



IGME

1.062

12-45

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PATERNA DE RIVERA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PATERNA DE RIVERA

Segunda serie - Primera edición

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma los siguientes técnicos superiores:

Cartografía: José Baena, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Para el Plioceno Superior-Cuaternario: Caridad Zazo, Dra. en Ciencias Geológicas, y José Luis Goy, Dr. en Ciencias Geológicas.

Memoria: José Baena, Caridad Zazo y José Luis Goy.

Sedimentología: De campo: C. Dabrio, Catedrático Universidad de Salamanca. De Laboratorio: F. Leyva, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología: Levigados: L. F. Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas. Microfacies: E. Moreno, Dr. Ingeniero de Minas. Nannoplancton: P. Aguilar, Licenciado en Ciencias Geológicas.

La supervisión ha sido realizada por P. Ruiz, del IGME.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Estudio sedimentológico, micropaleontológico de dichas muestras.
- Informes sedimentológicos de series.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

Centro de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M-23.410-1987

NIPO 232-87-007-3

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

La Hoja núm. 12-45 (1.062) E. 1:50.000, Paterna de Rivera, se encuentra situada en la provincia de Cádiz, dentro de lo que podemos denominar Andalucía sud-occidental. Al sur de Jerez y al norte de Medina-Sidonia, se extiende desde la Sierra del Valle hasta la bahía de Cádiz, y está atravesada en su mitad septentrional por el río Guadalete que la recorre hasta desembocar en el mar.

Tres comarcas se pueden fácilmente distinguir desde el punto de vista morfológico y geográfico.

— Una parte central, ocupada por colinas de relieve poco acusado, esencialmente margosas y arcillosas, donde destacan como cotas más altas Pitas (169 m.) y Torreceras (141 m.).

Los materiales que ocupan esta comarca pertenecen al Subbético, a la Unidad de Paterna (CHAUVE, 1968), o son «albarizas» o «moronitas» de las observadas por primera vez en Morón de la Frontera (Sevilla) por CALDERON y PAUL (1886). Es de destacar que apenas existen afloramientos de materiales calcáreos, predominando con mucho las arcillas, margas, areniscas y yesos del Trías Subbético. Solamente algunas calizas lacustres atribuibles al Plioceno ocupan la parte alta de alguna colina de esta región.

La suave morfología, la semejanza litológica entre alguna de estas formaciones y el gran desarrollo de los suelos (principalmente Rendzinas, Tierras negras andaluzas y Lhem margoso bético), hacen difícil o casi imposible una detallada cartografía de esta región. El carácter impermeable de estos materiales, probablemente en relación con pequeños reajustes de la red hidrográfica en relación con movimientos neotectónicos da origen a numerosas y pequeñas lagunas, tales como la de Medina, de las Canteras, del Tejón, de Tarage, del Comisario, etc.

— Una segunda comarca la constituye el valle del río Guadalete, así como el ángulo nort-oriental de la Hoja, ocupado por antiguas terrazas testimonios de la evolución pleistocena de este mismo río.

Se trata de un típico valle fluvial, ocupado por cultivos de regadío que, en sus dos márgenes y a distinta altura ha depositado durante el transcurso de su evolución diversos materiales detríticos que hoy constituyen pequeñas o grandes terrazas de suave morfología planar, ocupadas por materiales generalmente detríticos.

— Y por último, la comarca que rodea la bahía de Cádiz, parte de ella ocupada por marismas, llanuras de marea, flechas litorales y dunas. Esta comarca está rodeada por margas, arenas y conglomerados del Neógeno y Cuaternario, que reflejan la evolución reciente de la Bahía de Cádiz.

Representa una comarca prácticamente llana, o de escasa pendiente, donde se desarrollan suelos salinos, arenosos y rojos mediterráneos.

0.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

Al hablar de esta región hay que destacar la gran labor realizada por uno de sus hijos, el gran investigador y magnífico científico J. GAVALLA, que desde 1918 hasta 1959 realizó numerosos trabajos geológicos, que han sido sin duda la base para posteriores investigaciones.

Sus cartografías geológicas a escala 1:100.000 y 1:50.000 constituyen un mérito asombroso en la cartografía de la época, teniendo en cuenta la ausencia de foto aérea.

La escasa evolución de las ideas que sobre las Cordilleras Béticas existía entonces, así como el reducido marco geográfico en que se desarrollaron sus trabajos, hicieron que este investigador considerase como autóctona muchas de las formaciones cuya aloctonía se ha demostrado posteriormente (M. del Algibe). No obstante, su cartografía sigue siendo válida, y aún queda por redondear adecuadamente la evolución tectónica de este sector de las Cordilleras Béticas.

En cuanto al Cuaternario, es de los pocos autores que en aquella época le dedican un detenido estudio e incluso algunas publicaciones específicas. Su gran preocupación sobre la evolución de los estuarios del Guadalquivir y del Guadalete le lleva a consultar los escritos que los historiadores romanos habían realizado para la descripción geográfica de los mismos durante su época de ocupación. Llega a reconocer, de esta forma, una paleogeografía referente al Cuaternario romano y otro más reciente después de la casi colmatación de los estuarios.

En la tesis doctoral de P. CHAUVE (1968) se recopilan y analizan muchos de los estudios micropaleontológicos y tectónicos, realizados por él y otros

autores. Estos datos clarifican bastante el entendimiento de este dominio estructural que ocupa la mayor parte de la provincia de Cádiz.

Dicho autor concibe las Cordilleras Béticas occidentales como un apilamiento de mantos puestos «in situ» por deslizamientos de dirección SE-NO que, en general, han tenido lugar al menos en dos fases diferentes, una en el Mioceno Medio y otra durante el Mioceno Superior.

Dentro de la provincia de Cádiz el autor distingue dos dominios estructurales diferentes: uno externo y otro de los Flyschs.

En el dominio externo, más septentrional, distingue: El Subbético Sur, el Penibético, la Unidad del Algarrobo (a la que considera como probable facies lateral del Subbético) y las Moronitas.

En el Dominio de los Flysch distingue el Manto del Algibe y la Unidad de Paterna, dentro de esta región, además de las Unidades representadas en el Campo de Gibraltar.

E. PERCONIG (1960-62), interpretando los sondeos petrolíferos de ADARO y VALDEBRO define el «Manto de Carmona», al que considera como un manto de deslizamiento relacionado con la parte basal del Manto del Algibe. El autor supone que dicho manto procede del Campo de Gibraltar, habiéndose deslizado hacia el NO debido a una migración del eje de la cuenca andaluza hacia el Norte. Posteriormente (1971) fija la llegada de este manto como intra-tortonense.

En la Tercera Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo, E. PERCONIG y E. AGUIRRE definen el nuevo estratotipo del Mioceno terminal, al que dan el nombre de «Andaluciense», que tendría como corte representativo el de Carmona (Sevilla).

C. VIGUIER (1974) hace en su tesis doctoral una puesta a punto de la bioestratigrafía del Neógeno del Guadalquivir y llega hasta estas comarcas. Sus resultados difieren de las de PERCONIG, sobre todo en cuanto al límite Mioceno Superior (Andaluciense-Plioceno Inferior). La «caliza tosca» de Carmona que para PERCONIG es Andaluciense, es para este autor Plioceno Inferior. En cambio, la caliza tosca que se presenta en esta Hoja (Sierra de San Cristóbal) es para VIGUIER Mioceno Superior II.

El proyecto de Geodinámica del Mediterráneo lleva a J. BENKHELIL (1967) a estudiar la Neotectónica de las Béticas occidentales en su tesis de tercer ciclo. Un mapa a escala 1:400.000 sintetiza los datos obtenidos; las direcciones de la fase distensiva serían submeridianas, en la Bahía de Cádiz, cambiando hacia el Sur a la dirección E-O, en las proximidades del estrecho. La dirección de acortamiento sería N-S en la Bahía, y hacia el Sur, NO-SE.

El estudio más reciente y completo en lo que se refiere al Cuaternario marino-continental y a su límite con el Plioceno corresponde a la tesis doctoral de C. ZAZO (1980). Siendo una de la coautora de esta Hoja sus investigaciones y resultados serán los que más adelante se detallan en los apartados correspondientes.

Para la realización de esta Hoja hemos utilizado además de los datos obtenidos por nosotros, todos los datos y estudios objetivos realizados por alguno de estos investigadores.

0.3 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Desde el punto de vista geológico esta región está situada en la terminación occidental de las llamadas Cordilleras Béticas, aunque aquí el término «Cordillera» tenga una connotación geológica más que geográfica. Gran parte de estos materiales depositados en la cuenca bética han sufrido posteriormente una evolución geodinámica durante el Neógeno que ha conformado las cuencas neógenas del Guadalquivir y la formación de la Bahía de Cádiz, con los consiguientes depósitos de claro significado paleogeográfico.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte norte de la zona africana, de una región inestable afectada en parte del Mesozoico y durante gran parte del Terciario por fenómenos tectónicos mayores, y situada entre las grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente, se distinguen las «Zonas Internas» y las «Zonas Externas», en comparación con cordilleras de desarrollo geosinclinal, o sea, una parte externa con cobertera plegada, y a veces con estructuras de manto de corrimiento, y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo, y que están acompañadas de metamorfismo. Acoplando estos conceptos, podríamos decir que las «Zonas Externas» se sitúan en los bordes de los cratones o placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las «Zonas Internas» son comunes a ambos lados del Mar de Alborán, situándose en la zona de separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiéndonos al área ibérica, podemos decir que están presentes las «Zonas Externas» correspondientes al borde de la placa europea, y parte de las «Zonas Internas». El resto de las «Zonas Internas» aflora en amplios sectores de la zona africana y europea que rodean el actual Mediterráneo.

Las «Zonas Externas» están representadas aquí por:

La Zona Prebética y
la Zona Subbética,

y las «Zonas Internas» por:

La Zona Circumbética y
la Zona Bética.

La distribución geográfica de estas zonas de Norte a Sur, y desde la

Meseta hasta el Mar sería la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora muy resumidamente las principales características de estas zonas: La *Zona Prebética*: Es la más externa, y se deposita sobre una corteza continental clásica, la de la Meseta. En ella, los sedimentos son propios de medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de tipo continental. Fue definida ya por BLUMENTHAL (1927) y FALLOT (1948), y en base a la potencia de sedimentos, y a las diferencias de facies en el Cretácico y Paleógeno, se han diferenciado dos dominios (JEREZ y BAENA, 1982):

Prebético Externo y
Prebético Interno.

