Hoja. En esta región hay que destacar el gran número de lagunas que existen, entre otras: Laguna Salada, Laguna de Medina, Laguna de Taraje, Laguna de S. Antonio, Laguna del Comisario, Lagunas de Montellano, Laguna de Geli, algunas de pequeña extensión pero de gran importancia en el equilibrio del ecosistema biológico de la región.

Desde el punto de vista geológico y según MARTIN ALGARRA (1987) Cordilleras Béticas forman la terminación occidental del Orogeno Alpino Perimediterráneo, constituido por una sucesión de cordilleras, preferentemente orientadas en dirección O-E, cuyo rasgo más característico es que presentan una estructura de mantos de corrimiento originados durante el Cretácico y Terciario.

El Orogeno Alpino del Mediterráneo Occidental está formado por una alineación de cadenas, que presentan una estructura centrífuga con respecto al área ocupada por el mar. Dentro de él se pueden distinguir tres segmentos principales. El segmento meridional, está constituido por las Cordilleras Norteafricanas del Rif y del Tell, el segmento oriental se extiende a través de Sicilia, mediante el Arco Calabro Peloritano conectando con el Apenino. Por medio del Arco de Gibraltar, el Rif conecta con la Cordillera Bética que junto con las Baleares forman el segmento noroccidental.

Dentro de las Cordilleras Béticas, se suelen distinguir las zonas externas (FALLOT 1948, FONTBOTE, 1970, JULIVERT *et al.* 1977), en las que se pueden diferenciar varios conjuntos tectonopaleogeográficos, es decir una serie de dominios paleogeográficos diferentes, que posteriormente y por causas tectónicas se han individualizado en varias unidades tectónicas. Aparte de estas zonas se distinguen también una antefosa, la Depresión del Guadalquivir una depresión interior que se corresponde con el mar de Alborán y una serie de depresiones intramontañosas que se instalan en el contacto entre las zonas internas y las zonas externas.

Dentro de las zonas externas se reconocen dos grandes conjuntos tectonopaleogeográficos: el Prebético y el Subbético y dentro de las zonas internas se diferencian cuatro grandes dominios tectonopaleogeográficos: el Nevado-Filábride, el Alpujárride, el Rondalide y el Maláguide. Además hay que mencionar al Complejo del Campo de Gibraltar que ocupa una posición intermedia entre las zonas internas y las externas, por lo que algunos autores lo incluyen en una denominada «zona media» (PEYRE 1969).

Como ya se ha indicado anteriormente en las zonas externas se han diferenciado dos dominios:

- El prebético (BLUMENTHAL, 1927), es el dominio tectonopaleogeográfico más externo y de estructura más simple y no está representado en esta Hoja .
- El Subbético (BERTRAND y KILIAN, 1889), representa la continuación de la plataforma Prebética hacia el interior de la cuenca, con la presencia de unas unidades intermedias entre ambos dominios. El rasgo más evidente de la estructura general del Subbético es la autonomía que muestran los materiales triásicos con respecto a los postriásicos (FALLOT 1945, 1948), presentando directrices tectónicas definidas. El estilo de la deformación es variado de unos puntos a otros, pero hay que destacar la presencia de un intenso plegamiento e imbricación, vergente hacia el exterior de la Cordillera en la mitad más externa del Subbético y vergente hacia el interior de la misma en muchos puntos de la mitad más interna (F. JEREZ MIR, 1979, 1980; MEGIAS *et al.* 1983). Por último hay que destacar que el Subbético aparece disectado por accidentes transcurrentes de gran salto en dirección y que son en buena parte los responsables de la fragmentación y discontinuidad tectónica que muestran sus materiales.

Dentro del Subbético se diferencian varios dominios paleogeográficos originados por una subsidencia diferencial, determinada por una fracturación que afecta a niveles profundos del zócalo. Estos dominios son de

más externo a más interno el de las unidades intermedias, entre el Subbético y el Prebético, el Subbético externo, el Subbético medio y el Subbético interno o Penibético, todos incluidos dentro de un macro dominio que viene representado por la plataforma Subbética. Las unidades intermedias y el Subbético medio, constituyen áreas de surco, en donde se acumularon notables espesores de sedimentos, el Subbético externo e interno constituyeron áreas menos subsidentes en el que se depositaron materiales más someros, en facies reducidas o condensadas y en la que se acumula un menor espesor de sedimentos. Para el desarrollo de esta memoria, estos subdominios se han integrado en un dominio más amplio denominado plataforma Subbética y se ha tratado como una unidad paleogeográfica en su conjunto, describiéndose las distintas variaciones de facies existentes de una plataforma esencialmente carbonatada.

El siguiente macro dominio paleogeográfico ha sido denominado por otros autores como Complejo de Campo de Gibraltar o Surco Turbídítico del Campo de Gibraltar y podría considerarse como el dominio paleogeográfico más interno de las zonas externas. Su depósito debió tener lugar con características, en parte, propias de un eugeosininal y ha sido denominado por PEYRE (1969) como «Zona Media».

Tectónicamente tiende a ocupar la zona superior, sobre la plataforma Subbética. No obstante, aparece profundamente enraizado entre las Zonas Internas y las Externas.

Su estructura es muy compleja y gran parte de él es autóctono. Este surco turbidítico parece que se va expandiendo durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior sobre las zonas más internas de la plataforma Subbética. Sus materiales presentan un desarrollo predominantemente de facies turbidíticas.

Dentro de las Zonas Internas el Nevado-Filábride (BROU WER 1926, EGELER 1963) constituye la unidad tectónica más profunda. Está constituido por rocas metamórficas con un zócalo paleozoico o más antiguo y una cobertura triásica no aflorante en esta región.

Esta unidad se encuentra recubierta por otros dominios tectonopaleogeográficos: que constituyen los Mantos Alpujarrides, formados por un zócalo pretriásico constituido por rocas metamórficas intensamente recristalizadas y extensos macizos de rocas ultrabásicas (Peridotitas). En esta unidad se han diferenciado tres mantos: Manto de los Reales, Manto de Guadaiza y Manto de Ojen, todos con materiales de edad paleozoica o más antiguo y Triásico. Sobre esta unidad Alpujarride, posiblemente exista una cobertura postriásica bien desarrollada, constituida por un gran número de elementos tectónicos pequeños y lateralmente discontinuos, con estructura interna en escamas y que han sido denominados como Rondaides, ultimamente

por MARTIN ALGARRA (1987) o Dorsal calcárea por la escuela de autores franceses.

Estas denominaciones conllevan un distinto significado tectónico y paleogeográfico, aunque todos los autores designan con ellos a materiales concretos que en esta región se han denominado como Unidad de las Nieves, Unidad del Payatillo y Unidades de Benadalid y Crestellina.

Las distintas denominaciones de estas unidades así como su concepción tanto paleogeográfica como tectónica, se encuentran ampliamente desarrolladas en la tesis de MARTIN ALGARRA (1987), que ha servido como modelo para el desarrollo de esta introducción geológica.

Por último los Mantos Maláguides (BLUMENTHAL 1929, DURAND-DELGA 1963) constituyen el conjunto superior de la pila de mantos de corrimientos de las zonas internas. Está constituido por un zócalo paleozoico poco o nada metamorfizado sobre el que reposa discordante un Permotrías detrítico y una delgada cobertura sedimentaria de edad Triásico-Jurásica inferior.

En esta zona, los primeros trabajos geológicos se remontan a finales del siglo pasado con los estudios de MAC-PHERSON (1872) y posteriormente de GAVALA (1924) que nombra las areniscas del Aljibe, considerando como autóctonas gran parte de las formaciones que afloran en este sector.

Posteriormente a las primeras síntesis de las Cordilleras Béticas realizadas por BLUMENTHAL M. (1927) y FALLOT P. (1948), y dentro del ámbito de esa Hoja hay que destacar los trabajos realizados por CHAUVE P. (1969) en el sector septentrional de esta Hoja y J. DEDON (1969) en el sector meridional, estableciendo las bases de la geología moderna en esta región.

PERCONIG E. (1960-62-74), ha interpretado los sondeos petrolíferos realizados en esta región, definiendo el "Manto de Carmona", cuya procedencia supone en el Campo de Gibraltar, deslizándose hacia el NO durante el Tortoniense.

VIGUIER C. (1974) estudia el Neógeno del Guadalquivir, no estando de acuerdo con las conclusiones aportadas por el autor anterior en cuanto a los materiales que compone el límite del Mioceno superior.

Posteriormente hay que destacar los trabajos de PENDON (1977) que estudia la sedimentación turbidítica del Campo de Gibraltar y de BOURGOIS (1987) que establece un nuevo concepto respecto a la tectónica de estas unidades.

La neotectónica y el cuaternario de esta Hoja ha sido estudiada por BENKHELIL (1976) y ZAZO (1980).

Por último, hay que señalar la tesis doctoral de MARTÍN ALGARRA (1987) y la cartografía geológica realizada por SECEGSA (1988) de esta orilla del Estrecho.

Así mismo para la realización de esta Hoja y su memoria, se han tenido en cuenta los datos de las cinco Hojas E 1:50.000 y sus memorias (2^a serie MAGNA), que componen este mapa, después de revisadas y adaptadas a la escala 1:200.000.

2. ESTRATIGRAFIA

Para la estructuración del apartado, se han estudiado los distintos materiales que afloran en la Hoja, considerando sus características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas, encuadrándolos dentro de dominios paleogeográficos concretos que mantienen sus características en un largo período de tiempo. Posteriormente y sólo debido a fenómenos tectónicos estos dominios paleogeográficos primitivos, han sufrido grandes transformaciones, llegando a situarse geográficamente próximos e incluso mezclados unos con otros, sin ninguna relación estratigráfica ni sedimentológica aparente. Es importante destacar que a partir del Mioceno inferior existen materiales similares con idénticas facies en ambos dominios, correspondientes a depósitos expansivos que se depositaron con iguales características en ambos dominios paleogeográficos y que resultan muy problemáticos a la hora de su encuadre paleogeográfico.

Para la realización de este estudio, se ha tratado de ajustar cada conjunto litológico a formaciones estratigráficas, definidas, informal, o formalmente, en zonas próximas, por los autores que en ellas han trabajado, en particular continuando con las directrices marcadas por MARTÍN ALGARRA (1987) en su tesis doctoral.

En ésta y en la vecina Hoja de Algeciras 1:200.000, se han establecido dos grandes dominios paleogeográficos: Dominio de Plataforma Subbética y Dominio del Surco Turbídico del Campo de Gibraltar, atendiendo fundamentalmente las características sedimentológicas primordiales de los materiales que afloran en esta Hoja.

Dentro de la Plataforma Subbética se pueden definir dos subdominios, el más externo, aflorante en la Hoja, está caracterizado por un surco dentro de esta plataforma denominado por los autores que han trabajado en dicha zona como Subbético medio y el más interno, caracterizado por una zona de umbral denominado históricamente como Subbético interno o Peñibético. En el desarrollo de este apartado se han tratado en conjunto ya que en esta zona presentan gran cantidad de formaciones comunes a ambos subdominios, reflejando únicamente las variaciones particulares para cada una de ellas.

El dominio del Surco Turbídico del Campo de Gi-

braltar, cuyos afloramientos se limitan en la Hoja al sector suroriental de la misma, se encuentran tectónicamente superpuestas a la plataforma Subbética.

2.1. SURCO TURBIDITICO CAMPO DE GIBRALTAR

Los afloramientos de estas unidades se extienden por gran parte de las Cordilleras Béticas y en concreto en la mitad sur-oriental de la Hoja en estudio, constituyendo el denominado históricamente como "Flysch del Campo de Gibraltar".

Estas unidades se encuentran comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior y se depositaron fundamentalmente por procesos de flujo gravitatorio en una cuenca marina profunda.

Es importante destacar la escasez de fósiles determinativos, así como las intensas resedimentaciones, tanto de foraminíferos como de nannoplacón calcáreo existentes en este tipo de materiales, que dificulta enormemente tanto su datación como su correlación.

En general pertenecen a varios dominios paleogeográficos dentro del surco turbídico, cuyas relaciones entre sí son muy difíciles de observar debido a que actualmente se encuentran tectónicamente muy desplazados desde su lugar de origen.

Tectónicamente estos depósitos ocupan niveles estructurales superiores sobre la plataforma subbética que ocuparía el nivel estructural inferior. También se pueden observar formando klippe sedimentarios incluidos en el denominado "Complejo Tectosedimentario Mioceno", englobados en arcillas versicolores.

El tratamiento en la descripción de los distintos tramos cartográficos que afloran, se realizará atendiendo a las características estratigráficas y de facies que presentan cada una de ellas, independientemente de la posición tectónica que ocupan actualmente.

El empleo de esta metodología, en vez de la usada normalmente en la zona, que consiste en la descripción de series con igual comportamiento tectónico, facilitará la labor posterior, en el momento en que se puedan definir formaciones de ámbito regional.

No obstante en cada tramo cartografiado, se hará referencia a su asignación dentro de las series representativas de las distintas unidades tectónicas que se han considerado o diferenciado en esta zona.

2.1.1. Cretácico

2.1.1.1. Calizas, margas y arcillas (Cretácico superior-Paleoceno) (1)

Están formados por una alternancia de margas, arcillas amarillentas y verdosas con niveles de margocaliz-

zas y fractura concoide, así como calizas bioclásticas con laminación paralela y de ripples. Presentan una asociación de facies características, formadas packstone bioclásticos e intraclastos con pelets y cuarzo de tamaño limo. Asimismo es frecuente observar niveles de microbrechas calcáreas formadas a expensas de cantos del Jurásico.

En el techo de este tramo, se observa en algunos sectores, unos niveles de arcillas rojas con intercalaciones bioclásticas calcáreas muy convolutadas.

Los afloramientos que se pueden observar se limitan al sector meridional, en las proximidades de la vertiente occidental de la Sierra del Retín con una calidad de afloramiento muy deficiente.

En el desagüe de la laguna de la Janda y en las Lomas del Pericón afloran unos niveles de calizas turbidíticas blancas de edad Eoceno, que han sido consideradas por DIDON como los niveles terciarios de la Unidad del Almarchal; posiblemente sean esquirlas tectónicas de materiales de la plataforma Subbética. Sedimentológicamente todos estos afloramientos, con características litoestratigráficas comunes, se pueden considerar como depósitos turbidíticos posiblemente de carácter distal.

El contenido faunístico es muy alto, los fósiles más abundantes son: *Pythonella*, *Hedberghella*, *Heterohelix*, *Stomiosphaera*, *Globigerinelloides*, *Globotruncana*, *Pseudotextularia*, *Inoceramus*. Aunque se encuentran fósiles cuyas edades oscilan entre el Cenomaniense-Turoniense y el Senoniense alto, las asociaciones faunísticas más frecuentes son del Campaniense-Maastrichtiense: *Globotruncana fornicata*, *G. Bulloides*, *G. stuartiformis*, *G. lapparenti*, *Pseudotextularia elegans* y entre el nannoplancton: *Micula decussata*, *M. murus*, *Quadrum gothicum*, *Q. trifidum*, *Ahmuellerella octoradiata*, *Broisonia parca*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Eiffellithus turriseiffelii*. Es por tanto muy posible que el Turoniense y el Senoniense inferior se encuentren escasamente representados.

Como ya se ha indicado anteriormente, este tramo cartográfico se ha incluido en varias unidades tectónicas. En todas, presenta características litoestratigráficas semejantes, tanto en la unidad del Algarrobo, como en las del Flysch de Ubrique, muro de Algeciras, Algibe y Almarchal, sólo se han observado, grandes variaciones en el espesor así como un ligero aumento de los tonos rojizos en los sectores en que el espesor de este tramo cartográfico es menor, debido fundamentalmente a un mayor predominio del conjunto litológico que se observa a techo de esta unidad.

2.1.2. Paleoceno

2.1.2.1. Calizas arenosas y arcillas (Paleoceno) (2)

Sus afloramientos presentan un desarrollo muy de-

sigual, ya que se encuentran empastadas entre las arcillas versicolores, formando parte del denominado "Complejo Tectosedimentario Mioceno".

Se trata de un conjunto de calizas arenosas de grano fino a muy fino alternando con arcillas rojas y verdes. Las calizas presentan estructuras de deformación hidroplástica y son típicas turbiditas de llanura submarina.

La microfauna es muy abundante con: *Microcodium*, *Cibicides*, *Globorotalia*, *G. aequa*, *G. pusilla*, *G. pseudomenardii*, *G. laevigata*, *Lithothamnium*, fauna de edad Paleocena, comprendida entre el Montiense superior-landeniense.

2.1.3. Eoceno

2.1.3.1. Calizas bioclásticas y margas (Eoceno) (3)

Afloran como la unidad anterior, diseminadas entre las arcillas versicolores formando parte del "Complejo Tectosedimentario Mioceno", situándose sus afloramientos principales en la Hoja 1:50.000 de Vejer de la Frontera en el Cerro del Bujar, en la Ermita de San Ambrosio y en el Cerro del Hinojal.

Se trata de un conjunto calcáreo de unos 50 m de potencia en el que alternan margas grises y ocres con calcarenitas bioclásticas blancas o grises.

Las capas calcáreas presentan estratificación planoparalela en bancos de unos 15 cm de espesor, con laminación paralela que puede encontrarse deformada hidroplásticamente, seguida de laminación de ripples. Son frecuentes los nódulos de sílex.

La ordenación secuencial es ambigua, aunque marca una cierta tendencia negativa, con claros ciclos de orden menor. El ambiente sedimentario corresponde a intercalaciones de facies de abanico distal en ambientes de llanura submarina.

El contenido faunístico es alto: *Nummulites*, *Globorotalia aff aragonensis*, *G. centralis*, *G. boliviana*, *G. formosa*, *G. orata*, *G. aequa*, *Globigerina senni*, *G. lozanoi* y nannoplancton calcáreo: *Discoaster barbadensis*, *D. lodoensis*, *D. taninodifer*, del Eoceno (Luteciente).

2.1.4. Oligoceno

2.1.4.1. Calcarenitas margosas y arcillas rojas (Oligoceno) (4)

Normalmente afloran como láminas unidas o ligeramente despegadas a las arenas del Aljibe, aunque también aparecen constituyendo bloques sueltos empastados en las arcillas versicolores formando parte del denominado "Complejo Tectosedimentario Mioce-

no". Cuando forman parte de las láminas de areniscas del Aljibe, es posible que su emplazamiento sea exclusivamente tectónico, como se explica en el apartado correspondiente, dedicado a la tectónica.

Se trata de un conjunto litológico de calcarenitas y arcillas limosas rojas, los niveles cacarteníticos se observan en capas plano-paralelas de entre 5 cm a 1 m de espesor y suelen presentar granoclasicación positiva, con estructura interna turbidítica y secuencias tipo Tac/e y Tbc/e, que se interpretan como depósitos de llanura submarina.

Este conjunto presenta un espesor muy variable, generalmente más de 100 m y ha sido denominado como "Formación Beniza", formando parte de la unidad tectónica del Aljibe.

El contenido faunístico es alto con: *Eulepidica dilatata*, *E. tournieri*, *Turborotalia nana*, *T. opima*, *Catapsidrax dissimilis*. Entre la nannoflora: *Helicosphaera compacta*, *Sphenolithus predistentus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Discoaster tanni*, *D. deflandrei*, *D. multiradiatus*, *D. barbadiensis* del Eoceno superior-Oligoceno superior y posiblemente incluya los tramos basales del Aquitaniense.

2.1.5. Mioceno

2.1.5.1. Areniscas siliceas (5)

Esta unidad cartográfica se ha denominado en esta zona por los diversos autores que han trabajado como areniscas del Aljibe o areniscas Numídicas, según impliquen en esta denominación un significado litoestratigráfico o tectónico.

Litológicamente las areniscas tienen un alto contenido en cuarzo (90%), sus granos se encuentran siempre bien redondeados, variando el tamaño de grano de unas zonas a otras, llegando a veces a ser microconglomerático.

El estudio sedimentológico de estos materiales ha permitido la individualización de cuatro tipos de litofacies claramente diferenciables por la diferente proporción de areniscas/pelita, por la estructura y por el tamaño de grano del sedimento que los constituye.

Una descripción somera de cada una de estas litofacies se realiza a continuación:

Litofacies 1

Tramos de orden métrico y decamétrico (normalmente entre 5 y 15 m) formados por capas de areniscas prácticamente amalgamadas. Proporción arenisca/pelita siempre muy alta.

El tamaño de grano es siempre grueso-muy grueso, ocasionalmente microconglomerático, y la estatificación gruesa-muy gruesa. Las superficies de estratificación son más o menos plano-paralelas para grupos de estratos (con continuidad que puede ser de orden kilométrico), pero difíciles de trazar para estratos individuales debido a la forma constantemente irregular (erosiva) de las amalgamaciones.

Típicamente las capas poseen granoclasicación normal de tipo "Coarse-tail grading" y carecen de estructura interna, de forma que no es aplicable la secuencia de Bouma. Tan solo en raros casos se identifica una laminación paralela o suavemente ondulada a gran escala (del orden de los 3 mm de grosor), estructuras diversas de licuefación y excepcionalmente laminación convoluted. Facies A₁ y B₁, según la nomenclatura de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

La ordenación secuencial es variable, de tendencia positiva o simétrica, pero predominantemente negativa, estrato y granocreciente (que ocasionalmente presenta una terminación positiva). También están desarrollados ciclos negativos de orden menor, que suelen afectar de 2 a 4 capas.

Litofacies 2

Tramos de orden métrico o decamétrico constituidos por una alternancia más o menos regular de areniscas y pelitas grises. La proporción arenisca/pelita suele ser siempre relativamente alta.

Las capas areniscosas son de grano generalmente grueso a medio, y presentan estratificación media y gruesa. La superficie de estratificación basal puede ser irregular por erosión (no son raros los "cut and fill"). La superficie superior suele ser muy irregular debido a la concentración de cantos blandos de tamaño decimétrico y centrimétrico. En ciertos tramos éstos pueden llegar a internarse en el término pelítico, de forma que éste adquiere el aspecto de una mezcla caótica.

Para sus estructuras sedimentarias es aplicable la descripción de LT-1, aunque cabe destacar una mayor proliferación de laminación paralela. Excepcionalmente presenta "Fluet cast" y "ripples" a techo de la capa. Facies A₁, B₁ y C₁.

La ordenación secuencial cuando existe suele ser negativa, estrato y granocreciente.

Ambas litofacies, LT-1 y LT-2, van íntimamente ligadas, y constituyen volumétricamente la mayor parte de los sedimentos del Aljibe. Aparecen normalmente en alternancia, y con frecuencia se organizan verticalmente en macrosecuencias negativas estrato y granocrecientes, en las que LT-2 pasa transicionalmente a LT-1.

Estos depósitos pueden ser considerados en gran parte como el producto de corrientes de turbidez de alta densidad. Estas corrientes pierden velocidad (y se paran) transcurrido un relativo poco tiempo, abandonando su carga rápidamente y dando lugar a una sedimentación en masa. Esto provoca que no pueda realizarse un mecanismo de tracción de los granos sobre el fondo por la corriente que aún sigue circulando encima de ellos, lo que se traduce en una ausencia de laminación, y de una granoclásificación bien desarrollada o ideal, producto de la lenta deceleración de la corriente.

La rápida detención de estas corrientes y consecuente caída de los granos, da lugar a una disminución de volumen que es la causa de la huida del agua intersticial hacia la parte superior de la capa. Se producen entonces si la cantidad de agua es suficiente las estructuras de licuefacción y/o la ondulación de la escasa laminación paralela que ha sido capaz de formarse.

Nos referimos a un mecanismo de "grain flow" para las capas sin ningún tipo de estructura y a un flujo turbulento de alta densidad para las capas que muestran granoclásificación. Facies A₁.

Para las capas que muestran estructuras de escape de agua nos referiremos a un flujo fluidificado en combinación con flujo turbulento de alta densidad. Facies B₁.

Litofacies 3

Tramos de orden métrico y decimétrico eminentemente pélticos, grises o marrones, que pueden presentar intercalaciones de capas muy finas y finas (TBT) de areniscas de grano fino o muy fino y limo.

Los TBT no suelen mostrar estructura interna visible, pero a veces se reconoce laminación de tipo ripple y/o morfología ondulada de ripple en el techo. Facies D₂ y minoritariamente D₁.

Con cierta frecuencia estas etapas se hallan bastante distorsionadas, por efecto de diques clásticos y/o causas tectónicas varias. En caso contrario demuestran tener, al menos cuando así ha podido constatarse, una continuidad de orden decamétrico sin variaciones muy notables.

Los TBT con el producto de corrientes de turbidez de baja densidad que pueden desarrollar un mecanismo de tracción-decantación, y que deben representar la reducida parte diluida de las densas corrientes típicas del sistema.

En tales condiciones reflejan el depósito en zonas topográficamente elevadas y/o zonas alcanzadas por

el desbordamiento de la fracción diluida de las corrientes concentradas, que discurren y sedimentan en zonas más deprimidas o lejadas.

Litofacies 4

Tramos de orden métrico (excepcionalmente decamétrico) de composición péltica o péltico-arenosa que incluyen bloques de tamaños y formas muy diversas que son trozos fragmentados de estratos procedentes de las otras litofacies. Muestran diversos tipos de estructuras de deformación, tales como boudinage, capas plegadas, planos de cizalla y pliegues de slump cuando los estratos son finos, y la matriz péltica abundante. Facies F.

Otra variedad, incluida en esta misma litofacies, "debris flow", está constituida por la presencia de inclusiones pélticas contenidas en una matriz arenosa. Facies A₂.

El mecanismo deposicional para las facies F, es el de un deslizamiento gravitacional y deformación del sedimento (slumping). Un incremento del contenido de agua y de la deformación provoca un cambio transicional a facies del tipo A₂ (debris flow).

El origen de estas facies se debe fundamentalmente a procesos que causan inestabilidad y deformaciones sinsedimentarias, reflejo de condiciones tectónicas activas.

Las litofacies descritas se encuentran asociadas, lo que da al conjunto una gran homogeneidad.

La asociación de litofacies mejor representadas es la constituida por la superposición vertical de la litofacies 3, LT-2 y LT-1, formando secuencias negativas, estrato y granocrecientes. Estas secuencias negativas estarían formadas por ciclos de facies de compensación (MUTTI, SONNINO 1981), que reflejan procesos de acreción vertical y/o migración lateral.

Los datos recogidos en medidas de paleocorrientes, son escasas y en ocasiones contradictorias. Sin embargo, atendiendo al conocimiento regional se prevé un aporte generalizado de procedencia S ó SO.

Estas areniscas se interpretan como sistemas de abanicos submarinos sobrecargados en arena ("sand-rich deep sea fans system").

Adaptando la nomenclatura de NORMAK (1978), las asociaciones de facies se pueden concretar en dos amplios ambientes deposicionales: abanico superior y abanico medio. No se han identificado asociaciones de facies que puedan ser referibles a ambientes de abanico inferior o llanura submarina.

En resumen las areniscas del Aljibe presentan una variedad de facies extremadamente limitada, con un anómalo porcentaje de areniscas groseras en relación a arenisca fina y limo. Estos caracteres son propios de abanicos submarinos construidos por corrientes de turbidez densas, muy cargados en arena y bastante pobres en sedimentos finos, poco eficaces para transportar la arena sobre grandes distancias.

Se caracterizan por presentar una extensión relativamente reducida; por la abundancia de facies areniscosas afectadas de una "canalización" generalizada, expresión de una zona de depósito sometida a erosión ("cut and fill") por parte de corrientes que tenían aún mucha energía, las partes distales del sistema y las facies de interlóbulo adquirirían muy escaso desarrollo, ya que la práctica totalidad de la arena suministrada al sistema es atrapada en la zona "proximal" (abanico medio); y, finalmente, es de suponer que sufrirían una migración más o menos radial a partir de uno o varios cañones submarinos de alimentación.

Estos sistemas de abanicos pueden haberse formado en una cuenca de tipo "bordeland", relativamente profunda y tectónicamente activa, por rápido relleno de sedimentos arenosos procedentes de una zona de costa bajo condiciones que llevan a una alta madurez textural y mineralógica.

Los granos del Aljibe son en su mayor parte redondeados y mates, y es frecuente encontrar entre los cantos, facetados de origen eólico, por lo que el mecanismo más posible para su "maduración" es una amplia orla costera sometida a la acción de las olas (lavado, clasificación, madurez mineralógica) y del viento (lavado, picoteado, ventifactos).

La formación de la orla costera tiene que haber sido bastante rápida acumulándose un enorme volumen de sedimentos, lo que hace que los mecanismos de deriva litoral resulten insuficientes para explicarla, si no es a partir de una o varias zonas de entrada de sedimentos procedentes del continente. Por estas razones, no es aventurado pensar en la presencia de deltas destructivos de ola, el mecanismo más eficaz de introducir en una zona somera, grandes cantidades de sedimento de tamaño de grano de arena. Toda esta zona está desarrollándose en lo que en este momento es la costa norte-africana.

La entrada de sedimentos en la zona de acumulación se produce por "vuelco" desde el "borderland" norte-africano. Esta entrada se produce por causas tectónicas, lo que explica la alta velocidad de acumulación y la presencia de diques de arena, zonas de "slump" y "bloques". El resultado son lóbulos de turbiditas ricas en arena.

El "vuelco" probablemente va acompañado de una

"onda tectónica" que avanza de Sur a Norte, produciendo resedimentación de los materiales en forma de nuevos lóbulos. Esto explicaría las aparentes contradicciones entre la relación de proximidad-distalidad y la distribución geográfica, las variaciones bruscas de espesores en pequeñas distancias y la amplia extensión de unas facies que en condiciones normales tiene muy pequeña amplitud.

Respecto a la edad, las areniscas del Aljibe y en sí mismas, prácticamente nunca suministran restos fosiles, no obstante MARTIN SERRANO y PILES (in press) han encontrado en la zona de la Sierra del Arca: *Turborotalia semivera* y *Catapsydrax dissimilis*, *C. unicarus*, *Globo rotalooides suteri* que asignan una edad Aquitaniense medio Burdigaliense inferior.

Las dataciones efectuadas en la base de la unidad cartográfica han proporcionado fauna de edad Aquitaniense, mientras que las margas que se observan a techo de esta unidad han sido datadas como Burdigaliense inferior (DIDON 1984), por lo tanto este conjunto arenoso se puede asignar al Aquitaniense superior.

2.2. PLATAFORMA SUBBÉTICA

Los materiales incluidos en este epígrafe, representan la continuación de la plataforma, fundamentalmente carbonatada, que constituye el Dominio Prebético hacia el interior de la cuenca.

En esta Hoja, todos los materiales que afloran presentan características comunes como para poder ser encuadrados dentro del subdominio del Subbético medio, con abundantes afloramientos de materiales triásicos en facies "germano-andaluz", con su cubierta jurásica-cretácea-terciaria intensamente tectonizada, dividida en bloques aislados unos de otros. Esta situación está favorecida por la existencia de varias superficies de despegue que individualizan cada paquete competente.

El subdominio (Subbético medio) representa un surco subsidente dentro de la plataforma carbonatada. Este surco no ha actuado por igual en cada momento de la historia geológica de esta Hoja, sino que ha sido fundamentalmente durante el Cretácico inferior y el Eoceno donde existen facies diferentes de otros subdominios establecidos dentro de la plataforma.

En general, los afloramientos son de mala calidad ya que se trata de materiales blandos, fácilmente utilizables para labores agrícolas.

Como se ha indicado anteriormente el tratamiento de unidades se realizará en su conjunto, tratando de unificar regionalmente los criterios litológicos y sedimentológicos con sus posibles variaciones de facies, normales en cualquier cuenca sedimentaria.

CHAUVE (1968) es el autor que específicamente ha trabajado en los materiales que representan la plataforma Subbética en la Hoja.

El autor distingue dos dominios estructurales diferentes, uno externo y otro de Flyschs. En el Dominio externo, separa: Subbético sur, Penibético, la Unidad de Algarrobo (que considera facies laterales del Subbético) y Moronitas.

2.2.1. Triásico

2.2.1.1. Arcillas, yesos, areniscas y dolomías (6). Dolomías (7). Ofitas (8) (Triásico)

Afloran con gran extensión en el sector septentrional de la Hoja y constituye la base estratigráfica de la Serie Subbética.

Se presenta en facies "germano-andaluz" con gran desarrollo de los sedimentos arcillo-evaporíticos.

Litológicamente está formado por un conjunto de arcillas versicolores y yesos con abundantes cuarzos bipiramidales, niveles de azufre y óxidos de hierro. Este material constituye la pasta que engloba bloques de distinto tamaño y naturaleza.

Entre bloques es frecuente encontrar dolomías tabladas negras (7). Son dolomicritas e intramicritas a veces de aspecto brechoide formado por cantos angulosos o subangulosos de micritas, con un tamaño comprendido entre 1 y 15 cm. La base de estas brechas es erosiva presentando a veces una cierta grano-selección positiva y ordenación por corrientes. Se interpretan como facies de relleno de canal submareal. Otras veces estas brechas están formadas por cantos planos, con los bordes recurvados y abundantes estructuras debidas a desecación (grietas, despegue de láminas, etc.).

Las dolomías presentan frecuentemente laminaciones de algas y porosidad debida a disolución de sulfatos, normalmente se ordenan en ciclos de somerización en los que la base está formada por depósitos de corriente, que erosionan el techo del ciclo anterior, introduciendo en canales submareales los cantos procedentes de la desecación supramareal. En los canales el relleno se produce por disminución en la capacidad de transporte, y por lo tanto del tamaño de los componentes y variación en el tipo de estructuras sedimentarias.

Cuando se abandona el canal, inicialmente se coloniza por algas, para acabar rellenándose por micrita, que son intensamente bioturbadas. En la última fase los sedimentos emergen y son desecados por exposición al aire.

Asimismo existen bloques de areniscas de grano fino, algo micáceas y color amarillento o rojizo.

Las ofitas (8) afloran también englobadas en la pasta arcillosa caracterizándose por ser rocas duras y verdosas. Presentan textura subofítica de grano medio y en algunas ocasiones porfídica hipidiomorfas y microcristalinas. Está formada por plagioclásas cárnicas, generalmente de tipo albita, aunque también existen de tipo albitaperidina. Como accesorios más comunes presenta pirita, ilmenita y esfena.

CHAUVE (1968), cita: *Equisetites cf arenaceus*, *Avicula gansingensis*, *Myophoria vestita*, *Knyphoriopsis Keuperina*, *Trypanostylus* sp., atribuidos al Keuper medio.

En detalle la estructura del conjunto es complicada, debido a los movimientos tectónicos. Los materiales competentes se han fragmentado dentro de la masa de materiales incompetentes que han sufrido replegamientos y desarmonías. Esto implica que su potencia sea muy difícil de calcular, no obstante se han medido más de 1.000 m en sondeos petrolíferos.

En las proximidades de la cantera del Berrueco se han observado unos niveles de brecha de matriz arcillosa y cantos, más o menos redondeados de dolomías, areniscas y yesos así como de calizas jurásicas, margas y margocalizas blancas y rojas del Cretácico inferior y superior.

En la interpretación de estos niveles de brechas, existen dos hipótesis contrapuestas; unos las consideran formadas a partir de procesos exclusivamente tectónicos, mientras que otros (BOURGOIS 1978) consideran que estas brechas son el resultado de removilizaciones sedimentarias durante el terciario. Las muestras que se han tomado de estos materiales no han indicado dataciones terciarias, por lo que no existen argumentos para inclinarse a favor de una u otra hipótesis.

2.2.2. Jurásico

No existen series jurásicas completas, reduciéndose los afloramientos a bloques aislados de diversos tamaños, generalmente explotados como canteras.

2.2.2.1. Dolomías y calizas (Lias) (9)

Existen cuatro afloramientos en toda la Hoja con materiales que se pueden asignar a esta edad. Están situados en el Castillo del Berroquejo (Hoja 1:50.000 de Paterna) y en la Cantera del Berrueco, en el Cerro de la Serrezuela y en el Arroyo del Campanario.

Podemos diferenciar dos conjuntos litológicos: el primer conjunto está formado por calizas micríticas y

dolomías, en algunas ocasiones de aspecto brechoide, compuestas por cantos angulosos de origen probablemente intermareal de disolución de yesos y anhidritas. El segundo conjunto está formado por calizas oolíticas que representan secuencias de barras.

Su contenido faunístico es abundante: ammonites, gasterópodos, lamelibranquios, braquiópodos, esponjas, crinoides, ostrácodos, *Lingulina gr. pupa*, *Caracearia*, *Involutina liasina*, *Nodosaria*, *Spirillina* que asignan una edad Lías (Pliensbachiense).

Estos materiales se apoyan sobre los materiales del triásico mediante un contacto que siempre aparece mecanizado.

2.2.3. Cretácico

Al igual que el Jurásico se encuentra muy tectonizado, dando lugar a bloques englobados dentro de las arcillas yesíferas del Triásico.

2.2.3.1. Calizas nodulosas y margas blancas (Neocomiense-Barremiense) (10)

Aflora en el Cerro de la Rubia, y en las inmediaciones de la carretera del Berueco (Hoja 1:50.000 de Chiclana), situándose mecánicamente sobre materiales del Triásico superior y calizas del Lías, siempre en contacto mecánico.

Se trata de una sucesión de calizas (mudstone y wackestone) y margas blancas de aspecto noduloso, en bancos plano-paralelos.

Es frecuente observar pequeños Ammonites piritosos y *Aptichus*. Se organizan en secuencias típicas de sedimentación en plataforma restringida, que comienzan con margas en el muro, que pasan a calizas nodulosas muy bioturbadas y culminan con calizas compactas observándose en el techo de la secuencia un "hard-ground".

Se ha incluido en el tramo un pequeño afloramiento, situado al Oeste de la laguna del Mato de la Carne, que ya fue citado por GAVALA (1924).

Está formado por calizas nodulosas rojizas en la base con filamentos, gasterópodos, ammonites y margas calizas blancas en el techo.

Los estudios de *Nannoconus* han determinado: *Nannoconus bermudezi*, *N. steinmanni*, *N. Kamptneri*, *N. globulus*, *N. wassali*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Hauteriviense y el Barremiense.

La potencia es muy irregular, debido a causas tectónicas, no obstante se sitúa entorno al centenar de metros.

2.2.3.2. Margas verdes (Aptiense-Cenomaniense) (11)

Se trata de un nivel que sólo aflora en el Cortijo de las Pachacas y en el kilómetro 7,2 de la carretera Jerez-Algeciras, ambos incluidos en la Hoja 1:50.000 de Paterna. Este tramo es muy difícil de localizar y su falta de afloramientos no es indicativo de falta de depósito, ya que constituye un nivel de despegue interno de la serie, que favorece el desplazamiento de los materiales calcáreos más competentes del Cretácico superior sobre los infrayacentes.

Litológicamente está formada por un conjunto de margas verdes, algo grisáceas que contienen abundante fauna: *Globigerinelloides breggiensis*, *Hedbergella aff planispira*, *Ammodiscus* y *Rotalipora*. Esta fauna es característica del Albienense-Cenomaniense y posiblemente comprende parte del Aptiense. Su potencia es difícil de evaluar, no obstante puede llegar a alcanzar unos 50 m.

2.2.3.3. Calizas y margas (Capas rojas) (Cretácico superior-Eoceno) (12)

Estos afloramientos se encuentran generalmente sobre el Triásico. Está compuesto por un conjunto litológico de margas, margocalizas y calizas de colores rosados, asalmonados y ocasionalmente blancos, bien estratificados en bancos cuyo espesor varía entre decímetrónico a centímetrónico. En el muro de la unidad, se observa en algunos sectores unos niveles de margas y margocalizas grises de poco espesor, que pueden faltar en algunos sectores. Estos niveles se han detectado en la Hoja 1:50.000 de Cádiz con fauna del Cenomaniense, muy mezclados tectónicamente con otras unidades litológicas.

La edad de este nivel no es uniforme, siempre se encuentra representado el Senoniente con este tipo de microfauna: *Globotruncana conica*, *G. contusa*, *G. stuarti*, *G. area*, *G. limneiana*. A partir del Maastrichtiense, este tipo de facies continúan en algunos sectores de la plataforma, mientras que en otros se interrumpe la sedimentación de "capas rojas" y comienza durante el Paleoceno-Eoceno la sedimentación de margas y calcarenitas turbidíticas, que se describirán a continuación.

En los sectores donde continúa la sedimentación de capas rojas se han encontrado microfósiles del Paleoceno entre ellos: *Globorotalia trinidadensis*, *G. pseudobulloides*, *G. compressa*, *Globigerina triloculinoides*, del Eoceno inferior con: *Globorotalia gracilis*, *G. formosa*, *G. rex*, *G. aff aequa*, *G. biedermanni*, *G. aff sodadoensis*, *Gobigerina off primativa*.

La potencia máxima observable es de unos 80 m co-

rrespondiendo a un ámbito de depósito de plataforma, con escasos aportes terrígenos procedentes de las áreas continentales.

2.2.4. Terciario (Paleoceno-Oligoceno)

Durante el Paleoceno-Eoceno, la plataforma Subbética sufrió modificaciones, que dieron lugar a la diferenciación de dos subdominios paleogeográficos, en los que se sedimentarían facies diferentes, ya que mientras en uno continuaría el depósito de capas rojas que comenzó durante el Cretácico superior, en el otro se originaría un pequeño surco por donde se encauzarían las corrientes turbidíticas que darían lugar al depósito de los materiales que se describen a continuación. También hay que tener en cuenta que durante el Eoceno superior, la cuenca debió sufrir alguna pequeña reestructuración, ya que en algunos sectores no se han observado depósitos de esta edad, pudiendo encontrarse éstos concentrados en muy pocos metros. Estos movimientos han podido originar pequeñas discordancias locales entre los depósitos del Oligoceno y los del Eoceno medio.

2.2.4.1. Margas, calcarenitas y arcillas (Paleoceno-Oligoceno) (13)

Se sitúan sobre las facies de capas rojas descritas anteriormente aflorando con mayor extensión en el sector septentrional de la Hoja.

Está constituido por un conjunto de arcillas y margas arcillosas verdes que a techo pasan a margas y margocalizas blancas alternando con niveles calcareníticos de naturaleza turbídica.

La composición mineralógica de estas arcillas verdes de muro, esencialmente montmorillonita, facilitan que estos tramos, actúen como niveles de despegue mecánico, por lo que su contacto con la unidad infrayacente se encuentra mecanizado, llegando incluso a independizar la serie terciaria suprayacente, constituyendo manchas aisladas.

Las arcillas verdosas contienen abundante yeso secundario y óxidos de hierro.

Sedimentológicamente se trata de un depósito mixto formado por material transportado por corrientes de turbidez y sedimentación autóctona. Los niveles turbidíticos no presentan ninguna ordenación secuencial, con estratificación plano-paralela, granoclasicación, laminación paralela y ripples.

Los niveles autóctonos presentan estratificación difusa, sin estructuras sedimentarias evidentes.

En conjunto son depósitos de plataforma surcada por frecuentes corrientes de turbidez.

El techo de este nivel cartográfico está formado por margas blancas con pasadas de calizas arenosas.

El contenido faunístico es muy alto: *Globorotalia bullbrookii*, *G. cf centralis*, *Globigerina cf collactea*, *Globigerapsis cugleri*, *Truncorotabides cf topillensis* del Luteciensi.

El Priaboniense se ha datado por los autores de la Hoja 1:50.000 (MAGNA) de Paterna de la Rivera, mediante: *Globigerina tripartita*, *G. yeguaensis*, *G. evachitensis*, *Globoquadrina venezuelana*, *Globorotalia centralis*, *G. cocaensis*, *G. increbescens*, *G. spinulosa*, *Globigerapsis index*, *G. mexicana*, *G. klugeri*.

En la realización de la Hoja, se han muestreado estos afloramientos con nannofósiles calcáreos, obteniendo resultados negativos con dataciones de Eocene superior-Oligoceno superior.

El Oligoceno con: *Globigerina gortani*, *G. tripartita*, *G. cf angulisuturalis*, *G. corpulenta*, *Globocuadrina venezuelana*, *Globorotalia gr opina*, *G. cf siakensis*, *Gyrodina girardiana*, *catapsydrax dissimilis*, *Parella mexicana*.

2.2.5. Terciario (Mioceno inferior)

En el intervalo Oligoceno superior-Mioceno inferior, el surco Turbidítico situado más al Sur sufrió grandes remodelaciones tectónicas con reestructuraciones totales de los aparatos turbidíticos que funcionaron anteriormente.

En esta Hoja, los depósitos característicos están formados por las arcillas versicolores, que forman parte de un "Complejo tectosedimentario Mioceno", con bloques de diversa edad y tamaño.