La *Zona Subbética* se sitúa al sur de la anterior, y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas y en algunos sectores facies turbidíticas, a partir del Jurásico Superior. Igualmente en algún dominio ha existido volcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la edimentación durante el Jurásico y parte del Cretácico Inferior se ha subdividido esta zona en tres dominios, que de Norte a Sur son:

Subbético Externo
Subbético Medio, y
Subbético Interno.

El Subbético Externo incluiría parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos y un umbral que separa este surco de la parte más profunda, el Subbético Medio.

El Subbético Medio se caracteriza por facies profundas desde el Lías Superior, con abundancia de radiolaritas y con volcanismo submarino. Representa la parte más profunda de la Zona Subbética.

El Subbético Interno presenta facies calcáreas durante todo el Jurásico, y constituiría un umbral, probablemente el límite meridional de las «Zonas Externas».

La Zona Subbética debió de depositarse sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. Fue definida por DOUVILLE (1906).

La *Zona Circumbética*, ya dentro de las «Zonas Internas», ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión a la Zona Bética. Ha sido definida por J. BAENA y L. JEREZ (1982), e incluiría una serie de Unidades, Formaciones y Complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsal, Zona Mediana, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc.

Se trataría de una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas ibéricas y las Zonas Externas africanas, ocupando un amplio surco que se fue estructurando a partir del Pliensbachiense. En su parte más profunda se depositaban radiolaritas, y a partir del Jurásico Superior potentes formaciones turbidíticas, que se fueron sucediendo hasta el Mioceno Inferior. Parte del espacio ocupado por esta zona fue probablemente, y a partir del Eoceno Medio-Superior, invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales donde habría evolucionado [Subplaca de Alborán], con lo cual, lo que en principio era una sola zona, se estructura en varias partes, situadas a un lado y a otro de la Zona Bética, existiendo una posible Zona Circumbética ibérica y otra africana, aunque probablemente enlazadas por lo que hoy es el área de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética podemos distinguir en base a las características de sedimentación, tanto jurásicas como cretácicas y terciarias, varios dominios, que denominamos:

Complejo de la Alta Cadena
Complejo Predorsaliano, y
Complejo Dorsaliano.

El Complejo de la Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético Interno y tendría su correspondiente en el borde de las zonas externas africanas.

El Complejo Predorsaliano representaría las series típicas depositadas en la parte más distal de la cuenca, que ocuparía una amplia área. Posteriormente, estos materiales serán empujados y distorsionados (subducidos, obducidos o arrastrados) por el encajamiento de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano se depositaría probablemente en zonas más orientales, sirviendo de enlace entre esta Zona y la Zona Bética, la cual, al trasladarse hacia el Oeste, la arrastró y dibujó la orla que actualmente constituyen alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollara sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la *Zona Bética*, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta mantos de corrimiento y metamorfismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres: Complejo Maláguide, Complejo Alpujárride y Complejo Nevado-Filábride.

Se trata de tres Unidades tectónicas mayores, cuya posición de arriba a abajo es la descrita anteriormente, pero sin que por ello indique como en las zonas anteriores una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos Paleozoicos y Triásicos.

Con posterioridad a la «intrusión» de la Zona Bética, al final del Aquitaniense, se produce el evento tectónico más espectacular de las Cordilleras Béticas, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico

con desigual intensidad. Se trata de la compresión que provoca el choque de las placas europea y africana, mediante el juego de una miniplaca, la Zona Bética.

Esta colisión, que tuvo su mayor reflejo en el límite entre «Zonas Internas» y «Zonas Externas», afectó profundamente a la Zona Circumbética, gran parte de la cual fue subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética, y debido a esta colisión, se originan cizallas de vergencia Norte que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas Unidades cabalgantes el Trías sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas cubriendo, a veces, amplias zonas, con retazos de su cobertera que han sufrido a la vez diversos procesos de despegue mecánico. Este Trías, y su cobertera no identificada, o de difícil relación con un dominio determinado, podría considerarse como *Subbético indiferenciado*.

Esta colisión puede ser responsable también de que parte de la Zona Circumbética situada al Sur de la Zona Bética (Zona africana) fuera expulsada hacia el lado ibérico (Flysch Ultrabéticas), donde montaría sobre diversos dominios, tanto de la Zona Circumbética septentrional o ibérica, como de la Zona Subbética.

Posteriormente, se depositan, en el sector occidental, sobre las partes más deprimidas de este conjunto estructurado, las silexitas y las «albarizas» o «moronitas», que ya lo hacen bien sobre el Trías Subbético, o sobre el Cretácico Superior-Subbético, o sobre ciertas unidades de la Zona Circumbética ya corridas.

Durante el Mioceno Medio parece que se produce una cierta elevación de la Zona Subbética, quizá como un ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación puede provocar un deslizamiento, a un lado y otro de su eje, de las formaciones alóctonas desenraizadas, que se mezclaron, dando lugar a un conjunto de aspecto más o menos caótico (arcilla con bloques) en el que estuvieron implicadas ya las «silexitas» y «moronitas», y que puede considerarse de origen tecto-sedimentario e incluso tectónico solamente. Este último evento desdibujó las estructuras existentes, y complicó enormemente la interpretación de las contradictorias observaciones que hoy se reflejan en el campo.

Hemos realizado todo este resumen para intentar encajar la Hoja que nos ocupa dentro de este esquema. Pues bien, la Hoja de Paterna, situada en el sector occidental, incluye materiales de la Zona Subbética corridos en dirección O o NO, pero de insegura asignación a un dominio determinado de dicha Zona. Igualmente presenta abundantes depósitos de «moronitas» o «albarizas», así como depósitos de la «Zona Circumbética» deslizados sobre los de la Zona Subbética, y posteriormente cabalgados por los mismos.

Durante el proceso postectónico (Mioceno Superior-Plioceno Superior) la región conoce un período de distensión que da origen a la Cuenca del

Guadalquivir, donde van a parar muchas de las Unidades alóctonas ya mencionadas que arrastran consigo a las «albarizas», dando lugar a grandes masas olistostrómicas. Fruto de ese proceso de distensión es también el origen de la Bahía de Cádiz, que se instala sobre el bloque hundido de una falla normal ENE-OSO que pasa al pie de la Sima de San Cristóbal.

El mar, que durante el Plioceno Inferior y Medio ocupaba una amplia franja en el litoral gaditano, con extensos entrantes, que en general coinciden con las desembocaduras de los valles actuales más importantes de la región, comienza a retroceder durante el Plioceno Superior, de tal suerte que, durante este período de claro carácter regresivo, sólo perdura un régimen marino abierto en la Bahía, mientras que en gran parte de esta Hoja se formaron extensos lagos que quedan totalmente desconectados del mar, y en donde se forman calizas pulverulentas y oquerosas.

A lo largo del Cuaternario, y coincidiendo con una etapa tectónica comprensiva que duró hasta la actualidad, continúa la regresión, con ligeras interrupciones ocasionadas por pequeñas oscilaciones positivas de carácter eustático cuyas máximas transgresivas no llegan a superar a las del Plioceno Superior.

Los aportes del Guadalete colmatan en parte las zonas deprimidas que anteriormente ocupaba el mar, creando zonas bajas que constituyen llanuras mareales en las que reina un ambiente mixto-salobre que aún perdura. A la vez, la evolución, con constantes cambios de niveles de base de dicho río, da lugar a numerosos niveles de terrazas fluviales. Todo ello proporciona una impronta morfológica muy particular a este sector, en la que el juego de las mareas tiene una sustancial importancia.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 ZONA CIRCUMBETICA

1.1.1 UNIDAD DE PATERNA-BASE DEL ALGIBE. ARCILLAS, ARENISCAS TURBIDITICAS, CALCARENITAS, ARCILLAS CON BLOQUES, ARCILLAS CON «TUBOTOMACULUM». CRETACICO-MIOCENO BASAL (1 y 2)

Se trata, sin duda alguna, de la formación más polémica de todas las presentes dentro de esta Hoja, y una de las más intrigantes de este sector occidental de las Cordilleras Béticas.

Fue reconocida por CHAUVE (1968) como una serie esencialmente arcillosa, a la que a veces se asocian brechas, calizas organógenas o areniscas, a la que denominó Unidad de Paterna. Reconoció también este investigador la semejanza de esta formación con las Series Arcillosas de la Base del

Aljibe, y asimilables al Manto de Carmona de PERCONIG (1960-62). Para BOURGOIS (1978) se trata de las Arcillas con Bloques y/o Neonumídico, y les asigna una edad Burdigaliense.

Existen problemas en cuanto a su edad. Si son secuencias de diferentes edades mezcladas, o si éstas son simples olistolitos arrastrados dentro de una misma cuenca. Tampoco hay acuerdo en cuanto a su posición tectónica, origen y ambiente sedimentario. Veamos a este respecto, y puesto que esta Unidad recibió el nombre de la Hoja que nos ocupa algo de lo dicho hasta el momento, y finalmente describiremos nuestras observaciones y estudios, y la conclusión a que nos llevan éstos.

CHAUVE (1964-68) la definió como una serie arcilloso-margosa fuertemente tectonizada, a la que observa en ventana bajo el Trías Subbético.

Considera que las arcillas son en general azoicas, o bien sólo proporcionan Arenáceos nada característicos en cuanto a edad. A éstas se asocian brechas, calizas organógenas o areniscas. En base a algunos raros fósiles y a los levigados puede datar algunas muestras dentro de esta Unidad. El Cretácico Medio en las margas gris-blanquecinas, aunque sólo en base a Radiolarios, lo que no es demasiado. De todas formas reconoce la imposibilidad de reconstruir una columna estratigráfica, debido a la tectonización y mezcla. En algunas arcillas varioladas verdes y rojas cita raras Globotruncanas del Cretácico Superior.

Cita en la ventana de Castillejo (debe ser la del Castillo de Berroquejo) un Luteciense Superior que comporta gruesos bancos conglomeráticos en los que se encuentran cantos de calizas jurásicas, ligados por un cemento arenoso en el que dice haber determinado (Mm. Neumann) *Nummulites astúricos*, *Nummulites* sp., *Assilina granulosa*, *Assilina* sp. *Asterodiscus stellatus*, *Discocyclina marthae* y *Rotálidos*. Asimismo, reconoce arcillas con «Tubotomaculum». Se trata de tubos ferruginosos, antiguos tubos de habitación tapizados de coprolitos de crustáceos.

En las arcillas azules del NO de la ventana de la Sierrezuela encuentra además de arenáceas *Catapsidrax dissimilis* y *Globigerina* sp. de probable edad Oligoceno.

Las areniscas que encuentra en la ventana de la Sierrezuela son de grano fino, micáceas y de color amarillento con fragmentos ferruginosos negros. No localiza ninguna fauna, aunque admite para ellas una edad Oligocena.

El resto de lo que describe en esta Unidad son trozos de la serie subbética arrastrados o asomando debajo.

Resumiendo sus observaciones, se reconoce en la Unidad términos desde el Cretácico al Oligoceno, y asimismo la semejanza de éstas con la serie de base del Aljibe, con las mismas arcillas varioladas, la misma microfauna, los mismos niveles de conglomerado, etc. Sólo se diferencian por su posición tectónica.

BOURGOIS (1978) describe formaciones semejantes a ésta, y los considera como una formación tectónico-sedimentaria a la que denomina indiferentemente «Arcillas con bloques» o «Neonumídico», cuya matriz arcillosa sería semejante a las arcillas de la Formación Paterna, pero incluyendo como bloques prácticamente todas las Unidades de la región. Encuentra en esta Formación microfaua desde el Cretácico al Oligoceno Superior-Aquitaniense, pero, a pesar de ello, le da una edad Burdigaliense Inferior en base a la edad de unas «silexitas» que, según él, están resedimentadas en esta Formación, pero que ya DIDON et al. (1969) consideran que no es posible demostrar objetivamente esto, y puede tratarse de otra formación posterior removida por una fase tectónica o retrocabalgamiento localizado.

Para otros autores (DIDON et al., 1973), la hipótesis de BOURGOIS va demasiado lejos en cuanto a los olistostromas u olistolitos, y muy bien pudiera tratarse de deslizamientos de taludes submarinos en zonas tectónicamente activas (serían «klippes sedimentarios»), y reconocen la gran cantidad de interrogantes que presenta su interpretación.

Formaciones semejantes a ésta han sido reconocidas en el lado rifeño, donde algunos autores polacos le asignan una edad eocena, aunque poco precisa. Los autores franceses la consideran oligocena.

En 1982 LEBLANC y FEINBERG realizaron un estudio estratigráfico y estructural en el Rif oriental en formaciones numídicas de litología muy semejante a la que aquí encontramos. El estudio estratigráfico está hecho en base a foraminíferos planctónicos y nannofósiles calcáreos.

La serie estudiada corresponde al Manto de Aknoul. En él, sobre unas margas «senonienses» que probablemente llegan al Paleoceno, vienen calizas detríticas bien listadas con Nummulites, y a veces sílex. Después vienen margas arcillosas negras que contienen nódulos métricos de calizas con pátina amarilla dorada, aunque con frecuencia están regularmente estratificadas. Estas corresponderían al Eoceno Medio-Superior.

Para estos autores lo que está descrito y lo que viene a continuación pertenecen a una misma serie (aunque con sus dudas). Para mí lo hasta ahora descrito es semejante a la parte correspondiente de la serie subbética encontrada en esta Hoja de Paterna, como ya veremos más adelante. Es a partir de esto cuando parece comenzar lo que podría ser parecido a la formación que nos ocupa.

Después vienen margas y arcillas con bloques. Entre lo anterior y esto aparecen trozos de Cretácico y de yeso triásico, que podrían interpretarse como virutas tectónicas en la base del Numídico. Estos autores reconsideran esto y admiten que estas «virutas» están incluidas en un conjunto de tipo «margas con bloques», donde la matriz es la parte alta de las margas negras del Eoceno. Pero el muestreo efectuado en la matriz de estas margas con bloques (muchos de ellos exóticos) da Oligoceno Inferior a Medio.

A partir de aquí viene lo que ellos consideran como serie numídica,

que son las arcillas con «Tubotomaculum», sobre las que se superponen areniscas numídicas. A estas arcillas le otorgan en base al nannoplancton una edad Oligoceno Medio a Superior, dato que concuerda con los obtenidos en otras partes del Rif para las arcillas sub-numídicas.

Veamos ahora los estudios y observaciones realizadas por nosotros en el conjunto Unidad de Paterna-Serie de base del Aljibe de CHAUVE (1968), dentro de los límites de esta Hoja.

En cuanto a la litología de conjunto, es la misma que la descrita por CHAUVE en su tesis, o sea: arcillas oscuras, arcillas margosas verdes, areniscas con estructuras producidas por escape de agua, bloques de calizas negras, de calizas biodetríticas turbidíticas, de conglomerados con elementos algo metamórficos, de brechas calcáreas con cantos jurásicos, así como arcillas con «Tubotomaculum» y areniscas amarillas algo micáceas.

El conjunto presenta un aspecto caótico, y es imposible levantar una serie estratigráfica dentro de la misma. Lo que sí podemos decir es que nuestras dataciones apuntan a la presencia en esta formación de materiales que van desde el Cretácico Medio-Superior hasta el Oligoceno Superior, y con ciertas dudas hasta un Mioceno muy Inferior.

En base a las dataciones obtenidas podemos indicar una posible serie ideal, no siempre completa en todas las ventanas tectónicas y afloramientos, que podía ser:

— *Cretácico Medio*: Arcillas verdes oscuras presentes al sur de Paterna, a la altura del kilómetro 29 de la carretera Medina-Paterna, sobre el Trías, y en la ventana del Berroquejo, al NO del kilómetro 19 de la carretera a Puerto Real. Por lo general, son azoicas, pero algunas han proporcionado nannoplancton calcáreo con *Watznaveria barnesae*, *Cyclagellosphaeria margaralli*, *Watznaveria ovata*, *Nannoconus steinmanni*, *Parmabolithus embergeri*, *Crucellipsis cuvillie*, *Markalios circumradiatus*, *Micrantholithus obtusus* y *Staurolithmites crux*, que parecen dar una edad desde el Berrasiense al Aptiense.

— *Cretácico Superior*: Estaría bien representado al sur del Cerro de las Amorgillas, debajo del Trías, al sur de Paterna. Se trata de una serie no muy trastocada, incluida en la Tesis de CHAUVE como «serie de base de Aljibe», constituida por margas verdosas ocreas, areniscas turbidíticas con estructura de fluidificación, y algunos niveles de calizas margosas.

El nannoplancton calcáreo existente en las margas arcillosas está representado por *Watznaveria barnesae*, *Microrhabdulus decoratus*, *Eiffelithus torriseifelli*, *Prediscosphaera cretacea*, *Ceratolithoides* aff. *aculeus*, *Micula decussata* y *Micula staurophora*, que indican una edad Coniaciense-Maestrichtiense.

Las calizas margosas o biomicritas han proporcionado una fauna de foraminíferos con: *Pitonella ovalis*, *P. sphaerica*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Heterohelix*, *Pseudotextularia*, *Rotalipora*..., etc., del Cretácico Superior.

Hay que señalar que esta facies es muy semejante a la descrita como Cretácico Superior, tanto en la Unidad de Almarchal como en la del Algarrobo, por DIDON (1969) y CHAUVE (1968).

También hay que indicar que areniscas de las aquí presentes se localizan como bloques en zonas más altas de la que podría ser esta serie.

— *Paleoceno-Eoceno Medio*: Podría tratarse de calizas de «*Microcodium*» no reconocidas por nosotros, y arcillas verdes alternando con calcarenitas turbidíticas. En la actualidad sólo observamos las arcillas verdes con lascas sueltas de estas calcarenitas debajo del Cerro de las Arquillas al O del Río Salado de Paterna.

Las muestras recogidas para nannoplancton no han proporcionado datos. El estudio en lámina delgada de las «biointramicritas» ha reconocido: *Melobesias*, *Rotálidos*, *Globigerinas*, *Globorotalias*, etc., que deben corresponder al Eoceno.

— *Eoceno Medio-Oligoceno Inferior*: Estaría constituido por arcillas ocreas y verdes, a veces rojizas, con «bloques» (de areniscas semejantes a las descritas para el Cretácico Superior, brechas calcáreas constituidas por cantos jurásicos —del Lías casi todas—, de elementos exóticos no identificados, etc.). Es a partir de este momento cuando verdaderamente parece comenzar la existencia de bloques incluidas en las arcillas, y quizá cuando más abundan.

Están presentes en todos los afloramientos, pero son muy visibles en las ventanas del Berroquejo y de la Sierrezuela.

El estudio del nannoplancton calcáreo de las arcillas-margas ha proporcionado lo siguiente: *Sphanolithos predistentus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Isthmolithus recurvus* y *Discoaster taninodifer*, que indican una edad Eoceno Superior (NP20)-Oligoceno Inferior (NP21), observándose resedimentación del Senonense, correspondiente a los bloques de esta edad ya citados.

Las brechas calcáreas no han proporcionado fauna en el cemento, pero en el mismo afloramiento CHAUVE encontró en el cemento *Nummulites* y *Assilinas* del Luteciense Superior.

— *Oligoceno Medio-Superior-¿Mioceno basal?*: Se trataría de una continuación de lo anterior, pero en la que los «bloques» son menos abundantes, y, por el contrario, abundan las arcillas oscuras con nódulos ferruginosos, yeso y «*Tubotomaculum*». Están presentes en casi todos los grandes afloramientos. Al S de Paterna presentan «bloques» de conglomerados con fragmentos de pizarras, y rocas metamórficas, así como con una diagénesis, con silicificación y hasta neo-formación de cuarzo-clorita. Su superficie está tapizada de una pátina fosfatada. Son elementos «exóticos», cuya procedencia parece no corresponder a ninguno de los elementos conocidos en las Cadenas Béticas.

Las muestras casi siempre son azoicas, y cuando algo tienen suelen ser

Radiolarios, Ammodiscus, Haplophragmium, Bathysiphon, Espículas, así como *Globigerina* sp. y *Globorotalia* sp. y *Globigerinoides* sp. Algunas muestras han proporcionado *Globoquadrina venezuelana*, *Globigerina triportita*, *Globorotalia* aff. *kugleri*, *Globigerina gartani*, *Catapsidra dissimilis*, *Globorotalia* gr. *opima* y muy dudosas *Globigerinoides*, por lo que su edad Oligoceno Superior es seguro, y muy dudosa su posibilidad de ser Mioceno.