La unidad se encuentra relacionada con la sedimentación de las areniscas del Aljibe y con los depósitos de la Formación Estepona, Numidoide o Neoumídica, como se pone de manifiesto en la vecina Hoja 1:200.000 de Algeciras.

La mayoría de los bloques que se observan incluidos dentro de las arcillas versicolores pertenecen a depósitos muy característicos sedimentados en el Surco Turbidítico, y posiblemente se han depositado junto con las arcillas como un complejo tectosedimentario. Quizá hay que excluir de este complejo la mayor parte de los bloques de areniscas del Aljibe cuyo emplazamiento sea exclusivamente tectónico.

2.2.5.1. Arcillas versicolores (14)

Se pueden observar en general, con malos afloramientos, en la mitad meridional de la Hoja y en puntos aislados, normalmente debajo de materiales triásicos, en la mitad septentrional.

Están formadas por arcillas rojas y verdes satinadas de aspecto esquistoso y distribución caótica en las que no se reconoce la estratificación. Es frecuente encontrar incluidos en ellas nódulos de azufre, yesos que pueden llegar a formar niveles (gypsiarenitas), concreciones diagenéticas, niveles de limolitas ferruginizadas y en algunos sectores intercalaciones de calizas limo-arenosas (biomicritas y biopelmicritas) con bioclastos resedimentados, nódulos de pirita, estratificada en capas, cuyo espesor varía entre 0,5 y 1 m. Estos niveles calcáreos presentan secuencias turbidíticas con abundantes "convolute" y una gran continuidad lateral, en algunas ocasiones de varios kilómetros. Asimismo es frecuente encontrar restos de trazas fósiles "Tubotomaculum".

Englobados por las arcillas se han observado bloques de distinto tamaño, desde milimétricos hasta kilométricos con litología, edad y facies diversas, correspondientes a materiales que pertenecen casi exclusivamente al dominio paleogeográfico del Surco Turbídico.

El contenido faunístico es muy escaso, presentando fauna sin valor estratigráfico: *Cibicides*, *Ammodiscus*, *Bathisiphon*, y resedimentada del Cretácico, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

La datación de esta unidad es muy problemática, ya que no presenta fósiles determinativos ni en cantidad ni en calidad. En la realización de las Hojas 1:50.000 MAGNA de Vejer de la Frontera, y Chiclana se han encontrado en un porcentaje muy pequeño de muestras de foraminíferos (*Globigerinoides*) del Mioceno inferior. En los estudios de nannoplancton calcáreo ha ocurrido lo mismo con *C. floridanus*, *D. scissura*, *D. coastes aff druggi*, formas del Mioceno inferior.

BOURGOIS (1978), MARTIN ALGARRA y GONZALEZ DONOSO (1987) citan en arcillas similares a ésta, listado de fauna cuya edad comprende el Mioceno inferior (Aquitaniense superior-Burdigaliense).

En algunos sectores, situados en la Hoja 1:50.000 de Paterna de la Rivera se han observado intercalados entre estos tramos arcillosos niveles de areniscas cuarcíticas tipo Aljibe. Estos niveles han sido denominados por CHAUVE (1967) como "Paterna arenosa".

Esta unidad, en el desarrollo histórico de este sector de las Cordilleras Béticas, ha acarreado grandes problemas, asignándole distintas edades e incluyéndolas en distintas unidades tectónicas.

CHAUVE (1960-62) los incluyó dentro de la unidad de Paterna y de la serie de base de Aljibe, señalando posteriormente (1968) la presencia de bloques, DIDON (1960, 1962 y 1969) las sitúa en la serie de base de la unidad del Aljibe.

BOURGOIS (1973) las denomina "Formación de ar-

cillas con bloques" considerando a las unidades del Campo de Gibraltar como bloques (klippeles sedimentarios) englobados en estas arcillas escamosas.

En las Hojas 1:50.000 (MAGNA 1985) de Tarifa, Tahivila, Alcalá de los Gazules y Algar, se ha definido un Complejo Tectosedimentario Mioceno que estaría formado por bloques diversos y arcillas escamosas con "Tubotomaculum" considerando el origen de éstas como pertenecientes a series subnumídicas semejantes a las definidas en el Norte de África, o a la serie numídica tipo 2 definida por BOURGOIS (1978) considerando que la matriz o el sedimento autóctono de la cuenca sería casi inexistente, en facies similares a estas arcillas por lo que no se podrían separar cartográficamente y las dataciones Miocenas serían escasas.

GONZALEZ DONOSO *et al.* (1987) ha definido el Complejo Tectosedimentario del Campo de Gibraltar en el que considera una matriz arcillosa abigarrada o parda con una serie de bloques de litología y edades diversas.

Esta unidad cartográfica se considera una variación lateral y vertical de la Formación Estepona (numínode de MARTIN ALGARRA y OLIVIER o neonumídico de BOURGOIS) y por tanto sincrónica con ella.

2.2.6. Mioceno medio

2.2.6.1. Margas blancas siliceas (Moronitas) (Burdigaliense sup-Tortoniense inferior) (15)

Afloran en la mitad septentrional de la Hoja y casi exclusivamente en las Hojas 1:50.000 de Chiclana, Paterna y Cádiz.

Se trata de un conjunto de margas blancas o amarillentas con intercalaciones detriticas finas y tramos de calizas organogénas con abundantes "Diatomeas" y "Radiolarios".

Su datación ha sido muy problemática, no obstante PERCONIG (1964) diferencia dos edades distintas dentro de ellas. A las que no contienen *Orbulina*, les asigna una edad Aquitano-Burdigaliense, y a las que la contienen, cuya edad oscila entre el Turtoniense-Andaluciense.

Estudios posteriores realizados durante el XIII COLOQUIO EUROPEO DE MICROPALAEONTOLOGIA (1973), permiten asegurar que existen dos grupos de moronitas: las "antiguas" de edad Burdigaliense superior-Langhiense inferior y las "modernas", desde el Serravallense hasta el Tortoniense superior.

Dentro de los límites de esta Hoja, existen los dos tipos de moronitas, las "antiguas", cuyos afloramientos se sitúan en la Hoja de Chiclana y parte de la de Pater-

na de la Rivera, concretamente los afloramientos situados al sur del río Guadalete.

Los estudios micropaleontológicos efectuados sobre estos afloramientos han determinado: *Globigerionides trilobus*, *G. sicanus*, *G. helicinus*, *G. aff diminutus*, *Globorotalina aff archaeomenardii*, *G. obesa*, *G. opima continua*, *G. mayeri*, *G. siakensis*, *G. scitula*, *G. acrostoma*, *Globoquadrina venezuelana*, *G. altispira*, *Globigerina woodi*, *G. falconensis*, *G. praebulloides*, *Orbulina universa*, *Praebulina glomerosa*. Respecto al nannoplancton calcáreo se cita: *Cocolithus pelagicus*, *Helicosphaera kamptneri*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Cyclococcolithus leptoporus*. Este listado de microfauna, data a dichos niveles como Burdigaliense superior-Langhiense.

Las moronitas "modernas", se sitúan al norte del río Guadalete en la Hoja 1:50.000 de Paterna y en la totalidad de la Hoja 1:50.000 de Cádiz, en algunas ocasiones mezcladas con moronitas "antiguas". Los estudios micropaleontológicos han determinado: *Globototalia miozena*, *G. pseudoobesa*, *G. menardii*, *G. miocenica*, *G. pseudopachyderma*, *G. Cultrata*, *G. suterae*, *G. plesiotumida*, *Globigerina apertura*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Orbulina bilobata* que indica un Miocene superior.

Su ambiente sedimentario, ha sido estudiado por CHAUVE (1968) y VIGUIER (1974) asociando estos depósitos a un medio marino poco profundo, cálido y normalmente en calma.

Los estudios microscópicos han determinado la alternancia de lechos claros, formados por granos de cuarzo, con lechos grises de globigerinas y con lechos más potentes de granos de cuarzo con Radiolarios y Diatomeas. Para explicar este fenómeno cíclico, se ha propuesto la acción de corrientes marinas intermitentes que arrastrarían hasta la zona de sedimentación plancton con Globigerinas y durante los períodos de parada, llegarían los productos detriticos de erosión costera con diatomeas y benthos.

2.2.7. Mioceno superior

2.2.7.1. Margas azules (Tortoniense-Messiniense) (16)

Afloran con mayor extensión en las proximidades de Vejer de la Frontera, apoyándose discordantemente sobre las arcillas versicolores. En algunos sectores la unidad infrayacente está constituida por "moronitas". En estos casos el Tránsito se realiza aparentemente de forma gradual.

Está formada por una sucesión monótona de margas azules, localmente limosas y arenosas con esporádicas intercalaciones de calizas bioclásticas, más abundantes hacia el techo de la unidad.

Su estructura aparente es masiva, probablemente debido a la intensa bioturbación, alcanzando una potencia de 200 m en las zonas de máximo desarrollo.

Los estudios de microfauna han proporcionado: Ostácodos, *Turborotalia acostaensis*, *T. humerosa*, *T. incompta*, *Globorotalia scitula*, *G. ventriosa*, *G. merotumia*, *G. bulloides*, *G. woodi*, *G. miozea conoidea*, *G. miocenica*, *G. acostaensis*, *Globigerinoides*, *Orbulina universa*, *O. suaturalis*, *Ammonia beccarii*, *Uvigerina cf rutila* que indican una edad comprendida entre el Tortoniense superior-Messiniense.

El ambiente deposicional de esta unidad, teniendo en cuenta sus relaciones laterales y verticales con el tramo siguiente, permite suponer a estas margas depositadas en un ambiente de plataforma externa-prodelta.

2.2.7.2. Margas y biocalcarenitas (Tortoniense superior-Messiniense) (17)

Sus mejores afloramientos se sitúan en la playa de Conil y en las proximidades de Vejer de la Frontera.

Litológicamente está formado por un conjunto de margas arenosas azules e intercalaciones de orden métrico de calcarenitas bioclásticas, aumentando en importancia hacia el techo.

Las margas presentan estratificación masiva, con intensa bioturbación mientras que en los niveles calcáreos se han determinado tres tipos de secuencias básicas, que se describen a continuación.

El primer ciclo se caracteriza por presentar cosets de tendencia tabular con continuidad lateral menor de 200 m, organizados en secuencias negativas y en el que se pueden distinguir tres términos de muro a techo:

- Un término basal formado por margas arenosas azules.
- Un término intermedio formado por areniscas de grano fino, y
- Un término superior formado por calcarenitas de grano medio, con estratificación cruzada planar de gran escala en estratos de 10 a 20 cm y laminación cruzada "festoon" de media escala, localmente pueden presentar "ripples" y "megaripples" de ola.

La segunda secuencia tipo observada se caracteriza por presentar cosets tabulares de gran continuidad lateral organizados en secuencias positivas o negativas y constituidas por tres términos:

- Un término basal formado por areniscas margosas de grano muy fino a fino.
- Uno intermedio formado por calcarenitas o areniscas margosas de grano fino a medio con estratificación horizontal aparente, en estratos de unos 20 cm a veces ondulada y nodulosa. Pueden mostrar "ripples" y laminación cruzada de pequeña escala, y
- Un término con el que suele culminar esta secuencia, formado por calcarenitas de grano fino con dos posibles tipos de estructura: estratificación sigmoidal, con ripples de oscilación "linsen", o bien estratificación cruzada "hummocky"

El tercer tipo de secuencias viene caracterizada por cosets de geometría y continuidad lateral desconocidas, organizadas en secuencias negativas formadas por tres términos que se describen a continuación:

- Un tramo inferior formado por limos y margas arenosas con bioturbación.
- Otro medio formado por areniscas lutíticas de grano fino con laminación cruzada "festoon" planar, de media y pequeña escala. En algún caso se han reconocido en la base del término, estratos laminares graduados entre 10 y 40 cm, y por último
- Uno superior constituido por areniscas lutíticas de grano fino a medio con laminación cruzada "festoon" de gran y muy gran escala, con base erosiva y esporádicos microcántos blandos.

El ambiente deposicional de las facies calcareníticas descritas corresponden a un sistema de barras de plataforma.

Los estudios micropaleontológicos han determinado la presencia de *Globigerinoides gr. trilobus*, *Globorotalia gro. menardii*, *G. acostaensis*, *G. humerosa*, *G. scitula*, *G. obesa*, que asignan a esta unidad una edad Messiniense.

La potencia total de este conjunto es muy variable, con un máximo de 500 m en la playa de Conil.

2.2.7.3. Conglomerados y brechas calcáreas (Messiniense) (18)

Dicha unidad solo se ha observado con entidad suficiente en las proximidades de la mesa de Algar. Litológicamente está formado por conglomerados y brechas calcáreas de cantos de tamaño grueso e incluso bloques con soporte de matriz biocalcareítica.

La potencia máxima observada es de unos 30 m, acuñándose, lateralmente hacia los niveles biocalcareíticos que se describirán a continuación.

Este tramo es el nivel de base de un nuevo impulso expansivo de la cuenca miocena, que se traduce en algunos sectores en una discordancia angular muy suave y local como la que se ha detectado en la playa de Conil.

2.2.7.4. Biocalcarenitas (Messiniense-Plioceno) (19)

Se apoyan sobre la unidad anterior, o en su ausencia sobre las margas azules y en alguna ocasión directamente sobre el sustrato constituido generalmente por las arcillas versicolores. El tránsito se realiza a través de una ligera discordancia local.

Esta unidad está constituida por calcarenitas bioclásticas de grano grueso a muy grueso con abundantes fragmentos de macrofauna.

La potencia de esta unidad es muy variable llegando a alcanzar 300 m en la zona de la Barca de Vejer, en un corte de afloramiento excepcional.

Básicamente el tramo está formado por cosets o de estratificación cruzada "festoon" o planar, de gran y muy gran escala, esencialmente sin arcilla entre los que se intercalan niveles más o menos potentes con estratificación cruzada "festoon" de media y pequeña escala. Con frecuencia la estratificación es de tipo sigmoidal (sigmoids amalgamados o con algo de arcilla).

En conjunto constituye una macrosecuencia compleja negativa. La ciclicidad interna es variable debido a la presencia de ciclos de facies y ciclos de compensación. Sedimentológicamente corresponde a un complejo de barras bioclásticas amalgamadas, sedimentadas en un ambiente de alta energía, esencialmente submareal por encima del límite de acción del oleaje.

Las diferentes barras pueden quedar separadas por intervalos que reflejan una menor energía, con frecuencia sub/intermareales.

La fauna es muy abundante, con restos de briozoos, lamelibranquios, *Orbulina universa*, *O. suturales*, *Globorotalia gr. menardii*, *G. gr. scitula*, *Globigerinita gr. naparimaensis*, *Globigerina bulloides*, *G. falconensis*, *G. riveroae* que asignan una edad comprendida entre el Messiniense y el Plioceno inferior.

2.2.8. Plioceno

2.2.8.1. Arenas amarillas y biocalcarenitas (Plioceno inferior-medio) (20)

Sobre la unidad anterior o en ausencia de ésta sobre

las arcillas varioladas se apoya, ligeramente discordante, una unidad constituida por arenas y limos arenosos amarillentos, con numerosas conchas de "Pectínidos" y "Ostroidos" e intercalaciones de niveles de arcillas verdosas hacia el techo.

No se observa un tipo determinado de estratificación y las únicas estructuras claramente reconocibles son superficies onduladas a gran escala y en la mitad superior, dentro de niveles biocarciníticos, laminación cruzada "festoon" de gran a muy gran escala. Su ambiente de depósito, corresponde a un medio costero con probable desarrollo de playas.

Hacia la Bahía de Cádiz, estos niveles, probablemente en profundidad sean más arcillosos, pasan hacia techo a arenas finas amarillas con lamelibranquios y estratificación ondulante (hummocky), secuencias positivas con laminación paralela y laminación cruzada de oscilación correspondiendo a depósitos de plataforma marina abierta, esencialmente por debajo del nivel de base efectivo del oleaje.

El contenido faunístico es alto con *Ammonia beccarii*, *A. inflata*, *Nonion boueanum*, *Lenticulina cultrata*, *Globorotalia aff. punctulata*, *G. gr. miocenica*, *Globigerina woodi*, *G. textularia*, *Globigerinoides sp*, *Globulina gibba tuberculata*, *Discorbis orbicularis*, *Bulimina aenae*. BENKHELIL (1976), cita en estos niveles *Globorotalia crassaformis*. Estos listados de microfauna determinan que esta unidad pertenece al Plioceno inferior-medio.

2.2.8.2. Conglomerados con "Ostras" y "Pectínidos" (Plioceno superior) (21)

Esta unidad constituye las facies marinas o marino salobres del Plioceno superior que se circunscriben a los alrededores de la Bahía de Cádiz.

En general, se instalan en continuidad sedimentaria con los depósitos del Plioceno inferior-medio, a excepción de la zona del Cerro de los Mártires (Hoja 1:50.000 de San Fernando), donde, debido al paso de un gran accidente de dirección N 30° E, descansan en discordancia angular sobre el resto de la serie pliocena.

La microfauna que contiene: *Chlamys opercularis*, *C. varia*, *C. glabra*, *C. flexuosa*, *Pecten jacobaeus*, *Ostrea lemellosa* del Plioceno superior.

Litológicamente está formado por gravas de cantos de cuarcitas, lumaquelas de Lamelibranquios y arenas distribuidas en secuencias positivas con laminación paralela y laminación cruzada de ripples de oscilación e incluso por laminación paralela y estratificación cruzada ondulante (hummocky). A techo la serie continúa con niveles de margas y arcillas verdosas con nódulos de carbonatos. En algunos puntos han sido encontra-

dos restos de *Ostrea*, *Cardium* y *Mytilus* parcialmente transformados a nódulos. Estas margas se alternan con niveles arenosos que se acuñan lateralmente alcanzando un espesor máximo de 30 cm y con una estructura interna de laminación paralela.

Todo el conjunto se interpreta como sedimentos de "lagoon" con desarrollo de suelos subacuáticos con depósitos de arena arrastrada sobre la costa por el frente de oleaje de tormentas ("overwash") acumulándose en forma de abanicos en el lagoon ("washover fan").

En el corte del Aculadero aparecen además unas arenas amarillas con nódulos de carbonatos que pueden considerarse también incluidas en este conjunto. De acuerdo con su litología y posición, los autores que han estudiado este corte, lo interpretan como un depósito hacia tierra de una isla barrera que se superpone al "lagoon". Con posterioridad tiene lugar una intensa erosión.

Nuevos acortamientos, producidos a favor de cabalgamientos ciegos por encima de la superficie basal de despegue de la Cadena, dan lugar a un nuevo desplazamiento del depocentro que en el Mioceno superior alcanza la Depresión del Guadalquivir donde se deposita el Olistostroma en forma de depósitos caóticos procedentes de los desmembrados terrenos del Subbético medio. En este período en el transpala ya se habían empezado a generar cuencas aisladas por distensión en la que se mantuvo el depósito hasta el Plioceno superior, momento en el que tuvo lugar la regresión más o menos definitiva.

De esta forma el Mioceno superior es un período generalizado de regresión, con descenso del nivel del mar que dan lugar a depósitos de alta energía. En dicho período existen pequeñas pulsaciones tectónicas, acompañadas de cambios oscilatorios en el nivel del mar, que determinan la aparición de discordancias locales y cambios en los límites de la cuenca.

Durante el Plioceno inferior se instala en el período transgresivo, favorecido por fracturas de dirección ENE-OSO. Los depósitos son fundamentalmente arenosos, con facies de carácter litoral.

En el Plioceno superior, se produce en todo el litoral gaditano una regresión generalizada, dejando hacia las zonas del interior, pequeñas cuencas en donde se depositan calizas pulverulentas lacustres.

El paso Plioceno-Cuaternario es difícil de determinar, debido a la ausencia de faunas características, reconociéndose en este conjunto dos episodios transgresivos que culminan a techo con conglomerados que indican influencias de aportes fluviales hacia el Norte y Noreste.

Durante el Cuaternario se formaron en esta región una gran variedad de depósitos fundamentalmente de carácter litoral que configuran la morfología actual de la Bahía.

2.2.8.3. *Calizas pulverulentas lacuestres (Plioceno superior) (22)*

Afloran en la Hoja 1:50.000 de Paterna de la Rivera, y constituyen las facies continentales del Plioceno superior.

Litológicamente está formado por calizas lacustres de aspecto pulverulento, de color blanco. Poseen talos de algas, así como numerosos fragmentos de conchas embrionarias de gasterópodos pertenecientes al género *Valvata*.

2.2.9. **Plio-Cuaternario**

El Límite Plio-Pleistoceno ha sido objeto de numerosas investigaciones y en la actualidad constituye, todavía, un objeto de controversias. En el caso del litoral gaditano se justifica por la ausencia de buenos cortes y la escasez de dataciones precisas, por lo cual se plantean diversas interpretaciones.

Al Sur, en la zona de Vejer, el tránsito Plioceno-Cuaternario está representado por unas "Arenas rojas" azoicas de carácter marino-continental (ZAZO, 1980). Este depósito, en el área del Golfo de Cádiz, guarda una estrecha relación con los cauces principales, lo cual ha llevado a pensar en sedimentos de antiguas barras y flechas depositados en ambientes de estuario.

Al Norte, en la bahía de Cádiz, existen dos cortes de interés para el estudio del paso Plio-Pleistoceno y son los del Aculadero y Puerto Real (ZAZO *et al.* 1977, ZAZO 1980, ZAZO *et al.* 1983, etc.).

2.2.9.1. *Conglomerados, areniscas, margas "Arenas rojas" (23)*

En el mismo corte del Aculadero, por encima del tramo anteriormente descrito, se instala una lumagueña de lamelibranquios con cantos de cuarzo y cuarcita de unos 5 cm (ZAZO *et al.* 1983). La fauna la constituyen: *Chlamys glabra*, *Chlamys inaequicostalis*, *Acantocardia tuberculata*, *Lima inflata* y *Thais baemastoma*. Se la denomina como "piedra ostionera intermedia" y se atribuye su origen a un ambiente marino sublitoral.

Este conglomerado cambia lateralmente. Así en la playa de El Colorado, al norte, pasa a unas arenas con estructura interna poco clara a veces con morfología de barra.

A techo, aparecen puntualmente calcarenitas bio-

turbadas que se han definido como playas, en sentido amplio. La serie termina con unas arenas gruesas con restos de lamelibranquios sobre las que se instala una lumagueña de igual fauna conocida como "piedra ostionera superior".