Para concluir, resumiremos lo que pensamos:

- Que esta formación comprende desde el Cretácico hasta el Oligoceno Superior (con dudas, Mioceno basal).
- Que los «bloques» comienzan a incluirse en la formación, ya sea como «olistolitos», como «Klippe sedimentarios» o como «lag de canales turbidíticos» a partir del Eoceno Medio y hasta el Oligoceno Superior. Durante toda esa época esta formación constituía parte de unos grandes taludes submarinos en zonas tectónicamente activas (fallas transcurrentes responsables del desplazamiento de la Zona Bética hacia el Oeste).
- Que estas formaciones pertenecen a la Zona Circumbética y se han deslizado sobre el Trías Subbético (junto con las areniscas del Aljibe) con posterioridad al Aquitaniense.

En el apartado de Tectónica volveremos a tratar este tema.

1.1.2 ARENISCA DEL ALJIBE: ARENISCAS DE CUARZO. AQUITANIENSE (3)

Están escasamente representadas en esta Hoja. Solamente en el ángulo Sureste se localizan encima de la formación descrita anteriormente. Normalmente, el contacto entre ambas formaciones no se observa, y cuando así es se encuentra mecanizado.

Son areniscas silíceas, con granos de cuarzo redondeados, muy trabajados. El tamaño varía desde algunas décimas de milímetros a algunos milímetros. Corresponde a grandes cuerpos arenosos lobulados, originados por corrientes de turbidez a partir de una probable amplia plataforma arenosa en un régimen de playa.

Su edad, tanto en el sector bético como en el africano, parece ser Oligoceno Superior-Aquitaniense.

En algunos puntos se observan como retazos encima de la formación anterior, al parecer producto de la cizalla que sufre parte de esta Unidad al ser cabalgada por el Subbético durante el Mioceno Medio.

1.2 ZONA SUBBETICA

1.2.1 TRIASICO

1.2.1.1 Arcillas abigarradas, areniscas, dolomías y yesos (4)

Esta formación aflora en amplios sectores de esta Hoja. Al igual que en las restantes regiones donde aflora este Trías con facies «germano-andaluza», no se observa nunca su substrato paleozoico. Su carácter alóctono es fácilmente reconocible por la mezcla muchas veces caótica de sus elementos litológicos, que en determinados puntos dan el aspecto de brechas poligénicas con cemento yesífero.

Lo constituyen por lo general arcillas multicolores, areniscas rojas o amarillentas, yesos, así como dolomías y carniolas.

Las arcillas son de colores variados, desde roja a violeta y amarillas. Normalmente están endurecidas, constituyendo verdaderas pelitas. Constituyen la mayor parte de la variada litología triásica.

Las areniscas son de grano fino y, por lo general, micáceas. Son de color amarillento, aunque, a veces, tomen colores rojizos o verdosos. En algunos casos han sido confundidas con las del Aljibe, o con las de otras unidades tectónicas flyschoides. Por lo general, éstas son de grano más fino y más micáceas.

Los yesos son también muy frecuentes, y presentan aspectos muy diferentes. A veces son primarios y marinos, y otras veces son secundarios, translúcidos y engloban materiales de diferente litología. Se explotan con frecuencia en canteras, donde presentan aspecto sacaroideo, con colores blancos y rosados, y grises más o menos oscuros. La empresa «Yesos del Guadiato» tiene la cantera entre los kilómetros 11 y 12 de la carretera de La Ina.

Las dolomías y calizas dolomíticas se presentan en delgados lechos intercalados entre la arcilla y arenisca, en bancos de 20-30 cm. En raros puntos estas calizas dolomíticas adquieren mayor potencia. Son «dolomicritas» en las que, por lo general, no se observan restos fósiles ni estructuras. Cuando se observan algunas estructuras o rasgos sedimentológicos (laminación flaser, porosidad fenestral), éstos apuntan a un origen microtidal.

No es posible una datación precisa, y a diferencia de otras regiones las facies no son significativas para marcar una edad aproximada dentro del Trías; aún más complicado es dar una idea de su potencia, dado su carácter alóctono y/o posible repetición de láminas, unas sobre otras.

En algunos puntos es observable la presencia de verdaderas brechas poligénicas con cemento areno-arcilloso o yesífero. Para BOURGOIS (1978) se trataría de brechas con aspecto de resedimentaciones que atestiguan el carácter tecto-sedimentario del emplazamiento del Subbético. Nosotros nos inclinamos por un origen tectónico de estas brechas. El cemento yesífero

es producto de una disolución y recristalización favorecida por las condiciones físicas en las zonas de cizallas y arrastres. El hecho de que estas zonas de brechas no siempre se presenten (a veces son escasísimas), y que cuando lo hacen sus afloramientos son de carácter paralelo a las trazas de los grandes accidentes tectónicos, o se presentan en la base de unidades cabalgantes, apuntan a que se trata de brechas tectónicas que marcan la cicatriz de grandes cabalgamientos de unas unidades sobre otras, o de grandes rupturas y repeticiones dentro de la misma serie triásica.

Para finalizar, resumiremos la serie estratigráfica del Triás, ensayada por CHAUVE (1968), para esta región:

- En la base, una serie arcillosa con yeso y bancos dolomíticos, con raros lentejones de areniscas (Triás Inferior o Muschelkalk Inferior?).
- Encima, un gran conjunto arcillo-dolomítico con bancos carbonatados con lumaquela (Muschelkalk).
- Finalmente, en la parte superior, un conjunto arcillo-yesífero con niveles importantes de dolomías y arenas, en la superficie de las cuales se instalan las «ofitas» (Keuper).

1.2.1.2 «Ofitas». Rocas volcánicas (5)

Hemos distinguido algunos afloramientos de ofitas ya citadas por GAVALA (1959). El resto, por su escasa dimensión, la incluimos cartográficamente en el conjunto triásico.

Son rocas duras, verdosas, a veces muy alteradas, que se presentan en formas alomadas, por lo general, cerca del afloramiento dolomítico.

Presentan textura subofítica de grano medio, y a veces porfídica hipidiomorfa y microcristalina. Está formada por plagioclasas cálcicas, a veces bajo forma de lechos. Las maclas más frecuentes son las de albita, pero se encuentran también las de albita-periclina. Pequeñas placas de cuarzo automorfo. Piroxenos rosados no pleocroicos de tipo augita. Biotita muy pleocroica.

Como accesorios más comunes ilmenita, piritita y esfena.

1.2.2 JURASICO

No existen en esta Hoja series jurásicas más o menos completas. Solamente existe un pequeño afloramiento de calizas, que pueden pertenecer a esta edad (Castillo de Berroquejo).

1.2.2.1 Calizas micríticas: Lías (6)

Se trata de un pequeño afloramiento de calizas micríticas brechoides, en algunos puntos algo oolíticas. Las microfacies contienen: Ataxophragmíidos, Ostrácodos, Lituólidos, Moluscos y Equinodermos.

El contacto con el Trías está mecanizado.

1.2.3 CRETACICO

Incluimos aquí todas las facies cuya edad es claramente cretácica, y que se superponen al Trías mediante un contacto mecánico.

1.2.3.1 Margas arcillosas verdes.

Cretácico Inferior-Albiense-Cenomaniense (7)

Son difícil de localizar, ya que corresponden a un nivel de despegue en el interior de la serie subbética. En esta Hoja solamente los hemos localizado en dos puntos muy concretos, y en general mezclada con otras formaciones. Solamente la existencia de fauna de esta edad nos confirma su existencia. Así, debajo del Cortijo de las Pachecas, en el kilómetro 7,2 de la carretera Jerez-Algeciras, mezcladas con «moronitas», aparecen unas margas que contienen: *Globigerinelloides breggiensis*, *Hedbergella* aff. *planispira*, *Ammodiscus* y *Rotalipora*. Esta fauna puede asignarse al Albiense-Cenomaniense, en una localidad en que ya GAVALA (1959) citaba Cretácico Inferior. Este afloramiento parece corresponder a la «zapata» de la serie Cretácico-Terciaria que es explotada en la Cantera para fábrica de cemento.

En el Cerro de las Peñuelas, al NO de Paterna, debajo de una serie de «capas rojas» que cabalga a la formación de Paterna, aparecen unas margas verdes oscuras de idéntica litología que la de la formación citada, en la que también existe una fauna del Albiense-Cenomaniense.

1.2.3.2 Margas y margo-calizas blancas y rosadas «capas rojas».

Cretácico Superior (8)

Se trata de la conocida facies en toda la Zona Subbética, como «capas rojas» o «capas de Rosalinas» constituidas por niveles de margas y margo-calizas blancas y rosadas, en bancos bien estratificados que van desde algunos centímetros a algunos decímetros de espesor. Su color se acerca

al «rojo salmón», y aunque por lo general corresponden al Cretácico Superior, hemos distinguido varios apartados con la misma facies, porque alguna de estas «capas rojas» no siempre corresponden las mismas edades. Así en algunos puntos ellas llegan hasta el Maestrichtiense Medio, en otros casos alcanzan hasta el Eoceno Inferior.

Todo este Cretácico Superior sigue al Inferior, y hay un paso continuo entre ambos (tal y como se observa en la Sierra de las Cabras al Este). No obstante lo más común es ver una discontinuidad entre ambos, de forma que en los afloramientos el Cretácico Superior se encuentra generalmente ligado al Terciario (aunque a veces las «capas rojas» se encuentren aisladas) y, por el contrario, desligadas del Jurásico y Neocomiense, que forman un conjunto único, aunque este hecho no es observable en esta Hoja, por la carencia de estos últimos. Hoy se observan las «capas rojas» sobre el Trías, debido a un despegue en el seno de una misma serie, de términos superiores sobre las inferiores, gracias al horizonte relativamente plástico de las margas arcillosas (montmorillonitas) del Aptiense-Albiense y en parte cenomanienses.

Las «capas rojas» a que nos referimos en este apartado (8) sólo comprenden desde el Coniaciense al Maestrichtiense Medio. Sólo se observan al N del río Guadalete, al oeste del Cerro de los Yesos. Las «capas rojas» más altas de esta serie han proporcionado una microfauna con: *Globotruncana conica*, *G. contusa*, *G. stuarti*, *G. arca*, *G. limneiana*, *G. falsostuarti*, etc., que nos indican el Maestrichtiense Medio.

Se trata de «micritas» depositado en ambiente pelágico dentro de una cuenca tranquila.

1.2.4 CRETACICO-TERCIARIO

Este apartado comprende todas aquellas formaciones, que dentro de una misma facies, representan parte del Cretácico y parte del Terciario.

1.2.4.1 Margas calcarenitas turbidíticas, arcillas oscuras, calizas. Maestrichtiense Superior-Aquitaniense (9)

Se trata de la continuación de la serie descrita con anterioridad (8). A partir del Maestrichtiense Medio o Superior cambia la sedimentación, y comienzan a aparecer los aportes detríticos en esta parte de la cuenca. Estos aportes son efectuados por corrientes de turbidez, que dan origen a intercalaciones calcareníticas dentro de una cuenca generalmente margosa.

Así sobre las «capas rojas» encontramos una calcarenita, «Biomicritas arenosas» que tienen la siguiente microfauna: *Globotruncana arca*, *Globotruncana stuartii*, *Ataxophragmidos*, *Heterohelicias*, etc.

En el Paleoceno de esta serie las condiciones de sedimentación no varían. Continúa la alternancia de margas con calcarenitas arenosas de carácter turbidítico. Estas calcarenitas «biointramicritas arenosas» contienen: Rotálidos, Ortophragminas, Miliólidos, Operculinas, Melobesias, Moluscos, Equinodermos, *Globorotalia* cf. *uncinata*, *Globigerina senni*, así como *Globotruncana* resedimentadas.

Hacia arriba encontramos el Eoceno Inferior, representado por las mismas facies de margas y algunos niveles turbidíticos. Las margas contienen una fauna con: *Troncorotaloides rohri*, *T. topilensis*, *Globorotalia spinulosa*, *G. formosa*, *G. gracilis*, *Globigerina yeguaensis*, *G. boweri*, etc.

Termina la serie aquí con unas margas-arcillosas verdes oscuras en las que se reconocen: *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., Radiolarios, Ammodiscus, Glomospira, Astrorhica, *Globorotalia* aff. *centralis* y tubos de ignofauna. Todo ello debe representar el Eoceno Medio.

Las calcarenitas presentan secuencias gradadas, así como figuras de carga o de corrientes.

Una serie parecida a esta ha sido reconocida por CHAUVE en la Loma de los Poyales, al sur de la Sierra de la Sal, al este de esta Hoja. La serie reconocida por nosotros, aunque muy trastocada, se localiza al oeste del Cerro de los Yesos, al N del río Guadalete.

1.2.4.2 Margas y margo-calizas blancas y rosadas «capas rojas». Cretácico Superior-Eoceno Inferior (10)

Se trata de la misma facies descrita anteriormente (8). La diferencia estriba únicamente en que en estas series las «capas rojas» o «rosadas» no sólo comprenden el Cretácico Superior, sino que continúan hasta el Eoceno Inferior.

Constituyen la mayor parte de la cobertera cretácico-terciaria del Subbético de esta Hoja y al igual que la anterior (8), está constituida por alternancia de margas, margo-calizas y/o calizas-margosas en bancos, centimétricos o decimétricos. Sus colores son blancos, rosados, y a veces verdosos.

Hemos reconocido, por su fauna, desde el Coniaciense hasta el Eoceno Inferior, aunque pueden existir el Cenomaniense y Turoniense.

Las muestras más bajas las hemos recogido al este del Cerro del Viento, en la misma carretera, y contiene: *Globotruncana renzi*, *G. augusti carinata* y *G. cf. coronata*, que corresponde a un Coniaciense-Santoniense.

El Campaniense está representado en el Cerro de la Pañuelas, al NO de Paterna, con una fauna de: *Globotruncana lapparenti*, *G. stuartiformis*, *G. conica*, *G. bulloides*, *G. elevata*, *G. fornicata*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Heterohelix striata* y *H. globulosa*.

El tránsito Campaniense-Maestrichtiense, se ha localizado, 1 Km. antes

de Paterna, en la carretera que procede de Puerto Real; en el Km. 25, de la de Paterna a Arcos, así como al oeste del Km. 16 de la de Jerez a Algeciras, con una fauna de: *Globotruncana fornicata*, *G. conica*, *G. elevata*, *G. stuartiformis*, *G. bulloides*, *G. lapparenti*, *G. arca*, *G. aff. ventricosa*, etc.

El Maestrichtiense está presente en el camino al oeste del Cerro de los Caracoles, con: *Globotruncana arca*, *G. stuartiformis*, *G. linneiana*, *G. conica*, *G. contusa*, *G. stuarti*, así como *Heterohelix striata* y *Racemiguambelina fructicosa*.

El Paleoceno se ha muestreado al O de la Sierrezuela, cerca del Km. 18 de la carretera Jerez-Algeciras, con una fauna de: *Globorotalia trinidadensis*, *G. pseudobulloides*, *G. compressa* y *Globigerina trilocolinoides*.

El Eoceno Inferior ocupa grandes áreas, entre los Km 24 y 26 de la carretera Jerez-Algeciras, al NO de Las Alcobainas, y al sur de la Laguna de Medina, con una fauna de: *Globorotalia gracilis*, *G. formosa*, *G. rex*, *G. aff. aequa*, *G. broedermanni*, *G. aff. soldadoensis*, así como *Globigerina aff. primitiva*, *G. soldadoensis* y *Truncorotaloides*.

1.2.5 Terciario

1.2.5.1 Arcillas verdes oscuras, margas, calizas y calcarenitas.

Eoceno Medio-Aquitaniense (11)

A la facies de «capas rojas» descrita anteriormente (11) se superponen margas verdes oscuras, con alguna intercalación de calcarenitas de tipo turbidítico. La naturaleza de estas arcillas, muy ricas en montmorillonitas, hace que actúen con mucha frecuencia como niveles de «despegue» mecánico, por lo que su contacto con la base y techo está muy mecanizado, y no sólo eso, sino que estas arcillas son responsables de que la parte superior de la serie terciaria se deslice independientemente de las «capas rojas», constituyendo manchas aisladas. Las mismas arcillas pueden ser en muchos casos expulsadas y acumuladas en ciertos sectores, mientras que en otras apenas existen. Todo ello desemboca en interpretaciones que pueden ser falsas, tales como la discordancia del Oligoceno sobre el resto de las formaciones inferiores.

Las características morfológicas, y el desarrollo de suelos, no permiten observar series continuas, y es imposible obtener idea de la potencia de los distintos tramos. Estas arcillas verdosas, que tanto se parecen a las de la Unidad de Paterna (serie de la base del Aljibe), y a las del Aptiense-Cenomaniense que en otras zonas se localizan, contienen abundante yeso secundario, así como óxidos de Fe, producto de la oxidación de la pirita originada en un ambiente reductor, en un surco profundo.

En esta Hoja se presentan principalmente en la orilla oeste de la Laguna

de Medina, y se extienden hacia el NO. El levigado proporciona la siguiente fauna: *Globorotalia bullbrooki*, *G. cf. centralis*, *Globigerina cf. collactea*, *Globigerapsix cugleri*, *Truncorotabides cf. topilensis*, así como Radiolarios, dientes de Seláceos, y tubos de ignofauna, que le asignan una edad Lute-ciense. Las calizas arenosas que intercalan contienen Globigerinas, Globorotalias, Anomalínidos, Textuláridos y Melobesias.

La serie continúa con margas y calizas muy ricas en foraminíferos que parecen corresponder a una sedimentación más somera.

En la parte basal de la serie abundan las calizas. Son «biomicritas» con: Nummulites, Melobesias, Operculinas, Anomalínidos, Amphisteginas, Rotálicos, Equinodermos, Moluscos, Briozoos y *Halkyardia minima*. Constituyen la alineación de la Loma de los Isletes al N de Paterna. Asimismo se localiza el Eoceno Superior, en el Cortijo de los Villares al sur de la Ermita de la Ina, al SE del Cerro de los Guardas y al O de la fábrica de cemento. En estos puntos las margas han proporcionado una fauna con: *Globigerina tripartita*, *G. yeguænsis*, *G. evachitensis*, *Globoquadrina venezolana*, *Globorotalia centralis*, *G. cocoaensis*, *G. increbescens*, *G. spinulosa*, *Globigerapsix index*, *G. mexicana*, *G. kugleri*, *Capapsidrax* y *Globigerinita*, que indican, sin duda, un Priaboniense o Eoceno Superior.

Durante el Oligoceno la sedimentación continúa siendo del mismo tipo, quizás abunden más las margas, pero aún se intercalan, calizas organógenas y calizas arenosas blancas. Es muy difícil de observar buenos afloramientos dado que en su mayor parte están labradas las tierras. En la Cantera, al sur de la fábrica de cemento, se encuentra el límite del Eoceno con el Oligoceno. Las margas que allí se explotan proporcionan: *Globigerina gortari*, *G. corpulenta*, *G. tripartita*, *G. angulisuturalis*, *Globoquadrina venezolana*, *Hantkenina alabanensis* y *Paraella mexicana*, que nos indican un Eoceno Superior-Oligoceno basal.

El Oligoceno constituye en su mayor parte todas estas manchas terciarias, tanto si éstas son independientes del Cretácico, tales como las de la zona de Isletes Altos-Ranchiles, o los del O de la Laguna de Tarage, como si están ligadas al mismo, como son los casos de la mancha blanca al SO de la fábrica de cemento, o al N del Cerro de las Pachecas.

Las calizas («Biomicritas»), contienen: Nummulites, Eulepidina, Melobesias, Cibicides, Lamelibranquios, Operculina, Heterostegina, Gypsina, así como *Catapsidrax dissimilis* y *Globoquadrina venezolana*.

Las margas son muy ricas en fauna, y proporcionan abundantes restos con *Globigerina gortari*, *G. tripartita*, *G. cf. angulisuturalis*, *G. corpulenta*, *Globoquadrina venezolana*, *Globigerinita incrusta*, *Globorotalia gr. opina*, *G. cf. siakensis*, *Gyroidina girardiana*, *Catapsydrax dissimilis*, *Paraella mexicana*, *Cassidulina subglobosa*, *Lenticulina cultrata*, Nummulites, Radiolarios, Atróscodos, Radiola de Equínidos, etc., espléndida fauna del Oligoceno.

La serie continúa hasta el Aquitaniense, aunque es difícil localizar una

rica fauna de esta edad, tanto en el Cortijo de Isletes Altos, como en La Ina aparecen Globigerinoides, también citadas por CHAUVE (1968), que nos indican ya un Mioceno Inferior.

1.3 FORMACIONES PARA-AUTOCTONAS Y AUTOCTONAS

1.3.1 MIOCENO

1.3.1.1 Margas blancas, con Radiolarios y Diatomeas. «Moronitas» y/o «Albarizas». Burdigaliense Superior-Tortonense Superior (12)

Las «moronitas» o «albarizas» fueron descritas por vez primera por S. CALDERON y M. PAUL en 1886, en la localidad de Morón de la Frontera (Sevilla). En la región son conocidas como «albarizas», debido a su color blanco, que destaca en el paisaje. A ellas se asocian la mayor parte de los viñedos de la zona, que tanto renombre han alcanzado.