ZAZO *et al.* (1983) asignan todos estos depósitos a movimientos del nivel del mar en un litoral en el que dominan las transgresiones y donde existen islas barrantes, "lagunas" someros y marismas.

Por otra parte, también encima del Plioceno superior, y allí donde los depósitos no son como los descritos anteriormente, aparecen unas "Arenas rojas" con algún canto y escasa potencia, rellenando un karst. Se les supone un origen parodeltaico con facies de barras de estuario, paralelas al litoral. En el corte de Puerto Real (ZAZO, 1980) se trata de arenas arcillosas rojas con cantos e industria lítica arcaica similar a la del Aculadero. Sobre estas arenas se desarrolla un suelo rojo.

2.2.10. **Cuaternario**

2.2.10.1. *Arenas y arcillas "Suelo rojo" (26)*

En la Hoja 1:50.000 de Cádiz, se describe como un suelo rojo de carácter ferrialítico en el que los procesos de lavado de arcillas han sido muy intensos. En la parte superior se observan unas zonas de tonos pardos, debidas a una desrubefacción con posterioridad a la formación del suelo.

Se instala frecuentemente sobre las "Arenas rojas".

2.2.10.2. *Conglomerados, arenas y areniscas con fauna marina. Niveles marinos (27, 29 y 32)*

Estos depósitos se originan a consecuencia de las oscilaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Son siempre de carácter somero y en el litoral gaditano se han distinguido hasta siete niveles marinos. En el Cuadro I, GOY y ZAZO (1983) ofrecen una tentativa cronológica, comparando estos niveles con los pisos establecidos para Italia y Marruecos. Dada la situación geográfica de la zona, los depósitos y faunas existentes son más correlacionables con Marruecos.

Dentro de la Hoja de Cádiz (E. 1:200.000) se localizan los siete niveles reconocidos por (ZAZO, 1980):

— **"Episodio Torre del Tajo"**, es el más antiguo y está constituido por un conglomerado que a techo pasa a arenas dunares de poca potencia. Se sitúa a + 80 m sobre el nivel del mar y contiene una fauna de *Glycymeris bimaculata*, *Ostrea edulis*, *Patella vulgata*, *Pecten jacobaeus* que no presenta ningún valor estratigráfico. Su edad es

CUADRO - I

TENTATIVA CRONOLOGICA DE LOS NIVELES MARINOS DEL LITORAL DE CADIZ

| EDAD M.a. | PISOS | C A D I Z | | | | MARRUECOS | | I T A L I A | | |
|--------------|----------------------------|----------------------|------------------------------|--------------|------------------------------------|------------------------------|-------------|----------------------------|-------------|---|
| | | EPISODIOS MARINOS | COTAS M.t. | DATAACIONES | FAUNAS | PISOS MARINOS | FAUNAS | PISOS MARINOS | DATAACIONES | FAUNAS |
| 0,001 | CUATERNARIO PLIISTOCENO | HOLOCENO | 7º Ep. Bahia (Post-romano) | + 4 m (C.I.) | | | MELLAHIEN | | VERSILIANO | |
| | | | 6º Ep. Zahara | + 3 m | | ** | | | | |
| | | SUPERIOR | 5º Ep. Trafalgar | + 24,5 m | 90.000 a.B.P. 84 ± 6 a.B.P. | Th. haemastoma P. safiana | OULJIEN | Th. haemastoma | TIRRENIANO | oo |
| | | | 4º Ep. Cabo Plata | + 30 m | | | | P. safiana | | ~ 90.000 a.B.P. <u>S. bubonius</u> |
| | | MEDIO | | + 36 m | | ✓ | ANFATIEN | P. safiana | TARQUINIANO | ~ 120.000 a.B.P. <u>S. bubonius</u> |
| | | | 3º Ep. Plataformas de Zahara | | | | MAARIFIEN | N. lepillus L. littorea | | ~ 180.000 a.B.P. 200.000 a.B.P. <u>S. bubonius</u> |
| | | INFERIOR | 2º Ep. Camarinal | + 44 m | | + | MESSAOUDIEN | | SICILIANO | ++ |
| | PLIO-CUATERNARIO | | 1º Ep. Torre del Tajo | + 80 m | | * | MOGHREBIEN | * | CALABRIANO | A. islandica H. balthica |

* Fauna igual a la del Plioceno

oo Fauna cálida

M.t.- Máximo transgresivo

+ Fauna "ligeramente" fría

** Fauna idéntica a la actual

+ + Fauna fría

✓ Fauna sin significado climático ni estratigráfico determinado

○ Fauna algo cálida

C.I. Cordón litoral (Backshore)

poco clara, pero su posición le sitúa en el Plio-Pleistoceno.

- **"Episodio Punta Camarinal"** perteneciente al Cuaternario antiguo, se sitúa a + 41 m sobre el nivel del mar. La fauna es "ligeramente" fría con *P. maximus* como fauna más característica.
- **"Episodio Plataformas de Zahara"**. Se presenta generalmente en bancos de gran amplitud, donde sólo se observan cantos perforados por litófagos. En el área de Conil aparece con morfología de terraza marina y una fauna de *Ostrea lamellora* y *Pecten jacobaeans*. Su cota sobre el nivel del mar es de + 36 m y la edad que se asigna es Pleistoceno inferior-medio.
- **"Episodio Cabo de la Plata"**, con una altura sobre el nivel del mar de + 13-30 m. Está muy bien representada en la zona del Palmer con una fauna muy uniforme de *Glycymeris bimaculata* y *Acanthocardie tuberculata*. En general es un nivel erosivo y está poco representado. En Cabo de la Plata, a una altura de + 30 m está representado por depósitos de pie acantilado con huellas de litófagos (ZAZO, y OVEJERO, 1976). Se le asigna una edad Tirreniense II-(Harouniense) y tectónicamente se encuentra afectado por deformaciones de gran radio.
- **"Episodio de Trafalgar"** constituye el nivel más continuo y con mayor variación de facies de todo el litoral. Los máximos transgresivos presentan una amplia gama altimétrica, oscilando entre + 0,5 m y + 21,5 m lo que implica, al igual que en el caso anterior, deformaciones de gran radio. La fauna es abundante poseyendo algunas especies un carácter cálido templado: *Thais haemastoma*, *Patella safiana*, *Patella depressa*, *Arca noae*, *Lima lima*, *Glycymeris bimaculata*. A veces, este nivel está representado por unos conglomerados azoicos con cantos perforados por litófagos.
- En los materiales de este nivel se han realizado dos dataciones radiométricas con $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. La primera, próxima a Torre del Puerco da una edad de 90.000 B.P. y la otra, en la carretera Barbate-Zahara, 84 ± 96.000 años B.P., es decir Tirreniense III (Ouljiense).
- **"Episodio de Zahara"** es uno de los más recientes y está representado por terrazas fluvio-marinas y cordones litorales. La fauna que contiene es la siguiente: *Cantharus assimilis*, *Cymbium olla*, *Ostrea edulis*, *Pecten jacobaeans*, *Glycymeris violescens*, *Acanthocardia tuberculata* y *Patella ferruginea*.

— Por último el **"Episodio de Bahía"** con una altura de +3,8 m, se presenta bordeando las marismas de forma continua. Se trata en realidad de un cordón litoral formado por la acumulación de cantos redondeados de cuarzo y cuarcita. Se le supone una edad postromana.

Dada la escala de la Hoja, este episodio, por sus dimensiones no ha podido ser representado cartográficamente.

En la Figura 1 se ofrece la distribución de los niveles marinos cuaternarios del litoral gaditano, con los principales cortes ilustrativos según ZAZO (1980) y ZAZO; MENANTEAU et al. (1983).

2.2.10.3. Arenas arcillosas rojas y arenas arcillosas con cantos. Glacis (25)

Se han incluido aquí todos aquellos depósitos de glacis originados durante el Cuaternario. Hay que señalar sin embargo una diferenciación fundamental dentro de este conjunto y el denominado "Glacis antiguo". Se trata de un glacis de cobertura, constituido por arenas arcillosas rojas con cantos de cuarzo y cuarcita y que se instala sobre un karst continental labrado sobre la "piedra ostonera superior" como bien puede observarse en el corte del Aculadero. Numerosa industria lítica ha sido encontrada en este yacimiento. Las innumerables piezas, recogidas y estudiadas por QUE-ROL, presentan características muy arcaicas entroncando este yacimiento con las facies más primitivas de la zona mediterránea.

El glacis aparece en otros puntos del litoral cubriendo la mayor parte de los depósitos marinos y marino-salobres del Plioceno superior y Plio-Pleistoceno y sobre él se desarrolla un suelo rojo.

2.2.10.4. Gravas, cantos y arenas. Terrazas fluviales (28, 30 y 33)

Los principales depósitos de terrazas aparecen al Norte de la Hoja y corresponden al río Guadalete. Líticamente se trata de conglomerados más o menos cementados, constituidos por cantos de cuarcita, empastados en una matriz aren-arcillosa roja, y algunos de caliza. Se observan depósitos de canal e incluso de llanura de inundación.

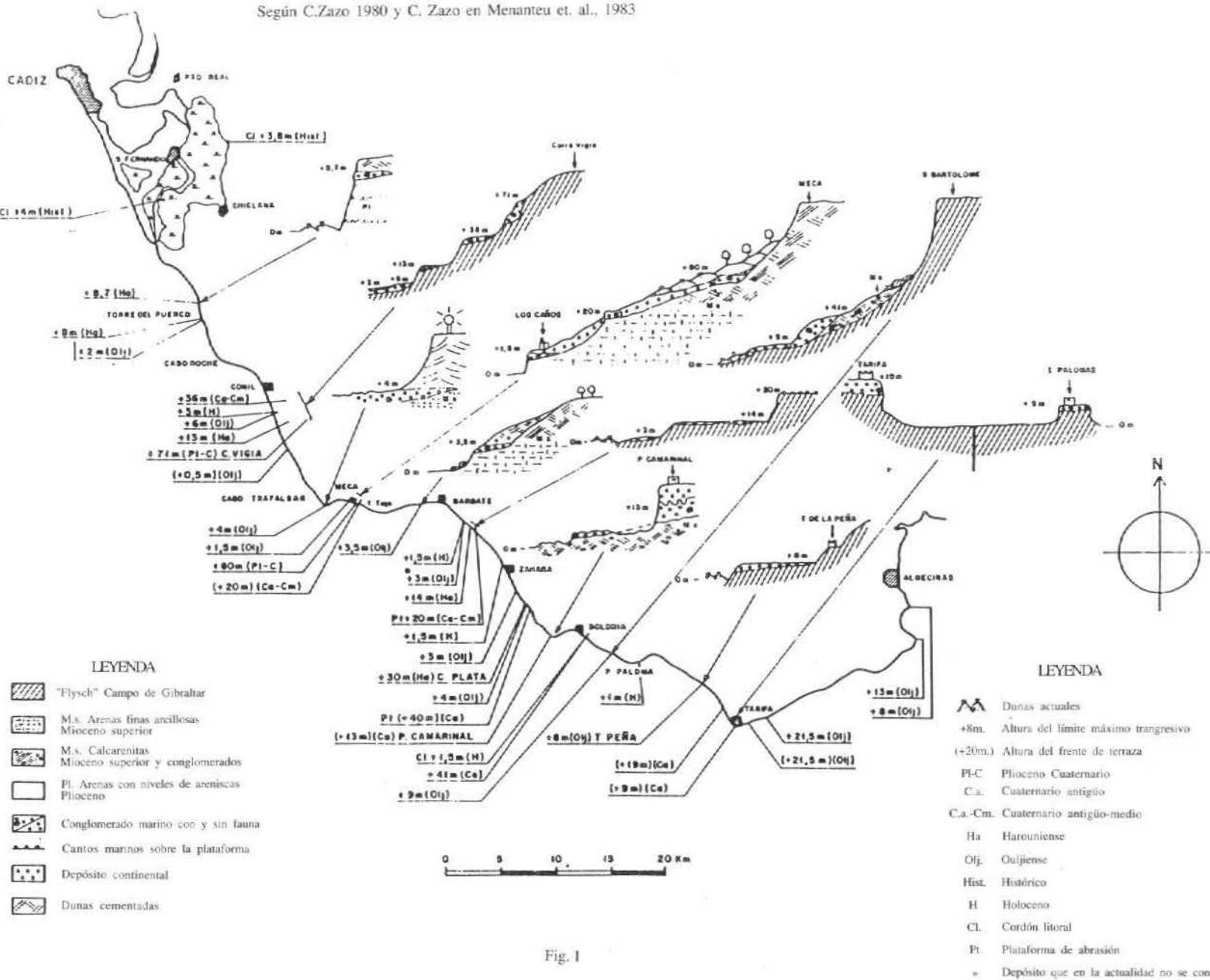
Además de la "terraza antigua", relacionada con los glacis antiguos, los autores de la Hoja de Paterna (BAENA, ZAZO y GOY, 1984), diferencian, dentro del Pleistoceno medio-superior, hasta tres niveles de terraza: +40-50 m, +20-40 m y +10-20 m. En la superior que no supera los 50 cm, se ha encontrado industria lítica.

La datación de los diferentes niveles es problemática al no disponer de suficientes datos, pero dentro de

DISTRIBUCION DE LOS NIVELES MARINOS CUATERNARIOS DEL LITORAL DE CADIZ

Cortes más significativos

Según C.Zazo 1980 y C. Zazo en Menanteu et. al., 1983



una cronología relativa se ha diferenciado la secuencia de niveles con ayuda de los suelos y la comparación con zonas problemáticas.

En el caso del Guadalete, como sucede en otros muchos ríos, los niveles de terraza van perdiendo altura hacia la desembocadura, de manera que los depósitos colgados y escalonados en tramos superiores, se superponen y solapan en el tramo bajo. Además de un fenómeno lógico de convergencia, hay que contar con una subsidencia en el área de desembocadura.

Por último hay que hacer constar que los niveles superiores están afectados por la tectónica.

2.2.10.5. Arenas y arenas cementadas. Dunas fósiles (31), Manto eólico (38) y Dunas actuales (42)

Los depósitos eólicos alcanzan gran extensión sobre todo en la franja litoral. El máximo desarrollo lo alcanza, al norte de la Bahía de Cádiz y al sur de la Hoja, entre Trafalgar y Tarifa. La litología de las arenas es fundamentalmente cuarcítica, aunque a veces son abundantes los fragmentos de conchas de tamaño arenoso. En general las arenas están sueltas a excepción de los elementos fósiles en donde aparecen cementadas por carbonatos.

La morfología de los depósitos eólicos es muy variada pudiendo encontrar dunas longitudinales, transversales, manto eólico, dunas fósiles y rampantes.

2.2.10.6. Limos, arenas, arcillas y materia orgánica. Relleno de laguna (36)

Estos depósitos rellenan, por un lado lagunas recientes como las de Jely la Paja y por otro, una serie de zonas deprimidas que quedan aisladas del mar por dunas o cordones litorales y en las que se establece un mal drenaje.

Dentro de este conjunto de depósitos lagunares habría que incluir los carbonatos y arcillas negras de las zonas pantanosas que se originan por encima de la plataforma Harouniense.

Por último están los rellenos de la antigua laguna de la Janda. Se trata de una zona endorreica de grandes dimensiones, situada entre las Hojas de Cádiz y Algeciras (1:200.000) que está en relación con el sistema fluvial del río Barbate. Estas áreas planas, bajas y de mal drenaje favorecen la formación de suelos grises y negros de carácter várzeo.

2.2.10.7. Arenas y conchas. Flecha litoral (39) y Playas (43)

Playas y flechas litorales constituyen dentro del do-

minio marino, dos de los depósitos más característicos en el entorno de la Hoja. Las primeras originadas por las mareas y el oleaje dan lugar a estrechas franjas a lo largo de toda la línea de costa. Las segundas se forman por la adhesión de cordones litorales o crestas de playa apartir de un punto del borde litoral. Son debidas al material transportado por la deriva litoral que hace que dichas formas se prolonguen en el sentido de la deriva. La flecha de Valdelagrana, en la Bahía de Cádiz, es de gran desarrollo y tiene el extremo libre curvado hacia el interior, es decir hacia el continente y deja detrás una zona de marisma de gran extensión. Es paralela a la costa y en parte ha sido desligada de su punto de apoyo por el continuo dragado que se efectúa en la desembocadura del Guadalete con el fin de facilitar el acceso de las barcas a El Puerto de Santa María.

El material de las flechas litorales está constituido por arenas y conchas. Morfológicamente se distinguen crestas y surcos. En las primeras se acumula gran cantidad de fauna, estudiada por MECO (Tesis de ZAZO, 1980) que diferencia en el Trocadero: *Glycymeris glycimeris* (L), *Chlamys flexuosa* (POLI), *Anomia ephippium* (L), *Ostrea edulis* (L), *Cerastoderma edule* (L), *Venerupis decussata* (L), *Donax trunculus*, *Turritella communis*, *Murex brandaris* (L), *Hinia reticulata* (L).

2.2.10.8. Arenas, arenas y gravas biogénicas, limos y arcillas. Marismas (37).

Se caracterizan estos depósitos por su gran variedad litológica y de facies. La morfología también es variada y se describirá más adelante en el apartado correspondiente. La fauna encontrada es abundante sobre todo en la zona fangosa poco profunda de la llanura de mareas. En estos fangos son frecuentes los materiales arcillosos con niveles de conchas discontinuos. En la Tesis Doctoral de ZAZO (1980) se han clasificado dentro de la macrofauna: *Cerastoderma edule* (L), *Angulus* sp., *Scrobicularia plana* (DA COSTA), *Amyclina pfeifferi* (PHILIPPI), *Hinia reticulata* (L) y dentro de la microfauna: Bentos: *Ammonia beccarii tepida*, *Bolivina aenariensis*, *Elphidium decipiens*, *Cydogrya involuens*, *Hyalinea bothica* y *Quinqueloculina seminula*. Plancton: *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis*, *Globigerina quinguloba*, *Globigerina uvula* y *Globorotalia dutertrei*.

2.2.10.9. Gravas, arenas, arcillas y limos. Fondos de valle (41) y de inundación (40)

Se incluyen aquí las llanuras aluviales de los ríos Guadalete, Salado de Chiclana, Salado de Conil y Barbate, así como todos los aluviales, aluviales coluviales, ramblas, barras, etc., del conjunto de ríos y arroyos situados en el marco de la Hoja de Cádiz.

La litología es variada dependiendo del área madre,

aunque las gravas y cantes son en su mayoría de materiales carbonatados, apareciendo también areniscas y cuarzos. La matriz es abundante estando constituido por arenas y arcillas. Los limos y arcillas aumentaban bastante en los depósitos de inundación, con desarrollo de suelos pardos y grises a techo, a veces con carácter vertical.

Los fondos de rambla ofrecen un material más desprovisto de finos (arcilla + arena), con gran heterometría y angulosidad de los elementos mayores. Estos depósitos se localizan en los cursos bajo de algunos ríos y arroyos que desembocan en el mar como Arroyo Hechiceros, Arroyo de San Ambrosio, Arroyo Quinto y Río Roche.

2.2.10.10. *Arcillas, arenas y gravas. Conos de deyección (34) y coluviones (35)*

Los conos de deyección son frecuentes en la desembocadura de algunos arroyos, ya sea en otro río o arroyo, en lagos, marismas o en el mar. Dentro de la Hoja 1:200.000 de Cádiz los conos de deyección son de escasa pendiente y gran amplitud, buen ejemplo de ello son los originados por los arroyos del Salado y de la Cueva en su salida a la marisma. Están formados por arcillas arenosas con niveles de cantes, muy poco consolidadas con desarrollo de suelos pardos y grises a techo.

Los coluviones ofrecen igual composición aunque sus elementos mayores son más angulosos y heterométricos por la falta de transporte. Lalitología de los cantes varía según la roca madre subyacente. Tienen escaso desarrollo, tanto en su tamaño como en su frecuencia.

2.2.10.11. *Arcillas, bloques, gravas, cantes y arenas. Depósitos de solifluxión (24)*

Se consideran en este apartado aquellos depósitos de vertiente que se han movilizado como consecuencia de una litología blanda que se satura en agua. El clima húmedo-templado que reina al menos ocho meses al año, contribuye a la formación de este tipo de depósitos. Morfológicamente ofrecen una superficie ondulada y dan al pie de las vertientes acumulaciones de materiales caóticos, arcillas y bloques. Aunque concretamente en esta Hoja no son muy frecuentes los depósitos de solifluxión, sí aparecen abundantemente en la Hoja contigua de Algeciras con un gran desarrollo en potencia y extensión.

3. TECTONICA

3.1. INTRODUCCION

La estructura general de la Cadena en el sector occidental de las Cordilleras Béticas está definida por la su-

perposición de las Zonas Internas sobre la plataforma subbética. En este sector, y bien representados en la Hoja contigua de Algeciras, las Zonas Internas están constituidas por los Mantos Alpujárrides, el Manto Maláguide y la cobertura calcárea de este último, la Dorsal. Estas unidades internas, junto con los materiales nevado-filábrides aflorantes más al Este en posición estructural más baja han sido recientemente agrupados por BALANYA y GARCIA DUEÑAS (1986) y GARCIA DUEÑAS y BALANYA (1990 Hoja de Algeciras, 1:200.000) en el denominado Dominio de Alborán. Los términos Dominio de Alborán, Bloque de Alborán y Zonas Internas, que en numerosas ocasiones han sido referidos como constituyentes de una microplaca (placa de Alborán), serán utilizados como sinónimos a lo largo de la presente memoria.

La plataforma subbética s.l. presenta dos dominios bien definidos en base a sus características estratigráficas pero que a su vez han tenido un comportamiento estructural diferente. En posición más externa el Subbético medio presenta un aspecto caótico con la cobertura mesozoico-terciaria muy desmembrada por encima de la superficie de despegue triásica, mientras que en posición más interna, el Penibético presenta una estructura más ordenada con pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el antepaís. Los datos de campo indican que el Subbético medio retrocabaña al Penibético.

Sobre la plataforma subbética s.l. y sumergiéndose con ella hacia el E o NE bajo el Dominio de Alborán reposan formaciones turbidíticas que, agrupados en tres láminas o mantos principales proceden del surco de los Flysch. Son láminas del Aljibe, Algeciras y Cerro de la Novia.