Esta formación, muy bien representada en toda Andalucía Occidental, presenta un aspecto muy uniforme, aunque no es extraño que existan ciertas diferencias litológicas entre algunas de ellas. Por lo general están constituidas por margas blancas ricas en sílice, en tamaño arena-limosa, formada por los esqueletos de organismos tales como Radiolarios y Diatomeas.

Desde que fue definida, esta formación ha presentado, y sigue presentando, grandes polémicas en aspectos tales como su edad, su origen, su composición, y hasta los procesos tectónicos sufridos.

Así, GAVALA (1959), en la antigua Hoja de Cádiz las atribuye una edad Oligoceno. COLOM (1957) las cita como Aquitano-Burdigalienses, pero con el dato contradictorio de la presencia de *Orbulina universax* d'Orb. Conocimientos micropaleontológicos más actualizados permitieron a PERCONIG (1964) diferenciar dos tipos distintos de ellas. Las que no contienen *Orbulina*, a las que le asigna una edad aquitano-burdigaliense, y a las que la contienen, que les da una edad Tortonense-Andalucense. Las distintas muestras y estudios posteriores, incluidos los realizados durante el XIII COLOQUIO EUROPEO DE MICROPALAEONTOLOGIA (1973), permiten asegurar que existen «moronitas» y/o «albarizas» desde el Burdigaliense Superior hasta el Tortonense-Andalucense, pero distribuidas en dos grupos, las «antiguas» de edad Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior, y las «modernas» que irían desde el Serravaliense hasta el Tortonense Superior-Andalucense, con mayor incidencia en el Tortonense Superior-Andalucense. Las primeras, o sea, las «antiguas» están cabalgadas o son para-autóctonas en todos los puntos de las Béticas Occidentales, mientras que las «modernas» pueden ser para-autóctonas, caso del valle del Guadalquivir, o bien autóctonas, caso de esta región.

En esta Hoja de Paterna se encuentran representadas ambas, a veces conjuntamente, o a veces sólo las más «antiguas».

Las «moronitas» que se localizan al sur del río Guadalete son todas de edad Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior, excepto en algún punto, al oeste del Cortijo de Islotes Bajos, en que pueden estar representadas algunas más modernas.

Las situadas al norte del río Guadalete pueden ser «antiguas» o «modernas», y aunque debe existir alguna discordancia entre ambas, la verdad es que la naturaleza de los afloramientos, siempre labrados y roturados, no permite observarla, máxime cuando su litología es semejante. No obstante, y aunque no podamos trazar un límite cartográfico, podemos decir que al Oeste están representadas las más «modernas», y que a la altura del Cerro de Lomopardo, las situadas a cotas más bajas de 20 m. son «antiguas» y las superiores a esta cota «modernas». Más al Este parecen ser todas «antiguas».

Al sur del río Guadalete, a un lado y a otro del río Salado de Paterna, tanto en Torreceras como en Loma de la Rendona, o como en el mismo río, todas las muestras han proporcionado fauna del Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior.

El estudio de foraminíferos ha proporcionado: *Globigerinoides trilobus*, *G. sicanus*, *G. helycinus*, *G. aff. diminutus*, *Globorotalia aff. archaeomenardii*, *G. obesa*, *G. opima continua*, *G. mayeri*, *G. siakensis*, *G. scitula*, *G. acrostoma*, *Globoquadrina venezuelana*, *G. altispira*, *Globigerina woodi*, *G. falconensis*, *G. praeobulloides*, *Orbulina universa*, *Praeorbulina glomerosa*, *P. transitoria*, *Planulina marialana*, Radiolarios, Espículas, Radiolas de Equínidos, etcétera.

El estudio del nannoplancton calcáreo en el mismo río Salado, señala: *Coccolithus pelagicus*, *Hellcosphaera kemptneri*, *Sphenolithus heteromorphus* y *Cyclococcolithus leptoporus*, del Burdigaliense Superior-Langhiense (Zonas NN3-NN5 de Martini, 1971).

Debajo del Plioceno, al oeste del Cortijo de las Isletas Bajos, una muestra de estas «moronitas» ha proporcionado: *Globorotalia miozea*, *G. miocenica*, *Orbulina universa*, *Hastigerina siphonifera*, que parecen representar un Serravallense Superior-Tortonense.

Al norte del río Guadalete, y como ya hemos dicho, las cosas varían desde unos puntos a otros:

Así, debajo de las areniscas calcáreas de San Cristóbal, y en facies de «moronitas», se encuentra una fauna con: *Globorotalia miozea*, *G. pseudoobesa*, *G. menardii*, *G. miocenica*, *G. pseudopachyderma*, *G. cultrata*, *G. suterae*, *G. plesiotumida*, *Globigerina apertura*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Orbulina bilobata*, así como Radiolarios, Espículas y Radiolas de Equínidos, que nos indican un Mioceno Superior.

En el Cerro de Lomopardo, en la carretera, y desde la Venta de la Car-

tuja hasta el límite con la Hoja de Jerez, encontramos: hasta la curva, Burdigaliense Superior-Langhiense; después de la curva, Mioceno Medio, y, en el límite con la Hoja de Jerez, Mioceno Superior.

Estos datos están de acuerdo con los estudios realizados con foraminíferos y nannoplancton durante el XIII COLOQUIO EUROPEO DE MICROPALAEONTOLOGIA (1973).

En lo relativo al medio sedimentario en que se depositaban estos materiales, sólo podemos señalar que debió ser tranquilo, puesto que no se observan estructuras de alta energía, y quizás algo restringido.

Tanto CHAUVE (1968) como VIGUIER (1974) tratan el problema de la sedimentación de las «moronitas», y entre otras cosas dicen, recogiendo opiniones propias y ajenas, lo siguiente:

«Los foraminíferos, sobre todo Globigerinas, asociados a los sílico-flagelados, así como a numerosos coccolitos, hablan de un medio marino, con sedimentación característica de un mar en calma, poco profundo y cálido. No obstante, la presencia de Diatomeas plantea un problema, y que éstas deben asociarse con aguas más frías. De todas formas, la distribución de estas Diatomeas no es uniforme.

Se observa una alternancia de lechos, entre los que existen: lechos microscópicos, claros, de granos de cuarzo, alternando con lechos grises de Globigerinas y con lechos más potentes de granos de cuarzo con Radiolarios y Diatomeas.

Es cierto que el descubrimiento del tipo microsecuencial de las "moronitas" refuerza la idea de un control del depósito por un fenómeno cíclico. Se ha propuesto la acción de corrientes marinas intermitentes que arrastrarían el plancton con Globigerinas hasta el área de sedimentación; durante el período de parada, llegarían los productos detríticos de erosión costera con, a veces, Diatomeas y benthos. Pero, sin negar la existencia de corrientes marinas que aportarían el plancton, se podría uno preguntar si esta sedimentación particular no es nada más que el resultado de una sucesión de depósitos climáticos en un mar bastante calmado. Los ritmos estacionales ocasionan la alternancia observada de niveles detríticos y de depósitos más finos.»

A pesar del aspecto semejante que presentan, se pueden observar ciertas diferencias litológicas. Así, mientras COLOM piensa que no se pueden asimilar a verdaderas «Tripolis», GAVALA (1959) cita explotaciones de «kieselguhr», al norte de esta Hoja.

Del estudio de los componentes de distintas «moronitas» realizado en la tesis de VIGUIER (1974) parece deducirse que:

- El porcentaje mayor de las arcillas corresponde a la montmorillonita (58-90 por 100).
- De éste, el mayor corresponde a las «moronitas antiguas» (80-90 por 100).

A este respecto, hemos de reseñar que existen (no sólo en esta Hoja, sino en todo el sector occidental de las Béticas) una relación de vecindad geográfica entre los afloramientos de «moronitas» y los de las formaciones turbidíticas alóctonas (Arcillas con bloques, Unidad de Paterna, Manto de Carmona, Base del Aljibe, etc.), cuyas arcillas son, en un 80-90 por 100, montmorillonitas. Parece, pues, verosímil que, junto a los cambios de condiciones físico-químicas, jugó un gran papel la existencia de sílice suficiente en los materiales que parcial o totalmente constituían el receptáculo donde se depositaban las «moronitas».

Sobre estas formaciones se depositarían las «moronitas antiguas», que son las que más se asemejan a las definidas como tales. Las «modernas» procederían de una sedimentación con reelaboración de las precedentes. El conjunto de ambos se denominó «albarizas», aunque no todas presentan el aspecto «moronitoide».

1.4 FORMACIONES AUTOCTONAS

1.4.1 MIOCENO SUPERIOR

Ya hemos dicho anteriormente, al referirnos a las «moronitas» y/o «albarizas» que gran parte de ellas, sobre todo las presentes en el ángulo NO de la Hoja, tenían esta edad. Como su diferenciación cartográfica era prácticamente imposible, las incluimos en un apartado conjuntamente con las de edad más antigua. Ahora nos referimos a formaciones que con distintas características litológicas se superponen a las mismas, o se sitúan independientemente de ellas.

1.4.1.1 Margas azuladas, limos arenosos, arenas (13)

En el ángulo NO, y sin aparente discordancia, se pasa desde las margas blancas o «albarizas», a unas margas, y margas arenosas de color amarillento, que llegan a alcanzar potencia de 100-150 m. En ellas es más abundante la arena de cuarzo, mientras que son escasos, o no existen, los Radiolarios.

La microfauna presente está constituida por: *Globigerina bulloides*, *G. woodi*, *Globorotalia miozea conoidea*, *G. miocenica*, *G. acostaensis*, *Orbulina universa*, *O. suaturalis*, así como *Ammonia beccarii*, *Uvigerina* cf. *rutila*, *Bulimina*, *Elphidium*, *Lamelibranchios*, *Briozoos*, etc., que indican una edad Mioceno Superior, probable Andaluciense.

Se observa que el cambio de sedimentación, se efectúa por un descenso en la profundidad de la cuenca (descenso del nivel del mar), y un aumento de la energía, en relación con la regresión generalizada en el Mioceno terminal.

Esta misma facies se presenta en el ángulo SE, al N y NE del pueblo de Paterna de Rivera. En este punto, muchas de las margas verdes-azuladas de la base, fueron confundidas con las arcillas verdes oscuras de la Formación Paterna (CHAUVE, 1968), pero nosotros hemos observado intercalaciones arenosas dentro de las mismas, y lo que es aún más importante, los levigados han proporcionado la siguiente microfauna: *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globorotalia miocenica*, *G. plesiotumida*, *G. martinezi*, *G. miozea*, *G. pseudobesa*, *G. menardii*, *Globigerina bulloides*, *G. apertura*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *G. obliquus*, *G. trilobus*, *Globoquadrina altispira*, así como alguna fauna resedimentada de Cretácico, del Eoceno y del Mioceno Inferior. No obstante, no existe ninguna duda acerca de su edad Mioceno Superior.