Numerosos autores han considerado así mismo un dominio paleogeográfico situado en posición más interna a la del Surco de los Flysch y en transición con la Dorsal Calcaria, al que se ha denominado Predorsal (DURAND DELGA, 1972 *et al.* 1973, OLIVIER 1984). A este dominio se han atribuido unidades que suelen aparecer cerca del contacto con las Zonas Internas entre ellas las unidades de Camarote y Argüelles bien representadas en la Hoja contigua de Algeciras. Sin embargo, en los estudios llevados a cabo durante la elaboración de la mencionada Hoja no se han encontrado criterios suficientes para incluir estas unidades en tal zona paleogeográfica. Más bien al contrario, ciertas similitudes estratigráficas sugieren una proximidad entre estas unidades y las consideradas procedentes del Surco de los Flysch. Esto no justifica que se niegue la existencia de la Predorsal y de hecho en algunas ocasiones se utiliza este término en el sentido arriba explicado.

La Hoja 1:200.000 de Cádiz, ocupa una porción del extremo más occidental de la Cadena en la cual están

representados solamente una pequeña parte de los dominios mencionados. De hecho en la Hoja afloran casi exclusivamente materiales del Subbético medio sobre las que se superponen fragmentos de la lámina alóctona del Aljibe procedente del Surco de los Flysch. Otros depósitos representados en la Hoja son los materiales del Mioceno medio (moronitas) y los pertenecientes a las cuencas distensivas del Mioceno superior-Plioceno. Inmediatamente al Norte de la Hoja se comienza a configurar la Depresión del Guadalquivir que representa la antefosa de la Cadena.

La evolución tectónica de los dominios representados en la Hoja de Cádiz no se puede entender si no es dentro del contexto de todo el sector occidental de la Cadena por lo que en numerosas ocasiones se hará referencia a fenómenos, afloramientos o estructuras observadas en la Hoja contigua de Algeciras.

3.2. TECTONICA DE LA PLATAFORMA SUBBETICA S. L.

Como se acaba de explicar, la plataforma subbética en la Hoja de Cádiz está exclusivamente representada por el Dominio del Subbético medio.

Una tónica general del Subbético medio en el ámbito de la zona de estudio es la enorme extensión ocupada por las arcillas y yesos del Trías, sobre las cuales reposan fragmentos de la cobertura Mesozoica. Este hecho se explica por el enorme espesor original de estos materiales que funcionan como superficie general de despegue de la cobertura subbética.

Tal y como expusieron MORENO (1985) y MORENO *et al.* (1988), es opinión de diversos autores, que durante las diferentes fases de acortamiento, el Trías ha tenido que experimentar importantes movimientos halocinéticos y extensiones masivas inducidas por el acortamiento y la sobrecarga resultante de la imbricación de series suprayacentes. BELOSTOLSKY (1986) ha catalogado tal comportamiento como una redistribución de material en función de una descomposición de densidades. Simultáneamente y a partir de zonas anti-climoriales producidas como consecuencia de los acortamientos, las series del Subbético medio experimentaron importantes diverticulaciones (CHAUVE, 1968), mediante despegues y deslizamientos a favor de diversos niveles incompetentes (series margoarcillosas del Neocomiense, Albienense y Eoceno) que justifican los numerosos contactos sustractivos entre los materiales triásicos y diversas series suprayacentes. Otra explicación para este tipo de contactos es el desarrollo de cabalgamientos fuera de servicio favorecidos por el comportamiento efectivo de los materiales triásicos.

Como se ha mencionado anteriormente, los procesos de extrusión de materiales triásicos, favorecidos por su enorme espesor original en el ámbito del Sub-

bético medio, se mantuvieron a lo largo de toda la evolución de la Cadena de forma que son numerosas las formaciones que aparecen recubiertas o intruidas por las arcillas y yesos del Trías. Así ocurre con las escamas formadas por materiales cretácicos enfacies Almarchal, que en este sector del Subbético medio reposan de forma alóctona sobre la formación triásica, y que a su vez son retrocabalgadas por esta formación (ver también Hoja de Algeciras).

De la misma manera, la formación de arcillas versicolores que recubre una vasta porción del Dominio Subbético aparece intruida o cabalgada por los materiales triásicos. Esta última relación estructural (Trías cabalgando a la serie de base de la Unidad del Aljibe o según este trabajo, formación arcillas versicolores), sirvió a CHAUVE (1968) para definir la Unidad de Paterna refiriéndose a la formación cabalgada, unidad que no ha sido considerada como tal en la presente memoria.

Aunque no están especialmente bien expuestas en la presente Hoja, en el Subbético medio hay un predominio de estructuras retrovergentes. Así inmediatamente más al Este, fuera de Hoja, el extremo occidental del arco de la Sierra de las Cabras está truncado por un cabalgamiento con dirección NNE-SSO y vergencia Este que discurre por la base de la vertiente oriental de las Sierras del Valle y de la Sierra de la Espartosa. Igualmente el extremo oriental de la mencionada estructura arqueada presenta vergencias hacia el Este que deben ser atribuidas no sólo al funcionamiento en dirección del denominado accidente Conil-Corredor de Boyar, sino a un reapretamiento general que dio lugar a una buena parte de las estructuras retrovergentes de la Cadena. Entre éstas, figura la superposición del dominio del Subbético medio sobre el Penibético que transcurre a lo largo de la Hoja contigua de Algeciras.

Por último cabe decir que las características estructurales expuestas han permitido a MORENO (1985) y MORENO *et al.* (1988) interpretar el Subbético medio como un umbral diapírico generado como respuesta al apilamiento de unidades producido al este de él. Según esta interpretación, la acumulación tectónica de unidades turbidíticas sobre el dominio paleogeográfico del Penibético, tanto en una supuesta primera fase de acortamiento N-S como durante la fase de acortamiento E-W, pudo producir el hundimiento progresivo del sector más interno de la Plataforma Subbética (Penibético) favoreciendo la inversión de vergencias en el sector más externo (Subbético medio) conforme progresaba el acortamiento. El funcionamiento diapírico del así formado "umbral tectónico" del Subbético medio daría lugar al desmembramiento de su cobertura mesozoica según procesos explicados anteriormente. Fragmentos de esta cobertura junto con materiales triásicos deslizaron de forma caótica hacia el Valle del Guadalquivir durante el Tortoniano, formando parte

del Complejo Olistostómico que invadió buena parte de esta depresión. El umbral diapírico del Subbético medio marca asimismo la máxima estensión occidental de la formación de arcillas versicolores y sobre éstas, del manto del Aljibe que en esta posición aparece muy fragmentado.

En resumen, las características estructurales del Dominio del Subbético medio observadas en la presente Hoja y su entorno regional son las siguientes:

- Evidencias de una fase de acortamiento N-S (detectada en la Sierra de las Cabras, Hoja de Algeciras).
- Evidencias del funcionamiento de accidentes con movimientos en dirección dextros (también observado en el Arco de la Sierra de Cabras).
- Desmembramiento de la cobertura mesozoica como consecuencia del comportamiento halocénico de la superficie de despegue triásica.
- Predominio de retrovergencias.
- Comportamiento como umbral diapírico con implicaciones paleogeográficas y tectónicas.

Además, del conjunto de la plataforma subbética se puede decir lo siguiente:

- Tiene carácter autóctono relativo de la cadena al ocupar el nivel estructural de la misma sobre el que se superponen el resto de las unidades alóctonas.
- Puede presentar aloctonías y acortamientos internos considerables a favor de su superficie de despegue basal triásico.
- La diferencia de comportamiento entre los materiales triásicos del Subbético medio y del Penibético (no representados en esta Hoja) se debe a una disminución de espesor y a un cambio de facies hacia el interior de la Plataforma.
- Inmediatamente al Este de esta Hoja, los materiales del Subbético medio aparecen superpuestos, mediante retrocabalgamientos, a los del Penibético.

3.3. TECTONICA DE LAS UNIDADES PROCEDENTES DEL SURCO DE LOS FLYSCH

Existe un acuerdo general, al considerar, que las formaciones turbidíticas del Campo de Gibraltar ocupan una posición más interna respecto a la plataforma subbética s.l. depositándose durante el Cretácico y Paleógeno en un surco subsidente situado entre esta

plataforma, la placa africana y los terrenos que posteriormente constituirían el Bloque de Alborán. Como consecuencia de este origen paleogeográfico más interno y de las características reológicas de estos materiales (mayoritaria presencia de formaciones arcillo-limosas) las mencionadas formaciones turbidíticas han sufrido una intensa tectonización que en numerosas ocasiones les confiere un aspecto general caótico o de "melange".

Las formaciones turbidíticas del Surco de los Flysch, aparecen en la actualidad, agrupadas en unidades tectónicas de gran extensión (láminas o mantos), desolidarizadas entre sí, a las que se les supone una importante aloctonía, teniendo en cuenta que en su entorno regional no se conoce la raíz de las mismas. Estas unidades tectónicas se encuentran apiladas sobre la plataforma subbética s.l. sumergiéndose todo este dispositivo bajo el Bloque de Alborán.

Son numerosas las unidades tectónicas definidas por los numerosos autores que han trabajado en la región (DIDON 1960, 1967; CHAUVE 1968, PEYRE 1974, BOURGOIS 1978...). Recientemente, GARCIA DE DOMINGO *et al.* (en ITGE1990) en la elaboración de la Hoja de Algeciras han considerado a las distintas formaciones procedentes del Surco de los Flysch agrupados en tres mantos o láminas principales: Aljibe, Algeciras y Cerro de la Novia. Solamente la lámina de Aljibe está representada y muy parcialmente, en la Hoja de Cádiz, razón por la cual la mayoría de las observaciones que a continuación se exponen proceden del último trabajo mencionado.

La estructura del manto del Aljibe ha sido descrita por MORENO (1985) y MORENO *et al.* (1988). Se trata de una lámina continua que transporta areniscas del Aljibe con serie de base tipo Benaiza, y que reposa mediante cabalgamiento (BOURGOIS 1978) sobre una película de arcillas pertenecientes a la formación de arcillas versicolores. La lámina presenta una fuerte imbricación interna de dirección N-S con vergencia confrontadas a lo largo del denominado Corredor de Arnao (ver Hoja de Algeciras), de tal forma que al Este de tal accidente, las escamas vergen hacia el exterior de la Cadena, mientras que al Oeste, lo hacen hacia el interior de la misma. Las escamas están enraizadas en una superficie de despegue basal (formación Benaiza) constituyendo una unidad cartográficamente continua. Al Oeste del Corredor de Arnao existe una notable fragmentación de la mencionada lámina y en las imbricaciones, retrovergentes, está implicada la formación de arcillas versicolores, aunque hay constancia cartográfica de la continuidad de alguna de estas imbricaciones con el resto de la lámina.

La dirección del transporte tectónico durante la imbricación ha sido hacia el W como lo pone de manifiesto "la regla del arco y las flechas" (bow and arrow

rule, de ELLIOT 1976) y la presencia de pequeñas fallas de desgarre, de dirección E-W, producidas durante la imbricación ("tear faults"). En términos generales parece que la imbricación progrado hacia el antepaís por un proceso de piggy-back, puesto que las escamas más occidentales y estructuralmente más bajas pliegan a las más orientales y estructuralmente más altas, que sufren un desplazamiento pasivo sobre las anteriores.

En sectores más orientales (p. e. Hoja de Algeciras) se observa que por debajo de la lámina del Aljibe la plataforma primitiva sufrió una deformación similar, desarrollando pliegues y cabalgamientos con vergencia hacia el antepaís que, en realidad controlaron la localización de las imbricaciones en la lámina alóctona suprayacente. Durante la imbricación, la lámina de Aljibe no debió permanecer fija en su extremo occidental sino que toda ella a su vez sufrió un desplazamiento hacia el Oeste conforme tenía lugar la aproximación entre los dominios del Penibético y del Subbético. Así la lámina llegó a situarse sobre la zona de confrontación entre ambos dominios donde se estaban produciendo movimientos retrovergentes en los que se vio involucrada.

El accidente del Corredor de Arnao, en forma de cabalgamiento mayor, posiblemente fuera de secuencia sirvió para limitar la influencia de las retrovergencias en la lámina. A este respecto hay que decir que las escamas situadas al Oeste del mencionado accidente no presenta vestigios de haber sufrido una primera escamación hacia el antepaís sino que, tal y como lo indican los pliegues asociados se trata exclusivamente de retrocabalgamientos. Esta observación está en contra de los modelos generales de deslizamiento gravitacional, según los cuales el frente de la lámina deslizada sufre la mayor parte de las imbricaciones siempre con vergencias hacia el antepaís, mientras que en la parte central y, sobre todo, trasera de la lámina, se producen abundantes fallas lístricas de componente normal que individualizan porciones de la lámina.

Más acorde con los mencionados modelos gravitacionales es la caótica fragmentación que presenta el frente del manto del Aljibe que está bien representado en la presente Hoja de Cádiz. Atendiendo a este aspecto caótico y a su posición elevada respecto a cualquier otra unidad tectónica, numerosos autores se han referido al emplazamiento gravitacional de este manto en particular (DIDON, 1960, CHAUVE, 1960) y del manto numídico en general (DURAND DELGA y MATAUER, 1959, DURAND DELGA, 1980). Esta interpretación se ha visto favorecida por el desconocimiento del área paleogeográfica del origen de las areniscas numídicas, desconocimiento que hoy en día persiste. Las areniscas numídicas se han encontrado *in situ* o en posición paraúntica en el Atlas Tunecino y en las regiones italianas de Sicilia y Lucania, en este último caso asociadas a las unidades externas panormides. Ade-

más, en la zona de estudio nunca aparecen imbricadas como tales en el contacto con las Zonas Internas (aunque si lo hacen como delgados niveles incluidos en la formación numidoide) por lo que algunos autores han propuesto que la formación de un gran domo en su área de depósito (Zonas Internas?) indujo el deslizamiento gravitacional del manto del Aljibe y su consecuente desenraizamiento general que actualmente presenta.

Los modelos gravitacionales propuestos para el emplazamiento del manto del Aljibe contrastan, sin embargo, con la estructura relativamente organizada que presenta esta unidad al Este de la presente Hoja, cuando para aloctonías tan grandes como las deducidas según los criterios anteriores, sería de esperar una estructura más caótica.

En otras palabras, aunque la lámina del Aljibe presenta en su frente occidental una fragmentación en forma de bloques aislados con una deposición caótica que podrían derivar de un deslizamiento gravitacional, esta lámina también presenta estructuras claramente producidas por empujes horizontales. Entre estas últimas cabe citar, por ejemplo, la escamación "en secuencia" anteriormente descrita que, junto con la imbricación de material penibético no puede tener un origen exclusivamente gravitacional. Lo mismo se puede decir de la confrontación que tiene lugar en la Hoja de Algeciras entre la lámina del Aljibe y la lámina de Algeciras a lo largo del contacto entre ambas. Por último, las retrovergencias se interpretan generadas durante el mismo proceso continuo de acortamiento.

Consecuentemente, se supone que durante el emplazamiento de la lámina del Aljibe ha podido funcionar un proceso mixto gravitacional-compresivo, el primero inducido por el segundo (creación de relieve por apilamiento de láminas y escamas) y este último muy probablemente originado por la imbricación del Bloque de Alborán sobre las Zonas Externas. Así lo indica la curvatura de las trazas de los cabalgamientos internos de la mencionada lámina, y de la lámina en sí adaptándose a la morfología del Bloque de Alborán, hechos éstos observados en la Hoja de Algeciras.

DAVIS et al. (1983) dedujeron el deslizamiento de masas alóctonas por flujo gravitacional en su modelo de prisma de acreción como uno de los procesos que ayudan a mantener el prisma en equilibrio durante su desplazamiento hacia el antepaís. Los deslizamientos gravitacionales tienen lugar en los niveles estructurales más altos rebajando la pendiente externa del prisma, el cual engrosa mediante deformación interna (plegado e imbricaciones).

La posición estructural que ocupa el manto del Aljibe, su característico desenraizamiento y aloctonía sobre el resto de unidades y su ubicación en la parte

frontal del sistema son hechos que pueden favorecer una interpretación de este tipo. Así el manto del Aljibe habría tenido un primer emplazamiento gravitacional hacia las partes frontales del prisma para contrarestar un excesivo relieve creado por el apilamiento y plegamiento de unidades que tenía lugar por debajo de él. Inmediatamente después, el manto del Aljibe se vio involucrado en nuevos procesos de deformación por compresión según progresaba la acreción hacia el antepais.

Fenómenos extensionales de este tipo, coetáneas con la deformación principal de una cadena, han sido citados por COWARD (1985) en el Moine Thrust Belt y más recientemente por PLATT *et al.* (1989) para explicar la pauta radial de los Alpes.

En 1983, 1984 y 1985, los autores de la cartografía a escala 1:50.000 de las Hojas de Tarifa, Tahivila, Alcalá de los Gazules, Algar, Vejer de la Frontera y Chiclana (GONZALEZ LASTRA *et al.* 1984; GARCIA DE DOMINGO *et al.* 1984; HERNAIZ HUERTA *et al.* 1984; MORENO 1985; MORENO *et al.* 1988) retomaron el concepto de arcillas con bloques propuesto por BOURGOIS (1978) y lo adaptaron, con modificaciones sustanciales, a estas hojas. Así, estos autores intuyeron que durante la imbricación, como producto de la misma y procedente del transpaís se desarrollaba una formación tectosedimentaria (formación de arcillas con bloques) que se derramaba por encima y por delante de la lámina de Aljibe para ser inmediatamente involucrada en la imbricación. Se explica de esta forma la presencia de una formación arcillosa entre las escarnas y por debajo de la lámina del Aljibe, formación que aunque de difícil datación, presentaba indudables asociaciones del Mioceno inferior y abundantes resedimentaciones.

Durante la realización de la Hoja 1:200.000 de Algeciras, GARCIA DE DOMINGO *et al.* (en ITGE 1990) localizaron una formación de arcillas versicolores en situación estratigráfica y tectónica distinta a la mencionada, lo que les permite suponer que esta formación y su equivalente lateral hacia el Este, la formación numidoide de Estepona (que no llega a aflorar en la presente Hoja) reposan estratigráficamente sobre la plataforma subbética s.l., la primera fundamentalmente sobre el dominio del Subbético medio y la segunda sobre el Penibético. De esta forma la lámina del Aljibe reposa de forma alóctona sobre las arcillas versicolores en el Dominio del Subbético medio, que es la posición en la que aparece en la Hoja de Cádiz.

La amplia distribución de estas formaciones tectosedimentarias (arcillas versicolores y formación numidoide) por todo el ámbito de la Cadena, muy similar a la de las arenas numídicas, de las que se piensa que pueden ser equivalentes laterales, hace pensar en un fenómeno tectónico generalizado para todo el Mediterráneo occidental inmediatamente anterior al Aqui-

taniense inferior (edad mínima de las formaciones mencionadas).

Estudios sedimentológicos de detalle llevados a cabo en las areniscas del Aljibe (MAYMO y ARDEVOL 1983, GONZALEZ LASTRA 1983) han puesto de manifiesto una inestabilidad tectónica sincrónica con su depósito. Las paleocorrientes indican una procedencia del Sur, seguramente desde la plataforma norteafricana, donde se dieron los mecanismos (acción de olas, viento) para conseguir la maduración que caracteriza a estas arenas (lavado, clasificación, madurez mineralógica, picoteado, ventificación). Sus facies sedimentarias revelan una alta velocidad de acumulación y contraindicaciones en la relación proximidad-distalidad, hecho que junto con las bruscas variaciones de espesor y su amplia extensión geográfica implica unas condiciones sintectónicas para su depósito. Los mencionados autores proponen un vuelco de la plataforma norteafricana acompañada de una "onda tectónica" avanzando de Sur a Norte. MORENO (1985) y MORENO *et al.* (1988) llegan a identificar el origen tectónico del depósito de las arenas del Aljibe con su primera fase de acortamiento N-S, de tal forma que parte del diapirismo sufrido en el Subbético medio tendría su origen en la acumulación sedimentaria de las arenas del Aljibe en zonas situadas más al Este o Sureste.

Volviendo al origen paleogeográfico del manto del Aljibe o más concretamente de las arenas del Aljibe son varios los autores (WEZEL 1970, LENTINI 1974, BIANCHI *et al.* 1987, ROURE *et al.* 1990) que han reconocido a estas arenas ocupando la parte alta de series de las unidades externas africanas, paleogeográficamente equivalentes a la plataforma subbética. Es especialmente bien conocida la potente serie de flysch numídico que aparece sobre la plataforma carbonatada panórmide (unidad africana más interna) aunque también se reconocen series numídicas intercaladas en facies de tipo numidoide en posición más externa (unidad Imerese).

Este último caso se puede interpretar similar a la serie que culmina el Penibético en sectores más orientales, serie de tipo numidoide que presenta frecuentes intercalaciones de arenas del Aljibe, en algún caso de espesores apreciables (transversal de Jimena de Libar en la Hoja de Algeciras).

Si fuera correcto hacer una extrapolación con las series sicilianas habría que esperar un flysch numídico mejor desarrollado sobre el Penibético en zonas más internas de ésta, hoy bajo el dominio de Alborán. De estas zonas más internas podría proceder el actual manto del Aljibe.

Sin embargo, las relaciones estructurales expuestas a lo largo de este capítulo no parecen favorecer una interpretación en este sentido.

En resumen, los datos de campo obtenidos en el ámbito regional de la Hoja de Cádiz revelan las siguientes características del manto del Aljibe:

- Ocupa la posición estructural más alta en la pila de unidades procedentes del Surco de los Flysch, sobreimpuesta a la plataforma subbética s.l.
- Pese a la gran extensión geográfica del manto numídico (Béticas orientales, Béticas occidentales, Rif, Tell, Sicilia y Calabria) no se reconoce la raíz del mismo lo que en cualquier caso implica una fuerte aloctonía. Incompatibilidades estratigráficas con las series infrayacentes sitúan a la zona de origen del manto en posiciones muy orientales? seguramente equivalentes a las actualmente ocupadas por el Bloque de Alborán.
- La lámina del Aljibe no aparece involucrada en el contacto con el Bloque de Alborán y reposa tectónicamente sobre cualquier otra unidad o dominio paleogeográfico (lámina de Algeciras, Subbético medio, Penibético). Estos dos factores, unidos a la frecuencia de contactos sustractivos con las unidades infrayacentes, y a la fragmentación caótica de su frente favorecen que su emplazamiento se interprete como un deslizamiento gravitacional.
- Existen sin embargo, abundantes estructuras propias de empujes horizontales por lo que se supone que la lámina del Aljibe ha sufrido procesos mixtos de acortamiento por compresión y deslizamiento gravitacional, durante su emplazamiento. En diversas cadenas orogénicas se ha demostrado que ambos procesos no son incompatibles si no normales en los niveles estructurales más altos de las mismas (DAVIS et al. 1983).
- Las características sedimentológicas de las areniscas del Aljibe revelan una fuerte inestabilidad tectónica durante su depósito. Hay autores que asimilan esta inestabilidad tectónica con una fase de acortamiento S-N.

Las areniscas del Aljibe son coetáneas y muy probablemente equivalentes laterales de la formación numídico y de arcillas versicolores. Estas dos últimas formaciones o formaciones equivalentes pueden aparecer superpuestas estratigráficamente a las areniscas numídicas. Sin embargo, por ahora se desestima la existencia de una formación tectosedimentaria "derramada" por encima de las areniscas del Aljibe.

3.4. TECTONICA POSTPAROXISMAL

En las zonas más orientales se ha podido constatar que la edad de la deformación principal en el Campo de Gibraltar es, como mínimo Burdigaliense superior,

puesto que ésta es la edad de los depósitos más modernos involucrados en la tectónica de cabalgamiento.

A partir de ese momento y hasta la distensión del Mioceno superior es difícil establecer una sucesión de acontecimientos tectónicos en el sector occidental de las Cordilleras Béticas puesto que en esta época el registro sedimentario es pobre y las formaciones depositadas, por monótonas, no ayudan a identificar discordancias internas. Esto último se refiere fundamentalmente a la formación de moronitas o albarizas que se depositaron en el ambiente de la plataforma subbética desde el Langhiense hasta el Tortonense inferior. Dentro de éstas, las de edad Langhiense-Serravaliense ocupan una posición más interna que las de edad Tortonense y aunque no se pueden distinguir litológicamente, las primeras suelen presentar un fuerte plegamiento interno mientras que las segundas están circunscritas a sectores más externos y aparecen en posición subhorizontal.

El apilamiento de unidades tectónicas durante el Burdigaliense en la zona del Campo de Gibraltar configuró el denominado "umbral diapírico subbético" en parte retrocabalgante hacia el Penibético. Tal y como se observa en diversas transversales de los sectores centrales y occidentales de la cordillera, el conjunto de la plataforma subbética sufrió nuevos desplazamientos hacia el antepaís desarrollando imbricaciones internas que acentuaron el desmembramiento de la cobertera, deformando y pinzando los escasos depósitos existentes en la cuenca en ese momento (moronitas Langhiense-Serravaliense).

En la actualidad se admite que el Valle del Guadalquivir representa la cuenca antepaís de las Cordilleras Béticas y como tal, su registro sedimentario refleja los últimos estadios en la evolución de la cadena. Así lo han puesto de manifiesto PORTERO y ALVARO (1984) tras un análisis del esquema tectosedimentario establecido por GARRIDO et al. (1983) para esta depresión.

Según los primeros autores, el paso de la unidad tectosedimentaria Ne-1 (Aquitaniense-Burdigaliense 1) formada por carbonatos de plataforma somera a la unidad Ne-2 (Burdigaliense 2-Langhiense), formada por margas pelágicas con silexitas, marca la individualización de la depresión como primer reflejo en el antepaís de la deformación que tenía lugar en posiciones más orientales. La unidad tectosedimentaria Ne-3 (Serravaliense-Tortonense 1) está constituida por margas con intercalaciones turbidíticas, e incluye olistolitos y olistostromas. Según PORTERO y ALVARO (op. cit.) el depósito de esta unidad coincide con la colocación definitiva del frente subbético. Sobre la unidad anterior e intercalada en la parte inferior de la unidad margosa Ne-4 (Tortonense 2-Messiniense) se depositó el olistostroma del Guadalquivir formado por materiales

desmembrados de la plataforma subbética a favor de procesos gravitacionales. El olistostroma que constituye el relleno volumétricamente más importante de la cuenca, representa el último vestigio de la progresión de la deformación antepaís. A partir de ese momento la cuenca quedó fijada como un surco profundo que fue llenado por los materiales margosos de la unidad Ne-4 que es transgresiva sobre el borde externo de la cuenca. La polaridad sedimentaria pasó a ser centripeta con aportes desde los dos márgenes de la cuenca.

3.5. LA COBERTERA MIO-PLIOCENA. NEOTECTONICA

Los estudios llevados a cabo por el Grupo de Investigación Neotectónica del Arco de Gibraltar (1977), así como los trabajos realizados por BENKMELL (1976) que estudió la neotectónica de la terminación occidental de las Cordilleras Béticas, proponen la existencia de dos fases de deformación para la cobertura Mio-pliocena. La primera de tipo distensivo, de edad Mio-pliocena y con dirección E-W entre Conil y el Estrecho de Gibraltar. La segunda compresiva, de edad finipliocena, con dirección NNW-SSE, generadora de plegamiento y de diversos desgarres. VIGUIER (1974), señala que el plegamiento en la zona del interior de la Bahía de Cádiz, debió producirse durante el Mioceno terminal-Plioceno, simultáneamente al levantamiento de las Zonas Béticas y Subbéticas, con la participación de movimientos diapiricos del Trías, los cuales, en algunos puntos (San Fernando y Puerto Real) habría actuado hasta el Plioceno superior y el Cuaternario antiguo.

El plegamiento de los materiales del Mioceno superior, debió de iniciarse con anterioridad a la sedimentación del Plioceno, simultáneamente a la actuación de movimientos diapiricos de las masas triásicas. Este fenómeno determinó que en algunos sectores existan discordancias locales intramiocenas.

En esta etapa distensiva las zonas subsidentes están ligadas a accidentes corticales importantes, como el que se observa en la desembocadura del río Barbate, o en el río Guadalete.

En relación con la fracturación hay que señalar la baja densidad de la misma, pudiéndose diferenciar cuatro familias de fracturas y diaclasas sin movimiento.

- N 80°-110 E
- N 15° E
- N 150° E
- N 55° E

Estas fracturas determinaron una tectónica de bloques, acentúan la subsidencia de algunas zonas, condicionando la sedimentación de facies transgresivas dentro del carácter regresivo de este periodo.

La etapa compresiva se desarrolló durante el Plioceno terminal y Pleistoceno alcanzando el Plioceno inferior buzamientos de hasta 15° y el Plioceno superior, un plegamiento de gran radio de curvatura. Los grandes pliegues heredados de la etapa anterior fueron acentuados, generándose además algunos pliegues menores, actuando como horizontales derechas las fracturas preexistentes.

La dirección de compresión, medidos en los acantilados de torre del Puerco, es de ONO-ESE.

En resumen, se puede determinar que las direcciones de las estructuras (pliegues y algunas fallas) de la primera etapa de deformación, diapirismo acompañante y de la segunda etapa compresiva, son análogas a las direcciones generales de la cadena en esta región (NNE-SSO), siendo lógico pensar que dichas direcciones y la orientación de los esfuerzos hayan perdurado hasta el Cuaternario, condicionando la evolución neotectónica. De hecho en las regiones orientales de la cadena, la dirección de la comprensión Cuaternaria (NNO-SSE) resulta ser perpendicular a la dirección de la misma (G.R.N. del l'Arc de Gibraltar, 1977).

El segundo episodio comprensivo finiplioceno-cuaternario ha dado lugar a la reactivación, como fallas horizontales derechas, de las fracturas con dirección N 80° a N 100° E, y la de algunas fallas con dirección sumeridiana como fallas inversas.

4. GEOMORFOLOGIA

Este capítulo ofrece cierto interés, ya que existe gran profusión de formaciones cuaternarias que definen el paisaje, sobre todo en la amplia banda litoral.

Fisiográficamente hay dos zonas muy diferenciadas, por un lado la zona litoral, de amplio desarrollo en algunas áreas, con una topografía llana o muy suavizada, por otro, el interior, con cotas no muy altas pero con grandes pendientes y una topografía accidentada.

La altura media de esta Hoja es de unos 100 m, la máxima a 248 m en Cerro Almazán. Existen también otras elevaciones importantes como el Cerro Pitas (169 m) y el Cerro Cantabria (164 m).

La red hidrográfica presenta dos cauces de agua importantes: el río Guadalete que con dirección E-O atraviesa la parte Norte de la Hoja y el río Barbate, al Sur. El resto de los ríos y arroyos desembocan mayoritariamente en el Atlántico y tienen cursos muy rectilíneos. De Norte a Sur destacan los arroyos de la Cueva, de la Salineta, de Ahorgarretones, Roche, Quinto, de Conilera, de San Antonio y de Hechiceros. Es corriente que en sus cursos bajos actúen como ramblas. También son corrientes las lagunas como manifestación principal del endorreísmo. Son muy numerosas pero convie-

ne destacar las lagunas de: Salada, la de Castellanos, de Medina, de Jely, de Montellano y de Alcalá. Permanecen secas la mayor parte del año, recuperando su nivel en época de lluvias.

4.1. MORFOGENESIS

En el ámbito de la Hoja, pueden distinguirse tres grandes dominios morfogenéticos: marino, continental y mixto o de transición. Todos los depósitos cuaternarios se incluyen en alguno de los tres, agrupándose a su vez en sistemas morfogenéticos tales como fluvial, gravedad, vertiente, kárstico, etc.

4.1.1. Dominio marino

Dentro de dicho dominio existen numerosos depósitos cuaternarios con morfologías muy variadas pero todos ellos se incluyen dentro de un único sistema morfogenético: el litoral.

4.1.1.1. Sistema litoral

Entre las formas características de esta zona se encuentran las flechas litorales. Son construidas por la acción lateral de cordones litorales o crestas de playa a partir de un punto de la costa, debido al material transportado por la deriva litoral, obligando a que las formas se alarguen en ese sentido. El mejor ejemplo de flecha litoral de la Hoja lo constituye la flecha de Valdelagran, que deja por detrás una zona de marisma.

El área existente entre las altas y bajas mareas, ZAZO (1980), define algunas formas características de esta zona, como son:

Bancales: son plataformas erosivas con una inclinación hacia el mar, en cuya superficie aparecen huellas de oleaje, sentido de escurrimiento de las aguas y cubetas de disolución. Estas últimas son unas depresiones circulares originadas por disolución de carbonatos debido a la actividad de las algas cianóficas y cloróficas.

Baras y surcos prelitorales: se trata de una acumulación de arenas delante del bancal. Son formas paralelas a la costa, aunque esto puede variar según el ángulo de incidencia de la ola. En marea baja, estas formas suelen estar emergidas.

En la zona inferior a la marea baja (subtidal) están las **barras de Bahía**, de carácter arenoso y que unidas a un punto de la costa se introducen hacia la bahía, sin aflorar en marea baja. Las de la Bahía de Cádiz son dos buenos ejemplos de barras de media bahía (mid bay bar).

También en el ambiente subtidal se originan las te-

rrazas marinas cuaternarias, constituyendo actualmente estrechas plataformas escalonadas, y a la vez tectonizadas, a lo largo de la costa.

4.1.2. Dominio Marino-continental

Este dominio de transición está representado en la Hoja de Cádiz por:

4.1.2.1. Sistema estuarino

Se caracteriza por la acción conjunta de la dinámica fluvial y la dinámica de mareas, lo que da lugar a una morfología muy característica representada por la marisma.

El estuario del Guadalete se ha definido como un estuario barrera pues su comunicación con el mar está parcialmente cortada por la presencia de flechas, barras, etc., e hidrológicamente está más relacionado con el río, ejerciendo las mareas una menor influencia.

El estuario del río Barbate es de carácter mesotidal con una amplitud de mareas entre 3,40 m en mareas vivas y 2,40 m en mareas muertas. Al igual que en el Guadalete la unidad fundamental es la marisma con sus dos elementos principales: "slikke" y "schorre" o marisma salada.

4.1.3. Dominio continental

Está representado por numerosos sistemas de los cuales los mejor desarrollados son el eólico y el fluvial y en menor grado los de gravedad-vertiente, lacustre y poligénico.

4.1.3.1. Sistema eólico

Ofrece gran variedad de formas desde el Puerto de Santa María hasta Barbate, extendiéndose en una franja paralela a la costa y adentrándose algunos kilómetros al interior. Existen elementos fósiles, como las **dunas longitudinales** que se extienden entre Barbate y Trafalgar y elementos actuales como cordones de dunas, **dunas rampantes** en las laderas del Cerro de Meca y manto eólico.

El **manto eólico** lo constituye una capa arenosa que cubre amplias zonas y que ha perdido completamente el aspecto morfológico dunar. A veces llegan a estar muy alejadas de la costa y enmascaran las formaciones más antiguas.

4.1.3.2. Sistema fluvial

Representado por diversos elementos como terrazas, fondos de valle, llanuras de inundación y conos, abanicos aluviales y glacis.

El mayor desarrollo de terrazas pertenece al río Guadalete en el borde Norte de la Hoja, algunos de cuyos niveles están afectados por fracturas NNO-SSE y NE-SO. Merecen también destacar el abanico aluvial del río Barbate, los conos de deyección de los numerosos barrancos que desembocan en la marisma, los glacis de cobertura, en particular el de la zona de Conil, cuya morfología ha sido desfigurada por la tectónica y las terrazas de la depresión de la Janda correspondiente a antiguos niveles de Barbate.

4.1.3.3. Sistema lacustre

Este sistema está representado por el relleno reciente de algunas lagunas como Jely, de la Paja, etc., así como por las zonas pantanosas que se crean en las plataformas de edad Harouniense.

También se incluyen todas aquellas zonas algo deprimidas que quedan aisladas del mar por cordones litorales. El drenaje, en ellos, es malo favoreciendo el desarrollo de suelos véticos. Como ejemplo existen algunas zonas llanas y bajas en el sector de El Palmar.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se comentará la evolución a lo largo de las edades geológicas del área que abarca la Hoja 1:200.000 de Cádiz, con referencia concreta a los datos litológicos, sedimentológicos y tectónicos, contenidos en los capítulos precedentes, teniendo en cuenta que los depósitos del surco tubidítico que afloran, se encuentran muy limitados, observándose sólo cinco unidades litológicas diferentes cuya edad comprendida entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, encontrándose, la mayor parte de ellos, como bloques empastados en las arcillas versicolores del Mioceno inferior.

Los depósitos de la plataforma subbética que afloran en esta Hoja se encuentran encuadrados dentro del subdominio externo de dicha plataforma, en una zona de surco que ha sido denominada como Subbético medio por autores precedentes. Estos depósitos se inician con la presencia de materiales de edad Triásico superior, ocupando grandes extensiones en la Hoja. Se trata de una sucesión de arcillas y yesos con intercalaciones de dolomías y areniscas, resultando un conjunto de elevada plasticidad, fácilmente deformable, que se ha movido o se ha disuelto parcialmente, casi sin interrupción desde el Jurásico a la actualidad.

Estos materiales se depositaron en extensas llanuras costeras con sedimentación de niveles delgados evaporíticos y dolomíticos en ambientes de tipo "sebkja". A la llanura costera llegarían esporádicamente sedimentos arenosos de procedencia continental, aportados posiblemente por corrientes fluviales.

Estos depósitos, posiblemente han sufrido removilizaciones en épocas más recientes, experimentando importantes movimientos diapíricos y extrusiones masivas.

Como ya se ha indicado anteriormente, no existen en la Hoja series completas del Jurásico, no obstante, y a partir del estudio de los pequeños afloramientos, generalmente incluidos en materiales triásicos se puede determinar que al comienzo del Lías se implantaron definitivamente las condiciones marinas sobre toda la plataforma, con el depósito de calizas y dolomías, generalmente someras, no observándose cambios indicativos en las facies, sólo pequeñas interrupciones, "hard-grounds" en los niveles más altos del Lías. En algunos sectores las dolomías presentan un carácter brechico muy marcado, producido, en algunas ocasiones, por disolución de materiales salinos y colapso posterior de los niveles calcáreos.

El Cretácico inferior, se encuentra muy dislocado tectónicamente, no obstante se observan materiales típicos de una plataforma con calizas nodulosas y margas blancas durante el Neocomiense-Barremiense y margas verdes durante el Aptiense-Albiense, que constituyen un nivel de despegue regional para los materiales calcáreos del Cretácico superior-Terciario.

A partir del Albiense medio-Cenomaniense, comienza una sedimentación homogénea en toda la plataforma, sin aportes procedentes de los bordes de la cuenca, depositándose calizas y margas (capas rojas). El comienzo de esta sedimentación debió de estar relacionada con cambios oceanográficos importantes que favorecieron la oxigenación y circulación de las aguas.

Dicho tipo de sedimentación continuó en algunos sectores de la plataforma hasta el Eoceno inferior, mientras que en otros, durante el Paleoceno y Eoceno inferior se depositaron margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos, que llenarían un surco incipiente dentro de la plataforma ya formado con anterioridad.

Hay que destacar que durante el Luteciense existen unos depósitos de arcillas verdes que constituyen un nivel de despegue regional para las series calcáreas posteriores.

Durante el Eoceno superior, la plataforma subbética, debió de sufrir ciertos movimientos tectónicos que originan en algunos sectores de la plataforma, falta de sedimentación o depósitos condensados de escasa potencia.

Durante el Oligoceno, tiene lugar la sedimentación de margas y margocalizas blancas; en régimen de plataforma somera.

Aunque es a partir del Burdigaliense cuando tiene lugar la estructura definitiva de la zona de estudio como consecuencia de la Imbricación del Bloque de Alborán en sectores más orientales, hay autores que sugieren una fase tectónica previa (finioligocena) que producirá una destrucción parcial de la Plataforma Subbética. MORENO (1985) y MORENO *et al.* (1988) piensan que se trata de una fase comprensiva en base a datos de campo obtenidos en las Hojas 1:500.000 de Alcalá y Algar, mientras que otros autores atribuyen a esta fase el emplazamiento de las peridotitas mediante un proceso extensional a escala cortical.

En el Mioceno inferior y sobre una plataforma Subbética previamente desmembrada por procesos halocinéticos se deposita las arcillas versicolores como formación tectosedimentaria inmediatamente anterior y coetánea con el depósito de las areniscas del Aljibe, tal y como se ha constatado en sectores más orientales. El desplazamiento del Bloque de Alborán hacia el Oeste produjo la expulsión de las unidades del surco de los Flysch y su apilamiento sobre la Plataforma, procesos que están bien representados en la Hoja contigua de Algeciras. En la presente Hoja de Cádiz sólo se observa el frente del manto del Aljibe muy desmembrado en bloques que "flotan" sobre las arcillas versicolores. Es difícil discernir si el aspecto caótico en el frente del manto del Aljibe se deba exclusivamente a un proceso tectónico o a un proceso tectosedimentario.

Las areniscas del Aljibe se depositaron en un sistema de abanicos ricos en arena, relacionados con procesos de alta actividad tectónica, procedentes en líneas generales del Sur. Presentan unas características peculiares, entre las que caben destacar el tipo de tamaño del grano, su madurez textural y mineralógica, la abundancia de estructuras debidas a inestabilidad tectónica (tramos slumpedizados, de gran espesor, diques de arena, etc.) la ausencia de una distribución geográfica definida de las facies proximales y distales, e incluso aparentes contradicciones en esa distribución.

Durante el Mioceno medio las cuencas de los dominios del Subbético medio y Penibético se habían abolido por los procesos tectónicos anteriormente descritos habiéndose desplazado el depocentro hacia el noroeste formando la cuenca denominada "Estrecho Norbético" donde se depositaron las moronitas.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja 1:200.000 de Cádiz, existen indicios y explotaciones mineras, algunas de ellas conocidas y explotadas desde muy antiguo.

Dentro del ámbito de la Hoja, no existen yacimientos de minerales metálicos describiéndose a continua-

ción los principales grupos de minerales y rocas industriales.

— Yesos

Con buena calidad pero con combinaciones pequeñas. Se sitúan entre materiales de edad triásica en facies germano-andaluz.

— Azufre

En las proximidades de Conil existe un yacimiento de azufre, actualmente abandonado. Este yacimiento está relacionado con surgencias de aguas termales a favor de fracturas sobre materiales arcillo-yesíferos del triásico y próximos a materiales margosos del Plioceno.

— Arcillas

En el Plioceno de Chiclana de la Frontera y Conil, existen pequeñas explotaciones de arcillas, que se emplean en la elaboración de materiales para la construcción. Incluyen 55% de illita y 40% de caolinita. Su utilización en procesos cerámicos se ve mejorada por la notable presencia de caolinita y hasta cierto punto dificultada por la posible existencia de carbonatos.

Las arcillas triásicas están acompañadas por sales y yesos con mineralogía de illita (80%), montmorillonita (15%) y caolinita (5%).

— Margas

Se explotan fundamentalmente las margas y margocalizas del Cretácico superior-Terciario subbético. Se utilizan como material aglomerante en la elaboración de cementos. La principal explotación se sitúa en las proximidades de la Laguna de Medina.

— Diatomitas (moronitas)

Se explotan en las proximidades de Chiclana de la Frontera y en el Puerto de Santa María, empleándose fundamentalmente en la elaboración de productos cerámicos.

— Arenas

Dentro de los límites de esta Hoja, existen numerosas canteras de arenas sobre los materiales biocalcareníticos del Mioceno superior, ya que al ser un material detritico, bastante poroso y permeable, presenta fabulosas características de drenaje y consistencia (media a baja), lo que facilita su compactación, además es bastante friable, por lo que su explotación en canteras no necesita explosivos, factores que determinan su

gran utilidad como relleno y subbase de carreteras. En esta región, dicho tipo de materiales son conocidos como "albero".

— Ofitas

En las arcillas yesíferas del triásico, existen numerosos bloques de materiales volcánicos (ofitas), que pese a su irregularidad y reducida extensión, pueden ser aprovechadas para obtener áridos por trituración.

— Calizas y dolomías

Se explotan fundamentalmente para áridos y como bloques en las construcciones marítimas. La principal explotación observada, dentro de los márgenes de esta Hoja, se sitúa el SE de Medina Sidonia en el Peñón del Berrueco en donde se explotan materiales calcáreos del Jurásico-Cretácico del Subbético.

Las biocalcarenitas del Plioceno superior-Pleistoceno en los sectores donde presentan buena compactación se explotan para material de construcción. Asimismo las dolomías del triásico se explotan en pequeñas canteras como áridos de trituración.