1.4.1.2 Areniscas calcáreas. Calcarenitas «Caliza tosca» (14)

Culminando la serie anterior, y a veces intercalándose, se presenta una facies más grosera de areniscas con cemento calcáreo, que en el ángulo NO, constituyen toda la alineación de la Sierra de San Cristóbal, y que son explotadas en numerosas canteras.

Tiene desde 40-60 por 100 de arenas de cuarzo de tamaño medio a grande, con matriz calcárea y algo de glauconita.

Tienen estructura de estratificación cruzada en surco y bastante confusa, correspondiente a barras regresivas.

Dadas sus características litológicas presenta una fauna poco representativa, aunque al intercalarse en la facies anterior (ángulo SE), o superponerse a ella, no ofrece duda sobre su edad Andaluciense o Mioceno terminal.

Su potencia varía de unos puntos a otros, aunque suele ser superior a los 50 metros.

1.4.2 PLIOCENO

1.4.2.1 Plioceno Inferior-Medio

1.4.2.1.1 Arenas, limos arenosos, margas, niveles conchíferos (15)

La transgresión pliocena ocupó toda la Bahía de Cádiz, y penetró por la mitad septentrional de la Hoja, hasta Jerez y Arcos, rodeando toda la zona triásica del centro-sur de la Hoja y llegando a las cercanías de S. José del Valle, al este. En la mayor parte de los afloramientos sus sedimentos son muy arenosos, excepto en la Bahía de Cádiz, en que la cuenca adquiría mayor profundidad. En el resto corresponden a sedimentos litorales, de arenas y limos arenosos, donde difícilmente se puede encontrar fauna característica.

Son arenas y limos arenosos amarillentos con numerosas conchas de Pectínidos y Ostreidos, en las que se observan tubos calizos, glauconita, así como una fauna bentónica con *Ammonia beccarii*, *A. inflata*, *Nonion boucanum*, *Lenticulina cultrata*, así como Espículas, fragmentos de Moluscos, Radiolas y Equínidos, etc.

Hacia la Bahía de Cádiz (este de Puerto Real), los niveles del Plioceno Inferior, que probablemente sean en profundidad más arcillosos, pasan hacia el techo a arenas finas amarillas con Lamelibranquios. En varios niveles hay estratificación ondulante (*hummocky*), y hacia el techo del tramo hay secuencias positivas, constituidas por laminación paralela y laminación cruzada de oscilación. Este término corresponde a un depósito de plataforma marina abierta, esencialmente por debajo del nivel de base efectivo del oleaje. Las secuencias de la parte alta indican una mayor constancia de la acción sobre el fondo en épocas de tormenta; BENKHELIL (1976) cita la presencia en este nivel de *Globorotalia crassaformis*, y le da una edad Plioceno Medio.

Las muestras recogidas por nosotros muestran una fauna con: *Globorotalia* aff. *puncticulata*, *Globigerina woodi*, *Globigerinoides* sp. *Globulina gibba tuberculata*, *Ammonia beccarii*, *A. inflata*, *Nonion boucanom*, *Cassidulina laevigata casinata*, *Discorbis orbicularis*, *Bulimina afinis*, *Elphidium complanatum*, así como Radiolas de Equínidos, Lamelibranquios, etc., en facies con riquísima fauna de Lamelibranquios, con *Cardium*, *Pectinidos*, etc. Su edad parece corresponder al Plioceno Medio igualmente.

1.4.2.2 Plioceno Superior

Durante el Plioceno Superior, el mar, que antes ocupaba una amplia franja en el litoral gaditano, con extensos entrantes, que en general coincidían con las desembocaduras de los valles actuales más importantes, comienza a retroceder, de tal suerte que durante este período de claro carácter regresivo, sólo perdura un régimen marino abierto en la Bahía mientras que, en las zonas del interior, se forman extensos lagos que quedan totalmente desconectados del mar y en donde van a formarse calizas de tipo pulverulento y oqueroso.

1.4.2.2.1 Conglomerados con *Ostreas* y *Pectinidos*. «Facies ostionera». Marina o Marino-salobre (16)

Ya las facies marinas o marino-salobres del Plioceno Superior se circunscriben a los alrededores de la Bahía de Cádiz, y sus depósitos alcanzan la cota máxima al pie de la Sierra de San Cristóbal a +35 m., descendiendo hasta los -20 a 4 Km. de la costa (GAVALA, 1959).

El mejor punto donde se observa esta formación es en la cantera abierta

al lado del Km. 1,8 de la carretera comarcal 440, al N del Cerro de Ceuta, y allí sobre el Plioceno Medio, se observan:

- Gravas de canto de cuarcita, de alrededor de 5 cm. Lumaquelas de Lamelibranchios y arenas con secuencias positivas, que reflejan la acción de oleaje sobre el fondo y que están integradas por laminación paralela y laminación cruzada de ripples de oscilación e incluso por laminación paralela-estratificada cruzada ondulante (*hummocky*), laminación cruzada de oscilación.

A techo se encuentra un nivel de arcillas verdes. Se interpreta el conjunto como un depósito marino-somero que puede situarse en la zona de transición «shoreface-offshore».

- Sigue un paquete de 10-12 m. de espesor de conglomerados de «facies ostionera» en el que se distinguen secuencias positivas cuyo tamaño de grano decrece desde grava a arena y cuya estructura interna consiste en estratificación cruzada tabular-laminación paralela en el término de gravas y estratificación cruzada en surco-laminación cruzada en las arenas. Hacia la parte superior alternan niveles con grandes conchas y otras con estratificación cruzada a pequeña escala. El depósito se interpreta en su conjunto como marino sublitoral (*shoreface*) con el fondo afectado por las corrientes mareales y el oleaje.

Entre las conchas predominan: *Flabelliptecten planomedi* SACCO y *Ostrea lamellosa* BROCHI, que desde luego son insuficientes para realizar la datación. Su semejanza con la misma serie de Aculadero en la vecina Hoja de Cádiz, y la presencia en aquélla de *Chlamys glabra*, parece apuntar hacia la edad de Plioceno Superior.

1.4.2.2.2 Calizas blanquecinas pulverulentas. Lacustres (17)

Las facies continentales del Plioceno Superior se extienden en la zona central de esta Hoja, estando representada por unas calizas lacustres de aspecto pulverulento, y de color blanco. Se pueden observar en el Cerro del Viento, Cortijo de Frías, etc.

Poseen talos de algas, así como numerosos fragmentos de conchas embrionarias de gasterópodos pertenecientes al género *Valvata*.

Se trata de materiales depositados en algunas de poca profundidad sin comunicación directa con el mar, una vez que éste retrocede hacia la parte más externa de la Bahía, donde aún se mantiene un régimen marino abierto.

1.4.3 PLIO-CUATERNARIO

El problema del límite Plio-Pleistoceno continúa siendo objeto de contro-

versias. En el caso de la Bahía de Cádiz, y aunque existen buenos cortes, la escasez de dataciones precisas, debido al tipo de facias, plantea diferentes interpretaciones.

Como el problema no está totalmente resuelto, consideramos incluido en este apartado las formaciones que aparecen por encima de la «piedra ostionera» o «facies ostionera» inferior, y por debajo del suelo y/o «glacis antiguo» con industria lítica claramente cuaternaria.

1.4.3.1 Conglomerados, arenas, margas de lagoon (18)

Sobre los conglomerados de «facies ostionera» considerados como pliocenos se observa en la cantera de Puerto Real:

- Arenas amarillo-rojizas con acumulación de carbonatos pulverulentos. Contienen *Ostrea lamellosa* BROCCCHI.
- Margas arenosas verdes con gran cantidad de carbonatos, que con preferencia se acumulan en la parte superior (¿lagoon?). Contienen *Crassatrea* sp. y *Ostrea lamellosa* BROCCCHI, así como Algas calcáreas.
- Arenas rosadas con cantos de cuarzo disperso de tamaño medio, 1 cm., en algunas zonas están teñidas por óxidos de hierro. Pot. 0,20 m.
- Arcillas y margas verdes con niveles de nódulos de carbonato. Se interpretan como depósitos de lagoon.
- Alternancia de arenas muy finas con laminación paralela y lutitas con nódulos de carbonato. Se interpreta como un depósito de lagoon con influencia marina distal, probablemente debida a procesos de *overwash*.
- Un término complejo que incluye de muro a techo un cuerpo de arena media en forma de barra, arcilla y margas lagoonales y arenas finas y lutitas. Todas ellas contienen nódulos de carbonatos. La barra arenosa se formó en el lagoon y se movía lentamente hacia el mar hasta quedar cubierta por los sedimentos arcillosos de lagoon que, por compactación, se adaptaron aún más a su morfología. La depresión resultante se rellenó de sedimento arenoso muy bioturbado.
- Arenas gruesas y gravas con cantos de cuarcita y Ostreidos. La bioturbación aumenta hacia arriba, donde también se encuentran nódulos de carbonato. Se interpreta como una cuña de sedimento grueso que invade el lagoon desde la isla barrera.
- Arcillas y margas arenosas verdes con nódulos de carbonatos alargados en sentido vertical. Conchas de bivalvos parcialmente transformados en nódulos de carbonato. Se interpreta como depósito de lagoon.
- Arenas medias con nódulos de carbonatos y gravas de cuarcita.
- Arena de matriz limo-arcillosa de color rojo, con cantos de cuarzo de tamaño 1-2 cm. En la parte superior se aprecia estratificación cruzada en surco, la bioturbación disminuye hacia el techo.

- Calcarenitas algo bioturbadas con Lamelibranquios, cantos de cuarcita y cuarzo, y cantos blandos en la base. La estructura interna es estratificación cruzada irregular en la base, y en surco hacia el resto con dos direcciones opuestas, hacia el Norte y hacia el Sur. Se trata de un depósito sublitoral afectado por las corrientes mareales y el oleaje.

Sobre estos materiales se desarrolla un karst subaéreo. El conjunto tiene una potencia de 16-18 metros.