— Arenas y gravas

Se explotan con este fin las terrazas fluviales de los cuaternarios del río Guadalete. También, en la Hoja 1:50.000 de Cádiz existen explotaciones de áridos naturales sobre materiales en facies marino-salobres del Pleistoceno.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Hidrogeológicamente, la Hoja 1:200.000 de Cádiz pertenece a la Cuenca Hidrográfica de los ríos Guadalete y Barbate.

En esta cuenca hidrográfica los principales afluentes están definidos por los ríos Almodóvar, Barbate, Salado de Conil, Roche, Salado de Chiclana, San Pedro y Guadalete.

El clima se puede definir como mediterráneo subtropical, exceptuando una franja que comprende Chiclana de la Frontera hasta El Puerto de Santa María en el que el clima se clasificaría como mediterráneo marítimo. La pluviometría oscila entre 500 mm en las proximidades de Cádiz y San Fernando y más de 900 mm en el sector de Paterna de la Rivera, aunque la mayor parte de la Hoja está comprendida entre las isoyetas de 600 mm y 800 mm. La temperatura media oscila entre 17 y 18°C y la evapotranspiración potencial varía entre 850 y 950 mm.

Los acuíferos más importantes incluidos dentro del límite de esta Hoja son:

— Puerto Real-Conil

El acuífero Puerto Real-Conil, con una extensión aproximada de 210 km², se encuentra situado en el extremo noroccidental de la provincia de Cádiz, ocupando gran parte de los términos de Puerto Real, Chiclana de la Frontera y Conil de la Frontera.

Los terrenos acuíferos están constituidos por arenas, areniscas, y calcarenitas del Mioceno superior, gravas y arenas aluviales y dunas correspondientes al cuaternario. Los espesores de estos materiales son muy variables de unos puntos a otros debido a los frecuentes cambios laterales de facies y a la irregularidad del contacto con el sustrato impermeable; sin embargo se puede afirmar, en base a los datos suministrados por prospección geofísica y por los sondeos mecánicos existentes, que de forma general, el mayor espesor coincide con las zonas centrales del acuífero (30-40 m), mientras que hacia los bordes disminuye ostensiblemente (5-15 m).

El acuífero, eminentemente detrítico, es libre y se encuentra bien individualizado, siendo sus límites impermeables, al Este las margas del Trías (Keuper), margas del Eoceno-Cretácico y areniscas y arcillas del Aljibe, al Norte las margas del Trías y al Oeste y Sur los limos y arcillas de marismas y el Océano Atlántico. El muro impermeable está formado por margas del Tortoniano, "albarizas" del Burdigaliense, margas y arcillas del Trías y, localmente por areniscas del Aljibe.

El nivel piezométrico varía en función de la topografía entre 2 y 30 m, con valores comprendidos entre 5 y 10 m.

La permeabilidad del acuífero está comprendida entre 10³ y 10⁴ m/s, siendo algo mayor (del orden de 10² en las terrazas fluviales). El coeficiente de almacenamiento se ha estimado en 5.10⁻² (porosidad eficaz 5%).

La alimentación se produce, de forma primordial, a partir de la infiltración del agua de lluvia en un porcentaje estimado del 18%, y en menor proporción por reciclaje del agua empleada para riego. El drenaje natural se realiza hacia el mar, directamente o a través de los ríos y arroyos del sector, y por evapotranspiración.

En conjunto se ha evaluado sus recursos en unos 30 hm³/año, mientras que la explotación se cifra en 13 hm³/año (12 hm³/año para regadío y 1 hm³/año para abastecimiento).

Las aguas subterráneas del acuífero son, en general, de buena calidad, con residuos secos que varían entre

500 y 1.000 mg/l aunque excepcionalmente se encuentran valores superiores a los 3.000 mg/l, debido a la influencia de las margas del Triás y, localmente, a fenómenos de intrusión marina. El elevado contenido en nitratos, como consecuencia del empleo de productos nitrogenados en las labores agrarias, hace que estas aguas no sean en la mayor parte de los casos, y atendiendo a las normas establecidas por el Código Alimentario Español, aptas para consumo humano.

— Vejer-Barbate

El acuífero Vejer-Barbate, con una superficie de 145 km², se encuentra situado en el extremo suroccidental de la provincia de Cádiz, entre las poblaciones de Medina Sidonia y Barbate.

Geológicamente se encuadra dentro del ámbito de los mantos relacionados con el Campo de Gibraltar, sobre los que, a partir del Tortoniano, se depositan una serie de sedimentos detríticos y carbonatados que una vez plegados, y parcialmente desmantelados por la erosión, se presentan en la actualidad generalmente a modo de mesas.

El sistema acuífero constituido por calcarenitas y arenas pertenecientes al Mioceno superior-Plioceno. Se encuentra compartimentado en una de unidades independientes (Vejer, La Muela, y Mesa Mediana).

La potencia de las formaciones acuíferas disminuye hacia el E y hacia el N, apreciándose frecuentes cambios litológicos impuestos en su origen por la deposición en medio sedimentario distinto.

Debido a la falta de conexión entre unidades y a las acusadas diferencias topográficas, las profundidades hasta el nivel piezométrico varían de forma ostensible de unos puntos a otros; así en la zona de Muela la profundidad hasta el agua llega a ser de 160 m y al Sur de Vejer de 4-5 m.

La alimentación del sistema se debe fundamentalmente a la infiltración directa del agua de lluvia, mientras que el drenaje tiene lugar por los numerosos ríos y arroyos que atraviesan la zona y a través de un elevado número de pequeñas surgencias de borde.

Los recursos propios han sido evaluados en unos 35 hm³/año mientras que las explotaciones suponen, según estudios recientes, una cifra de 30 hm³/año.

Las aguas subterráneas del sistema de Vejer-Barbate son de buena calidad con amplio predominio de facies bicarbonatadas cárnicas y residuos secos inferiores en general, a 80 mg/l.

— Acuífero de El Puerto de Santa María

Se extiende sobre unos 40 km² a lo largo de una franja de unos 12 km de longitud entre la Bahía de Cádiz y las marismas del Guadalete. El zócalo impermeable lo constituyen margas blancas del Mioceno medio (moronitas) y el N y al E el arroyo Salado, que lo separa del acuífero de Chipiona del que se considera prolongación natural.

Los materiales que lo constituyen son arenas, areniscas y calcarenitas del Mioceno superior y arenas finas y medias, con intercalaciones de arenas y lentejones de arcillas que forman terrazas marinas del Cuaternario. La potencia de este acuífero es variable estando comprendida entre 10 y 30 m.

Se trata de un acuífero libre con niveles piezométricos, normalmente entre 7 y 8 m pero que alcanzan entre 1 y 20 m. El gradiente hidráulico, en gran parte del acuífero, es del orden del 3 por mil. La dirección de circulación del agua es perpendicular a la costa y al Guadalete.

Las transmisividades de estas formaciones están comprendidas entre 10⁻² y 10⁻⁴ m²/s y el coeficiente de almacenamiento es del orden de 0,05.

En cuanto a la calidad de las aguas subterráneas existen zonas en que ésta es buena y otras en que las aguas, como consecuencia de la salinización, posiblemente por intrusión marina, han pasado de ser de mineralización notable y dureza media a fuerte y duras. En estas últimas zonas, en los últimos análisis, las aguas no son potables por exceso de sales y por elevados contenidos de nitratos.

La alimentación del acuífero se debe a la infiltración del agua de lluvia. El drenaje natural se realiza hacia el arroyo Salado, el río Guadalete y el mar.

Los recursos de este pequeño acuífero se han estimado en unos 5,6 hm³/año, mientras que la explotación, para regadio y abastecimiento urbano, supera los 4 hm³/año.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MENENDEZ AMOR, J.; LHENAFF, R.; AL-FEREZ, F., y MECO, J. (1967): "El Mioceno superior (Andalucense en Sevilla y Cádiz)". *Publ. Dpto. Paleontol. Univ. Madrid*, 18 págs.
- AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972): "The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain". *The Bound Betw. Neogene and Quaternary, Coll. of papers I*, págs. 1-14 (Moscow).
- ALONSO RODRIGUEZ, J. (1952): "Geología de la provincia de Cádiz", *Bol. R. Sociedad Esp. Hist. Nat.*, L, págs. 221-261.
- ANDRIEUX, J. (1971): "La structure du Rif central. Etude des relation entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine". *Not. Mem. Serv. Geol. Maroc*, págs. 235, 1-155.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J. M., y MATTAUER, M. (1971): "Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Earth Plan. Sc. Lett.*, 12, págs. 191-198.
- ANDRIEUX, J., y MATTAUER, M. (1973): "Précision sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *E.S.G.F. (7)*, 15, 2, págs. 115-118.
- ANGELIER, J.; CADET, J. P.; GICOUT, M. et PIERRE, G. (1976): "Sur la méthodologie de la Néotectonique des Littoraux". *XXVe Congrès, Assemblée plénière de Split*.
- ARAMBOURG, C. (1969): "Les corrélations paléontologiques entre le Pléistocène inférieur de l'Europe et celui de l'Afrique". *Bull. Soc. Geol. France (7)*, t. 11, núm. 1, págs. 106-115.
- ARAÑA, V., y VEGAS, R. (1974): "Plate tectonics and Volcanism in the Gibraltar Arc". *Tectonophysics*, 24, págs. 197-212.
- AUBOIN, J.; DEBELMAS, J. (1980): "L'Europe alpine: les chaînes Alpines issues de la Tethys. 26 Congr. Geol. Int., París". *Mem. P.R.G.M.*, 115, págs. 62-66.
- AUBOIN, J.; DEBELMAS, J., y LATREILLE, M. (1980): "Les Chaînes Alpines issues de la Tethys: Introduction. In: Geologie del Chaînes Alpines issues de la Téthys. 26 Congr. Geol. Int., Paris" *Mem. B.R.G.M.*, 115, págs. 7-12.
- AUZENDE, J.M.; BONNIN, J.; OLIVET, J.L.; BEUZRT, P.; PASTOURET, L. et SICHLER, B. (1975): "Nouvelles données sur l'histoie Tertiaire de la Ipartie orientale de la zona Azores-Gibraltar". *3º R. An. de Ecences de al Térre*, 399 págs.
- AUZENDE, J.M.; BONNIN, J., y OLIVETE J.L. (1973): "The origin or the western Mediterranean basin". *J. Geol. Soc. London*, 129 págs. 607-620.
- AUZENDE J.M., y OLIVET J.L. (1979): "Les données de la ciématique del plaques et l'evolution deu domaine méditerranèan occidental". *Rapport Sc. C.N.E.X.O. Brest*, págs. 49-58.
- AZEMA, J.; FOUCault, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P., y VERA, J.A. (1979): "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas". *Sec. Pub. Univ. Granada*, 33 págs.
- BAENA, J. (1987): "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja 1061 (Cádiz), escala 1:50.000. MAGNA, IGME".
- BAENA, J. (1987): "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja 1062 (Paterna de Rivera), escala 1:50.000. MAGNA, IGME".
- BAENA, J., y JEREZ-MIR, I. (1982): "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (S. Str.)" *I.G.M.E. Colección Informe*, 256 págs.
- BALANYA, J.C., y GARCIA-DUEÑAS, V. (1986): "Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar". *Geogaceta*, 1, págs. 19-21.
- BANDA, E., y CHANNEL (1979): "Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo occidental". *Est. Geol.*, 35, págs. 5-14.
- BECOSTOLSKY, I. I. (1986): "Sature zones and gneral mechanisms of nappe-edifice formation", *Tectonophysics*, 127, págs. 399-408.
- BENKHELIL, J. (1976): "Etude néotectonique de la terminaison occidentales de Cordillères Bétiques (Espagne)". *These de 3 em cycle. Univ. Nice*, 180 págs.
- BENKHELIL, J.; GIRAUD, R. (1975): "Les deformations post-nappes de la région de Cadix". *3em. R. An. des Sciences de la Terre*, págs. 33.
- BERTAUD y KILIAN (1889): "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les Provinces de Grenade et Malaga". *Mem. Ac. Sci. Paris* 40, págs. 378-592.
- BIANCHI, F.; CARONE, S.; GRASSO, M.; INVERNIZZI, G.; LENTINI, F.; LONGANETTI, G.; MERCINI, S.; MOSTARDINI, F. (1987): "Sicilia orientale: profilo

- geológico Nebrodi-Iblei". In *Analisi de Alcuni Sistemi Aranfossa-avampaese. Longo la Catenna Appenninico-Maghrebide*. 73 Congreso Soc. Geol. it. (Abis), págs. 16-18.
- BIZON, G., y HOYEZ, B. (1979): Données stratigraphiques sur les formations sous-numidiennes en Algérie. *C.R. Ac. Sc.*, 289, págs. 655-658.
- BLUMENTHAL, M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der Bestischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien". *Ecl. Geol. Helv.*, 20 págs. 487-592.
- BLUMENTHAL, M. (1931-33): "Das Westende des Betkums nördlich dem Campo de Gibraltar". *Geol. Chaîne bet. et subbét.*, 4, 2, 2, págs. 3-43.
- BLUMENTHAL, M. (1933b): "Sur les relations tectoniques entre les zones betique, penibetique et subbetique du SO de l'Andalousie". *C.R. Ac. Sc.*, 197, págs. 1138-1139.
- BLUMENTHAL, M. (1933c): "Sur l'autochtonie du penibetique dans la province de Cadix (Andalousie)". *C.R. Ac. Sc.*, 197, págs. 1668-1670.
- BLUMENTHAL, M. (1934a): "Sur l'existence de poussés antibequiques en Andalousie". *C.R. somm. S.G.F.*, págs. 189-192.
- BLUMENTHAL, M. (1936): "Le matériel stratigraphique du "double pli" gaditan". *G.S.G.F.* (5), 4, págs. 511-537.
- BLUMENTHAL, M. (1937): "Sur l'interpretation tectonique du "double pli" gaditan". *B.S.G.F.* (5), 5, págs. 9-25.
- BONNIN, J.; AUZENDE, J. M. et OLIVET, J. L. (1973): "L'extremité orientale de la zone Açores-Gibraltar. Structure et évolution". 1.º *R. An. des Sciences de la Terre*, págs. 91.
- BONNIN, J.; OLIVET, J. L. ET AUZENDE, J. M. (1975): "Structure en nappe à l'ouest de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, págs. 559-562.
- BORDES, F. ET VIGUIER, C. (1969): "Sur le présence de galets taillés de type ancien dans un sol fissile à Puerto de Santa María, au Nort-Est de la baie de Cadix Espagne du Sud-Ouest)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 272, págs. 1747-1749.
- BOUCART, J. (1935): "Le Quaternaire marin dans le Golfe du Cadix". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 201, págs. 1493-1495.
- BOUILLIN, J. P.; DURAND-DELGA, M.; GELARD, J. P.; LEIKINE, M.; RAOULT, J. F.; RAYMOND, D.; TEFIANI, M., y VILA, J. M. (1973): "Les olistostromes d'âge Miocene inférieur liés aux flyschs alloctones kabyles de l'orogène alpin de l'Algérie". *B.S.G.F.* (7), 15, 3-4, págs. 341-344.
- BOURGOIS, J. (1973): "Presence et définition dans la région de Cáñete la Real et Grazalema d'une formation d'argiles a blocs". *C.R. Ac. Sr.* págs. 276.
- BOURGOIS, J. (1975): "Presence de brèches d'origine sedimentaire à éléments de Crétace au sein du "Trias Germano-Andalou". Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)". *B.S.G.F.* (7), 17, 6, págs. 1092-1100.
- BOURGOIS, J. (1977a): "D'un processus géodynamique majeur au niveau de la courbure de Gibraltar: L'hispanisation des flyschs rifains au Miocene inférieur". 5ème. *R.A.S.T.* Rennes, págs. 102-107.
- BOURGOIS, J. (1977b): "D'une étape géodynamique majeure dans le génèse de l'arc de Gibraltar: L'hispanisation des flyschs rifains au Miocene inférieur". *B.S.G.F.* (7), 19, 5, págs. 1115-1119.
- BOURGOIS, J. (1978): "La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar". *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 30, 445 págs.
- BOURGOIS, J. (1980b): "Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: Discussion". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, págs. 631-636.
- BOURGOIS, J.; BOURROUILH, H.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCALUT, A.; PAQUET, J.; PEYRE, J., Y RANGHEARD, J. (1970): "Données nouvelles sur la Géologie des Cordillères Bétiques". *Ann. Soc. Geol. Nord*, 90, 4, págs. 347-393.
- BOURGOIS, J. y CHAUVE, P. (1971b): "Le corridor de Boyar et ses abords. Leur place dans l'ouest des Cordillères Bétiques". *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 13, 5, págs. 463-488.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y DIDON, J. (1974a): "Sur la présence et l'extension de la formation d'argiles a blocs dans la province de Cadix". *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 20, págs. 89-101.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y DIDON, J. (1974b): "La formation d'argiles a blocs dans la province de Cadix. Cordillères Bétiques, Espagne". 2ème. *R.A.S.T.* Pont-à-Mousson (Nancy), 79 págs.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y DUBOIS, M. (1971a):

- "Découvert du substratum Jurassique et Cretace inférieur de l'unité del Algarrobo et origine ultra-peníbetique de cette unité (cordillères Bétiques occidentales, Espagne)". *C.R.Ac.Sc.*, 273, págs. 295-297.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y DUBOIS, M. (1971b): "Observations nouvelles sur le massif de la Silla et ses abords". *Ann. Sc. Univ. Besacon*, 13, págs. 69-75.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y DUBOIS, M. (1973): "Etude lithoestratigraphique du flysch d'Urbique". *Ann. Sc. Univ. Besancon*, 3, 20, págs. 10-109.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y PEYRE, Y. (1971a): "Essai de chronologie des événements tectonoc-sédimentaires dans l'Ouest des Cordillères Bétiques". *C.R. somm. S.G.-F.*, 8, págs. 428-491.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y PEYRE, Y. (1972): "Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l'Ouest des Cordillères Bétiques depuis l'Aquitainien". *Ann. Sc. Univ. Besancon*, 17, págs. 97-112.
- BOUSQUET, J. C. (1977): "Contribution à l'étude de la tectonique récent en Méditerranée occidentale; les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Thyrrhénien". *Int. Symp. Struc. Hist. Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia)*, 1976.
- BOUSQUET, J. C.; MONTENAT, C. (1974): "Présence de décrochements nordest-sudouest plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale". *C. R. Acad. Sc. Paris*. t. 278, Serie D. págs. 2.617-2.620.
- BRAGA, J. C. (1983): "Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, Sur de España)". *Tesis Univ. Granada, Secr. Pub. Univ. Granada*, 302, 410 págs.
- BRAGA, J. C.; MARTIN-ALGARRA, A., y RIVAS, P. (1984b): "Biotrastigraphic sketch of the Lower Liassic of the Betic Cordilleras". *Int. Symp. Jurassic Stratigraphy, Erlangen*, 1, págs. 178-190.
- BREUIL, H. (1914): "Stations Chelléennes de la province de Cadix". *Insts. Fr. Anthropologie*, t. 2. págs. 67-69.
- BROUWER, M. A. (1926): "Zur tektonik der betischen kordilleren". *Geol. Rundsch* 17, págs. 331-336.
- COLOM, G. (1952): "Aquitian-Burdigalian deposits of the North Betic strait, Spain". *Fourn. Pal.* XXVI, págs. 867-885.
- COLOM, G., Y GAMUNDI, J. (1951): "Sobre la extensión e importancia de la "moronitas" a lo largo de las formaciones aquitano-burdigalienses del Estrecho Nord-Bético". *Est. Geol.*, VII, núm. 14, págs. 331-335.
- COMPANY, M.; GONZALEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, D.; MARTIN ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F.; TAVERA, J. M. y VERA, J. A. (1982): "Diques neptunicos en el Cretácico del Penibético: Aspectos genéticos y etapas de relleno". *Cuad. Geol. Ibér.*, 8, págs. 547-564.
- COWARD, M. P. (1985): "The thrust structures of Southern Assynt, Moine thrust zone". *Geol. Mag.*, 122, págs. 595-607.
- CHAUVE, P. (1960): "Etude de quelques affleurements jurassiques de la région d'Alcalá de los Gazules (province de Cadix, Espagne)". *B.S.G.F.* (7), 2, págs. 345-351.
- CHAUVE, P. (1961): "Sur l'extension de l'unité de Paterna dans le Nord-Ouest de la province de Cadix (Cordillères Bétiques)". *C.R.somm.S.G.F.*, 1, págs. 271-272.
- CHAUVE, P. (1960-62): "Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)". *Liv. Mém. Prof. Fallot, Mém. hors sér. S.G.F.*, 1, págs. 257-264.
- CHAUVE, P. (1962): "La unidad de Paterna en el Norte de la provincia de Cádiz". *Not. Com. I.G.M.E.*, 67, págs. 103-108.
- CHAUVE, P. (1963): "Sur la signification et l'origine de l'Unité de Paterna (Province de Cadix, Espagne)". *C.R.somm.S.G.F.*, 3, págs. 83-84.
- CHAUVE, P. (1967): "Tectonique du Subbétique dans le Nord de la province de Cadix (Espagne méridionales)". *B.S.G.F.* (7), 9, págs. 235-245.
- CHAUVE, P. (1968): "Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale)". *Mem. I.G.M.E.*, 69, 277 págs.
- CHAUVE, P. (1969): "Les rapports du Subbétique et du Penibétique dans la Serranía de Grazalema". *Bol. Geol. Min.* 80-111, págs. 218-230.
- CHAUVE, P., y DIDON, J. (1960): "Rapports entre les zones subbétiques et le Flysch à l'Est d'Alcalá de los Gazules (Province de Cadix, Espagne méridionale)". *C.R.Ac.SC.*, 251, págs. 752-754.
- CHAUVE, P., y DIDON, J. (1961): "Estudio de algunos cortes en el límite de las zonas subbéticas y el flysch al Este de Alcalá de los Gazules (Provincia de Cádiz)". *Not. Com. I.G.M.E.*, 61, págs. 177-192.

- CHAUVE, P. y HOPPE, P. (1962b): "Sur l'existence d'affleurements de l'unité de Paterna dans la région d'El Bosque-Zahara (province de Cadix, Espagne)". *C.R.A.c.Sc.*, 255, págs. 330-332.
- CHAUVE, P.; MAGEN, J., y SIGAL, J. (1966): "Stratigraphie de l'unité de l'Algarrobo (province de Cadix, Espagne)". *C.R.somm.S.G.F.*, págs. 227.
- DAVIS, D.; SUPPE, J.; AND DAHTEN, F. A. (1983): "Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges". *Year. Geoph. Res.*, v. 88, 32, pp. 1153-1172.
- DIDON, J. (1960): "Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algesiras (prov. de Cadix, Espagne)". *B.S.G.F.* (7), págs. 352-361.
- DIDON, J. (1960-62): "Les unités ultrabétiques de la zone du flysch gaditan au nord et nor-est d'Algesiras (Schema tectonique et interpretation paleogeographique)". *Liv. Mém. Prof. Mém. hors. ser. S.G.F.*, 1, págs. 265-272.
- DIDON, J. (1964): "Présence de Miogypsiridés à la base des Grés de l'Aljibe (Espagne meridionale)". *C.R.somm.S.G.F.* 1, págs. 32-33.
- DIDON, J. (1966): "Styles tectoniques de l'unité de l'Aljibe au Nord du Détroit de Gibraltar (Espagne meridionale)". *B.S.G.F.* (7), 8, págs. 521-526.
- DIDON, J. (1967): "L'unité parautoctone d'Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)". *C.R.somm.S.G.F.*, 5, págs. 201-202.
- DIDON, J. (1969): "Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)". *Tesis Univ. Paris*, 539 págs.
- DIDON, J. (1973a): "Accidents transverses et coulissements longitudinaux dextres dans la partie N de l'arc de Gibraltar (Cordillères Bétiques occidentales, Espagne)". *E.S.G.F.* (7), 15, págs. 77-190.
- DIDON, J. (1973b): "Présence d'un niveau à Miogypsiridés dans le flysch d'Algeciras (Espagne méridionales). Conséquences paleogeographiques et structurales". *B.S.G.F.* (7), 15, 1, 2 págs.
- DIDON, J. (1977): "Pôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du matériel flysch à la périphérie de l'arc de Gibraltar. Conséquences". *B.S.G.F.* (7), 19, 4, págs. 765-771.
- DIDON, J., y DURAND-DELGA, M. (1959): "Existence d'un flysch margo-gréseux du Tithonique-Néoco-
- mien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale)". *C.R.Ac.Sc.*, 248, págs. 2779-2781.
- DIDON, J., y DURAND-DELGA, M. (1960): "Existencia de un flysch margo-yesos (sic) del Titónico-Néocomiense al Norte de Gibraltar (España meridional)". *Not. Com. I.G.M.E.*, 57, págs. 193-198.
- DIDON, J., y DURAND-DELGA, M. (1973): "Colloque de Gibraltar de l'action thématique programmée de l'I.N.A.G. "Geodynamique de la Méditerranée occidentale". *B.S.G.F.* (7), 15, 2, págs. 160-188.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; ESTERAS, M.; FEINBERG, H., y MAGNE, J. (1984): "La formation des Grés numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et des marnes burdigaliennes". *C.R.Ac.Sc.*, 299, 3, págs. 121-128.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., y KORNPROBST, J. (1973): "Homologies géologiques entre deux rives du détroit de Gibraltar". *B.S.G.F.* (7), 15, 2, págs. 77-105.
- DIDON, J. y HOYEZ B. (1977a): "Le Numidien dans l'arc bético-rifain: hypothèses sur sa mise en place sédimentaire et tectonique". *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 98, págs. 9-24.
- DIDON, J. y HOYEZ, B. (1977a): "Déplacement tardif de la nappe numidiense en direction du NNO à la périphérie de l'arc de Gibraltar". *5ème R.A.S.T. Rennes*, 199 págs.
- DIDON, J. y PEYRE, Y (1964): "Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères Bétiques à l'Ouest du Méridien de Malaga (Andalousie)". *C.R.Ac.Sc.*, págs. 1988-1991.
- DURAND-DELGA, M. (1963): "Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale (Résumé)". *Geol. Rundsch.*, 53, págs. 534-535.
- DURAND-DELGA, M. (1965): "Le problème de la position structurale du flysch Albo-Aptien dans le nord du Rif: la nappe de Mellousa-Chouamat (Maroc)". *C.R.somm.S.G.F.*, págs. 58-59.
- DURAND-DELGA, M. (1972): "La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines unit l'Europe et l'Afrique". *Ecl. Geol. Helv.*, 65, 2, págs. 267-278.
- DURAND-DELGA, M. (1973): "Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar". *B.S.G.F.* (7), 15, 2, págs. 119-120.
- DURAND-DELGA, M. (1980): "La Méditerranée occi-

- dentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Lib. Jub. Soc. Géol. France, Mém. núm. 10*, págs. 203-224.
- DURAND-DELGA, M. (1981): "Ouvertures océaniques en Méditerranée occidentale et dislocation des chaînes alpines". In: Wezel, F.C. (ed.): *Sedimentary basins of Mediterranean Margins*, Tecno-Print, págs. 417-437.
- DURAND-DELGA, M. y FONBOTE, J. M. (1980): "La cadre structurale de la Méditerranée occidentale". In: *Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys*, 26 Congr. Géol. Int., París. *Mem. B.R.G.M.*, 15, páginas 67-85.
- DURAND-DELGA, M. y MATTAUER, M. (1959c): "Existence dans le Rif (Maroc) d'une nappe supérieur à matériel "Numidien" (nappe du J. Sougna)". *C.R.somm.S.G.F.*, págs. 225-227.
- EGELER, C. G. (1963): "On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras". *Geol. Rundsch* 53, págs. 260-269.
- ELLIOT, D. (1983): "The construction of balanced cross-sections". *Your. Struc. Geol.*, 5, pág. 101.
- ESTEBAN SANTIESTEBAN, F. (1969): "Aportaciones geofísicas al conocimiento de los acuíferos existentes en las proximidades de Chiclana de la Frontera, Puerto Real y Puerto de Sta. María (Cádiz)". *Bol. Geol. Min. España*, T. LXX-111, págs. 252-261.
- FALLOT, P. (1948): "Les Cordillères Bétiques". *Est. Geol.*, 4, págs. 259-279.
- FERNANDEZ-LUANCO, M. C. (1971): "Sedimentología de las unidades del sector meridional del Campo de Gibraltar (Provincia de Cádiz)". I. *Congr. Hispano-Amer. Geol. Econom. Secc. 1 (Geol)* 1, págs. 171-182.
- FONBOTE, J. M. (1970): "Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas". *Guad. Geol. Univ. Granada*, 1, págs. 71-78.
- FONTBOTE, J. M. y ESTEVEZ, A. (1980): "Geología de las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. Min.*, 91-2, págs. 249-292.
- FONTBOTE, J. M.; ESTEVEZ, A.; NAVARRO-VILA, F.; OROZCO, M. y SANZ DE GALDEANO, C. (1972b): "Mapa geológico de España, escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Algeciras (87)". I.G.M.E.
- GARCIA DE DOMINGO, A.; GONZALEZ LASTRA, J.; HERNAIZ HUERTA, P. (1984): "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja 1068 (San Fernando), escala 1:50.000". MAGNA. IGME.
- GARCIA DE DOMINGO, A.; GONZALEZ LASTRA, J.; HERNAIZ HUERTA, P. (1984): "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja 1069 (Chiclana de la Frontera), escala 1:50.000". MAGNA. IGME.
- GARCIA DE DOMINGO, A.; GONZALEZ LASTRA, J.; HERNAIZ HUERTA, P. (1984): "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja 1073 (Vejer de la Frontera), escala 1:50.000". Plan MAGNA. IGME.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967a): "La zona subbética al N de Granada". Tesis, Univ. Granada (Inéd. 417 pp).
- GARCIA-DUEÑAS, V. y BALANYA, J. C. (1990): "Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales". *Geogaceta*, 9.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A. C.; MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J. A. (1982): "Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral palágico (Penibético)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 8, págs. 581-597.
- GARCIA-RAMOS, J. C.; GARCIA-DOMINGO, A.; GONZALEZ-LASTRA, J. A.; HERNAIZ, P.; RUIZ, P., y VALENZUELA, M. (1984): "Significado ecológico y aplicaciones sedimentológicas de la traza fósil "Tubotomaculum" del Eoceno-Mioceno inferior de Andalucía. In: Obrador, A. (ed.): Tomo Homenaje a Luis Sánchez de la Torre". *Publ. Geología*, 20, pg. 373-378.
- GARRIDO, A.; LERET, G.; DEL OLMO, M.; SOLER, R. (1983): "La sedimentación neógena en las Béticas: análisis tectosedimentario". *Mediterránea. Serie Est. Geol.* n.º 1, págs. 83-104.
- GAVALA, J. (1924): "Mapa geológico de la provincia de Cádiz, escala 1:200.000". I.G.M.E., Madrid.
- GIGOUT, M.; GADET, J. P., et PIERRE, G. (1974): "Sur le comportement de l'arc de Gibraltar au Quaternaire récent. d'après les formations littorales". 2º *R. An des Sciences de la Terre*, págs. 187.
- GIRAUD, R. (1974): "Sur la néotectonique des zones externes de l'arc de Gibraltar". 2º *R. An. des Sciences de la Terre*, pág. 206, Nancy, 1974.
- GONZALEZ DONOSO, LINARES, D.; MARTIN ALGARRA, A., y SERRANO, F. (1987): "El Complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos so-

- bre su edad y significado geológico". *Bol. R. Soc. España. Hist. Nat.*, 82.
- GONZALEZ LASTRA, J.; GARCIA DE DOMINGO, A.; HERNAIZ HUERTA, P. P. (1984): "Mapa y memoria de la hoja nº 1077 (Tarifa) a escala 1:50.000". MAGNA. ITGE.
- GUERRERA, F. (1981-82): "Sucéssions turbiditiques dans les flyschs maurétanien et numidien du Rif (Maroc)". *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 23, 2, págs. 85-96.
- HERNAIZ HUERTA, P. P.; GARCIA DE DOMINGO, A.; GONZALEZ LASTRA, J. (1984): "Mapa y memoria de la Hoja núm. 1074 (Tahivila) a escala 1:50.000". MAGNA. ITGE.
- JEREZ MIR, F. (1979): "Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. Min.*, 90, 1, págs. 503-555.
- JEREZ MIR, F. (1980): "Propuesta de un nuevo modelo general para las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. Min.*, 92, 1, págs. 1-18.
- JEREZ MIR, F. (1984): "Sobre la reconstrucción de la cuenca Alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica". *I Congr. Esp. Geol.*, 5, págs. 333-355.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, C. E. (1977): "Mapa tectónico de la Península Ibérica, escala 1:1.000.000". IGME.
- LEBLANC, D., Y FEINBERG, H. (1982): "Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications géodynamiques". *G.S.G.F.* (7), 14, 4, págs. 861-865.
- LENTINI, F. (1974): "Caratteri stratigrafici e strutturali della zona di M. Yudica (Sicilia Orientale)". *Riv. Min. Sic.* 145-147, págs. 1-22.
- LHENAFF, R. (1977): "Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)". *Thèse d'Etat*, 707 págs., Univ. París-Sorbone.
- MAC-PHERSON (1872): "Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda". *Imp. Revis. Medina, Cádiz*.
- MABESOONE, J. M. (1963): "Coastal sediments and coastal developments near Cádiz (Spain)". *Geol. en Mijnb.*, v. 42, págs. 29-43.
- MABESOONE, J. M. (1966): "Depositional environment and provenance of the sediments in the Guadalete Estuary (Spain)". *Geol. en Mijnb.*, v. 45, págs. 25-32.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1972): "Stratigraphie du Néogén de l'extrémité nord-occidentale de la zone subbétique dans la province de Cadix (Espagne Sud-Ouest)". *Bull. Soc. Geol. France* (7), XIV, págs. 127-136.
- MARTIN, J. M. (1979): "La dolomitización basal del Lias inferior subbético". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10, págs. 583-529.
- MARTIN, J. M. (1980a): "Las dolomías de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada, Secr. Pub. Univ. Granada*, 265, 201 págs.
- MARTIN, J. M. (1980b): "Crisis de salinidad y estromatolitos". *IV Congr. Nac. Sedim., Salamanca de resúmenes*, págs. 80-81.
- MARTIN ALGARRA, A. (1987): "Evolución geológica Alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis doctoral*.
- MARTIN-ALGARRA, A. y MARTINEZ-GALLEG, J. (1984): "El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética)". *Mediterránea B. er. Geol.*, 3, págs. 41-64.
- MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J. A. (1982): "El Cretácico del Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las zonas internas y las unidades implicadas en el contacto entre zonas internas y externas". In: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid, págs. 603-628.
- MARTIN-SERRANO, A., y PILES, E. (in press): "Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 1078 (La Línea), escala 1:50.000". *Plan Magna, I.G.M.E.*
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973): "Corte de Vejer de la Frontera". *XIII Coloquio Europeo Micropal.* España, E.N.A.D.I.M.S.A., págs. 271-273.
- MARTINEZ DEL OLMO, W; GARCIA-MALLO, J.; LERET-VERDU, G.; SERRANO-OÑATE, A., y SUAREZ-ALBA, J. (1984): "Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir". *Cogr. Esp. Geol.*, 1, págs. 199-213.
- MAYMO, A., y ARDEVOL, LL (1984): "Informe sedimentológico correspondiente a las Hojas nº 1063, 1070, 1074, 1077 a escala 1:50.000". *Plan Magna, ITGE*.

- MECO, J. (1976): "Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico Euroafricano (Taxonomías, Bioestratigrafía y Paleocología". *Tesis Doctoral*, Madrid, julio 1976.
- MELIERES, F. (1973): "Dynamique sedimentaire récent dans le Golfe de Cadix, révélée par les minérols lourds". *A. An. des Sciences de la Terre*, pág. 295.
- MEGIAS, A. G. (1982b): "La evolución del mar de Alborán y Cadenas Bético-Maghrábides durante el Neógeno". *V Congr. Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires.
- MEGIAS, A. G.; LERET, G.; MARTINEZ DEL OLMO, W., y SOLER, R. (1983): "La sedimentación neógena en las Béticas: análisis tectosedimentario". *Mediterránea Ser. Geol.*, 1, págs. 83-103.
- MOLINA, E. (1979): "Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas". *Tesis. Univ. Granada*, 342 págs.
- MONTENAT, C. (1975): "Le Néogène des Cordillères Bétiques. Essai de synthèse stratigraphique et paleogeographique". París *Rapport B.E.I.C.I.P. (Inéd.)* 187 pp.
- MORENO SERRANO, F. (1984): "Síntesis sobre la evolución tectónica y neotectónica del lado español del Arco de Gibraltar. Informe correspondiente a las Hojas 1063, 1070, 1073, 1074, 1077 a escala 1:500.000". *Plan Magna. ITGE*.
- MORENO, F.; GARCIA DE DOMINGO, A.; GONZALEZ LASTRA, J.; HERNAIZ HUERTA, P. P.; RUIZ, P. (1988): "Modelo de evolución tectónica del Arco de Gibraltar". *Bol. Geol. Min. T. XCIX-III*; págs. 315-339.
- MOYENS, J. (1973): "Les ostracodes de la coupe de Vejer de la Frontera". *XIII Coloquio Europeo Micro-pol. España*, págs. 258-287.
- MULDER, D. J.; PARRY, G. R. (1977): "Late tertiary evolution of the Alboran Sea at the Eastern entrance of the straits Gibraltar". *Inter. Symp. Struct. Hist. to. Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia). Edit Technin. París*, págs. 401-410.
- MUTTI, RICCI LUCCHI, F. (1975): "Turbidite Facies and Facies Associations". *IX Int. Congr. Congr. Sedimen. Niza*.
- MUTTI, E.; SONNINO, M. (1981): "Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobe". *IAS 2ed. Eur. Mtg. Bologna*.
- NESTEROFF, W., y RYAN, W. R. F. (1973): "Séries stratigraphiques et implications tectoniques du forage Joides 121 en mer d'Alboran". *B.S.G.F. (7)*, 15, 2, págs. 113-114.
- NORMARK, W. R. (1978): "Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments". *A.A.P.G. Bulletin*, 54, pág. 7.
- OLIVIER, P. (1984): "Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Marcos-Espagne)."
- OLORIZ, F., Y FERNANDEZ-LLEBREZ, C. J. (1979): "El Kimmeridgiense y Tithónico en el Arroyo de los Molinos: un avance al conocimiento del Jurásico superior en el Campo de Gibraltar (provincia de Cádiz, España meridional)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10, págs. 293-298.
- ORTEGA-HUERTAS, M.; SEBASTIAN PARDO, E.; RODRIGUEZ-GALLEGOS, M., y LOPEZ AGUADO, F. (1983): "Mineralogía de arcillas en sedimentos turbidíticos de las unidades del Campo de Gibraltar (Cádiz)". *Tecniterra*, 51, págs. 43-48.
- PAQUET, J. (1974): "Tectonique éocène dans le Cordillères Bétiques; vers une nouvelle concepcion de la paleogeographie en Mediterranée occidentale". *B.S.G.F. (7)*, 16, 1, págs. 58-73.
- PENDON, J. G. (1974): "Rasgos sedimentológicos de las areniscas en las unidades de Algeciras y del Aljibe (Campo de Gibraltar)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5, págs. 101-115.
- PENDON, J. G. (1977): "Diferentes tipos de trazas orgánicas existentes en las turbiditas del Campo de Gibraltar". *Est. Geol.*, 33, págs. 23-33.
- PENDON, J. G. (1978): "Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar". *Tesis Univ. Granada, Secr. Pub. Univ. Granada*, 260 págs.
- PENDON, J. G. y POLO, M. D. (1975): "Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las areniscas del Aljibe (Unidad Aljibe). Campo de Gibraltar". *Acta Geol. Hisp.*, 10, 4, págs. 146-149.
- PENDON, J. G.; VERA, J. A. (1975): "Turbiditas del Campo de Gibraltar. Facies y asociaciones de facies". *Cuadernos Geol.* 6.
- PERCONIG, E. (1960-62): "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, págs. 229-256.

- PERCONIG, E. (1964): "La tectónica del Mioceno de la cuenca del Guadalquivir". *II Congr. C.M.N.S. C.S.I.C.*
- PERCONIG, E. (1974): "Etat actuel de nos connaissances sur l'étage andalousien". *V Congr. Neog. Méditerranéen Lion 1971, Mém. B.R.G.M. 11*, págs. 659-662.
- PERCONIG, E.; MARTINEZ DIAZ, C. (1977): "Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental". *Bol. Geol. y Miner., t. LXXXVIII*, págs. 61-77.
- PEYRE, Y. (1962): "El subbético con Jurásico margososo o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas". *Not. Com. I.G.M.E.*, 67, págs. 133-144.
- PEYRE, Y. (1969b): "Essai sur la paléogeographie des Cordillères Bétiques au Crétace inférieur: la Transversale de Málaga". *C.R.somm.S.G.F.*, 2, 45-49.
- PIERRE, G. et GIGOUT, M. (1976): "Sur le déformation du littoral andalou de Marbella a Cadix, au cours du Quaternaire récent". *Reun. Geol. Cordillera Bética y mar de Alborán*, Granade.
- PLAT, J. P.; BEHRMANN, J. H.; CRUNINGHAM, P. C.; DEWEY, J. F.; HELMAN, M.; PARISH, M.; SHEPLEY, M. G.; WALLIS, S.; WESTON, P. J. (1989): "Kinematics of the Alpine Arc and the motion history of Adria". *Nature*, 337; págs. 158-161.
- PORTERO, J. M., y ALVARO, M. (1984): "La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: Génesis, evolución y relleno final". *I congr. Esp. Geol.*, 3, págs. 241-252.
- QUEROL, R. (1969): "Relación de las principales actividades para la investigación de hidrocarburos llevados a cabo en España". *Industria Menera*, nº 117.
- RAFFI, S. (1973): "Macrofossili della sezione di Vejer de la Frontera". *XIII Col. Eur. Micropal. España. E.N.A.D.I.M.S.A.*, págs. 288.
- RAOULT, J. F. (1973): "L'arc de Gibraltar. Réunion extr. S.G.F. Compte Rendu". *B.S.G.F. (7)*, págs. 129-159.
- RIVIERE, M.; BOURGOIS, J., y FEINBERG, H. (1980): "Evolution de la zone Bétique au Miocene inférieur: asynchronisme tectonique entre l'Est et l'Ouest (Cordillères Bétiques, Espagne)". *C.R.somm.S.G.F.*, 1, págs. 21-24.
- ROBERTS, D. G. (1970): "The rif-bahia orogen in the Gulf of Cadiz". *Marine Geology*, t. 9, págs. 31-37.
- RODRIGUEZ JIMENEZ, P. (1987): "Mineralogía y génesis de las arcillas de las Unidades del Campo de Gibraltar". Tesis Doctoral. Universidad de Málaga.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geol.*, 39, págs. 157-165.
- SECEGSA (1981): "Estudio monográfico sobre la geología del Estrecho de Gibraltar". 261, págs. 72 fig. Madrid.
- SECEGSA (1982): "Coloquio Internacional sobre la factibilidad de una comunicación fija a través del Estrecho de Gibraltar". *Coloquio de Madrid*.
- THIBAULT, C. L.; QUEROL, M. A.; VIGUIER, C. L., y SANTONJA, M. (1976): "El yacimiento del Paleolítico inferior arcáico del El Aculadero (Puerto de Santa María, Cádiz)". *Arc. XIV Congr. Naci. de Arqueología*, págs. 69-80.
- VANNEY, J. R.; MENANTEAU, L., Y ZAZO (1979): "Physiographie et évolution des dunes de Basse-Andalousie (Golfe de Cadix, Espagne)". *Actes de Colloques; les côtes Atlantiques de l'Europe. Evolution Aménagement, Protection, Brest, France, mayo 1979*, págs. 277-286.
- VIGUIER, C. (1974): "Le Néogène de l'Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du bas Guadalquivir". *Tesis Univ. Bordeaux*, 449 pp.
- WEZEL, F. C. (1970): "Numidian Flysch an Oligocene-Early continental rise deposit off the African platform". *Nature*, 228, págs. 275-276.
- ZAZO, C. (1980): "El Cuaternario marino continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz". *Tesis doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- ZAZO, C.; OVEJERO, G. (1976): "Niveles marinos cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario 5*, págs. 141-145.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; HOYOS, M.; MECO, J.; USERA, J.; GARCIA VICENTE, J.; GALVAN, J., y AGUIRRE, E. (1977): "El corte del Puerto Real y el problema del límite Plio-Pleistoceno en la Bahía de Cádiz". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, núm. 6*, págs. 319-336.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; DABRIO, C. (1983): "Medios de transición en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno". *Res. X Congr. Nac. de Sedimentología Menorca*.