1.4.3.2 Areniscas ricas en cuarzo, con algún nivel de cantos «Arenas rojas» (19)

Formación arenosa rica en cuarzo, de aspecto masivo, y que según el estudio sedimentológico llevado a cabo en muestras correspondientes al litoral de Huelva, donde son muy abundantes, así como por su disposición especial parecen tratarse de materiales depositados en ambientes marinos someros con gran influencia del continente, en un ambiente estuarino, barras y flechas litorales, e incluso cuando se encuentran más al interior (ángulo N de la Hoja) pueden tratarse de depósitos dunares y fluviales.

1.4.4 CUATERNARIO

Los ambientes sedimentarios correspondientes se indican en la figura 1.

1.4.4.1 Pleistoceno

1.4.4.1.1 Arenas y arcillas. «Suelo rojo» (20)

Sobre lo anterior se desarrolla un suelo rojo fersialítico con procesos de lavado de arcillas muy intenso. Este suelo ha sufrido posteriormente una desrubefacción en la parte superior, dejando esta zona más empobrecida.

1.4.4.1.2 Cantos de arenas. «Terrazas antiguas» (21)

Encima de las arenas y arcillas del «suelo rojo», o sustituyéndolas, aparece una formación fluvial bastante antigua, constituida por cantos de cuarzo y cuarcitas, sobre la que se desarrolla también un suelo rojo del que solamente se conserva el horizonte argílico. Se presentan a cotas de 60 m. Parecen contener industria lítica, semejante a la de los glaciares antiguos que se desarrollan alrededor de la Bahía. Están muy bien representadas en el ángulo NE de la Hoja, donde se observan afectadas por la tectónica.

La formación anterior parece ser los antiguos depósitos de cauces y llanuras de inundación del antiguo Guadalete.

1.4.4.1.3 *Cantos de cuarcitas y cuarzo. «Glacis antiguo» (22)*

Se trata de cantos de cuarzo y cuarcitas con arenas y arcillas rojas, sobre el que se desarrolla también un suelo rojo.

Corresponde al glacis más antiguo de esta zona, repartiéndose sus depósitos en una serie de afloramientos que bordean de forma prácticamente continua la Bahía de Cádiz, donde se instalan erosionando, en general, los materiales anteriores, bien sobre las «Arenas rojas» o sobre formaciones más antiguas. Este glacis contiene industria lítica, de tipo arcaico.

La potencia máxima de este depósito es de unos 2 metros.

1.4.4.1.4 *Arenas y cantos. Terrazas fluviales (23, 24, 25, 26)*

En esta Hoja son muy abundantes los depósitos de terraza asociados al cauce del río Guadalete, que por otra parte constituye la arteria fluvial más importante de la región.

Es evidente que la «terrazza antigua», ya descrita, forma parte de este sistema, pero sus depósitos están más en relación con los glacis antiguos, que representarían abanicos aluviales, que con el actual lecho del río.

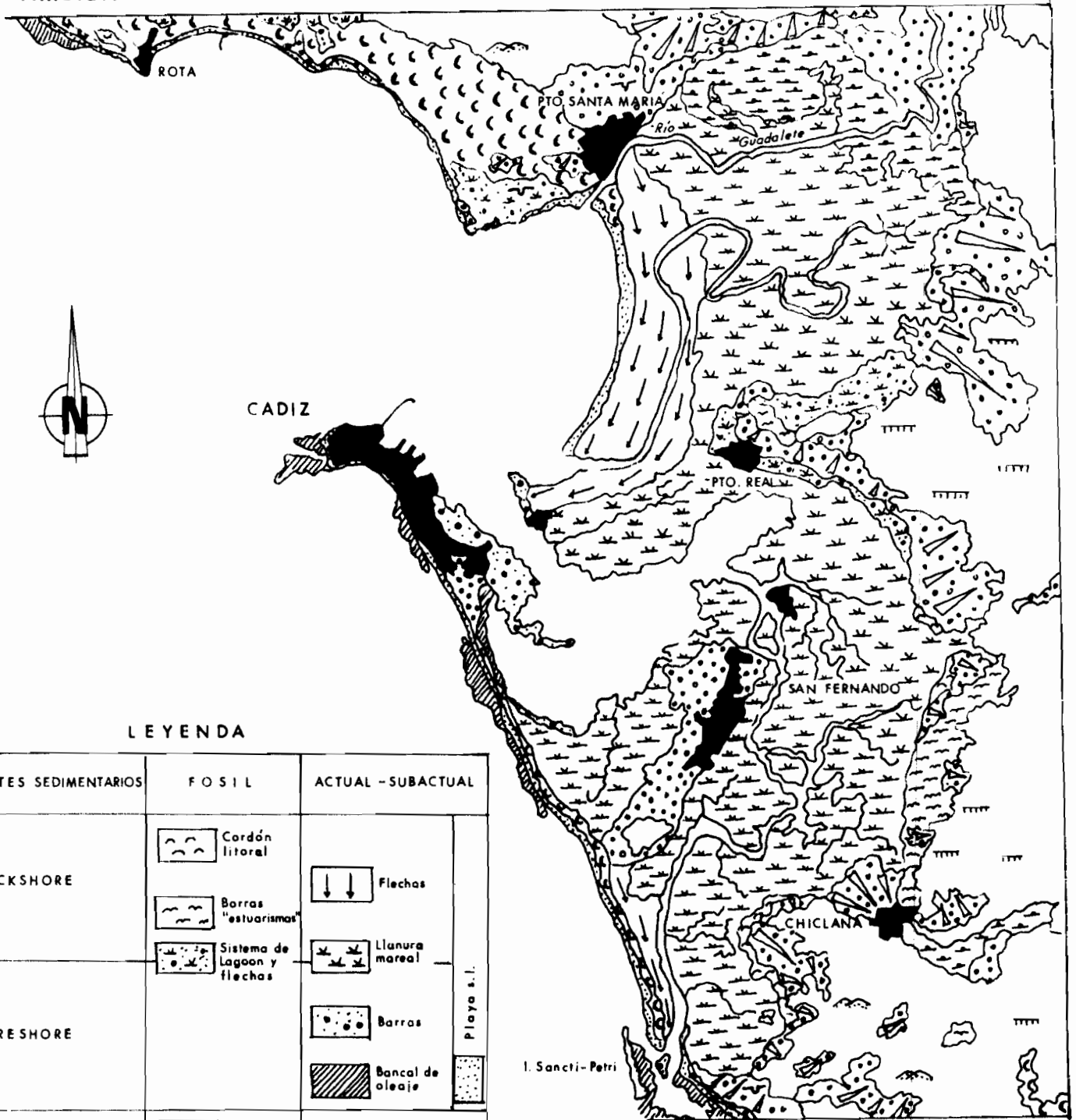
En el caso del Guadalete, como sucede en muchos ríos, las terrazas van perdiendo altura a medida que nos acercamos a la desembocadura, de tal forma que mientras en el curso alto los depósitos se presentan escalonados y colgados, en el tramo final se solapan o se superponen, debido a un fenómeno de convergencia motivado fundamentalmente por la pendiente longitudinal del talweg, y por una subsidencia de la zona de desembocadura. Esta convergencia queda perfectamente reflejada en la figura 2.

Las características sedimentológicas de estos materiales (gravas, arenas y algo de arcillas) corresponden a muestras típicamente fluviales, pero en cuyo depósito no nos ha sido posible observar ninguna estructura. Generalmente están presentes los depósitos de canal, y en algún caso las de llanura de inundación. En general, se presentan como un conglomerado, más o menos cementado, de cantos de cuarcita, empastados en una matriz areno-arcillosa roja, y algunas de caliza.

La distribución de los niveles es completamente asimétrica, con relación al cauce actual, estando representado el mayor número de ellos y con mayor desarrollo en la margen izquierda, al menos en la parte baja.

Dentro del Pleistoceno Medio-Superior, hemos distinguido tres niveles de terraza:

AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LOS MATERIALES CUATERNARIOS DE LA BAHIA DE CADIZ



LEYENDA

AMBIENTES SEDIMENTARIOS		FOSIL	ACTUAL - SUBACTUAL
MARINO	BACKSHORE	Cordón litoral	Flechas
		Barras "estuarismas"	
	FORESHORE	Sistema de Lagoon y flechas	Llanura mareal
		Barras	
	SHOREFACE - OFFSHORE	Terrazas	Bancal de oleaje
CONTINENTAL	FLUVIAL	Terrazas	Barras y depósitos de "Lag"
		Llanura de inundaciones	Llanura aluvial
	DERRAMES Y CANALES POCO DEFINIDAS	Glacis y conos	
	DUNAS	Longitudinales y transversales	
	MANTO SOLICO		
	GRAVEDAD	COLUVIONES	Coluviones
EDAFICO	SUELOS ROJOS	Suelos rojos	

I. Sancti-Petri

Escala $\approx 1/150.000$

Sustrato
 Procesos Kársticos

Figura 1

- a) Terraza alta (Pleistoceno Medio) (24).
- b) Terraza media (Pleistoceno Medio-Superior) (25).
- c) Terraza baja (Pleistoceno Superior) (26).

- La terraza alta se sitúa a un nivel de 40-50 m. sobre el lecho actual. En ella hemos encontrado industria. Su potencia no sobrepasa los 50 cm., y sobre ella se desarrolla un suelo rojo, del que sólo conservamos el horizonte argílico, cuyo espesor es de unos 15 cm. En la figura 2 hemos hecho un corte esquemático de los niveles de terraza en la transversal. El Portal-Palmar del Conde.
- Las terrazas medias, se sitúan entre 20 y 40 m. sobre el lecho actual. La constituyen un conglomerado de cantos de calizas y cuarcitas poco cementado, cuya potencia es de 0,5-2 metros. A veces se desarrolló un suelo rojo sobre ellas.
- La terraza baja, está situada a un nivel entre 10-20 metros. Sobre la misma se desarrolla un suelo rojo de 0,50 m. de potencia.

Cuando el conjunto constituye abanicos aluviales, de difícil asignación a un nivel de terrazas determinado, lo consideramos con la denominación de «aluvial antiguo» (23).

Con respecto a la datación de los niveles de terraza, nos encontramos con el grave problema de no tener de hecho suficientes elementos de juicio como para encuadrarlas dentro de una edad determinada. La ausencia de fauna y de industria característica impide en gran parte dar una cronología exacta; sin embargo, dentro de una cronología relativa, hemos intentado situar la secuencia de los niveles ayudándonos del desarrollo de los suelos, tectónica y comparación con otras áreas.

El nivel alto, así como la «terrazza antigua», del Pleistoceno Inferior están afectados por la tectónica.

1.4.4.1.5 Arenas. Manto eólico (27)

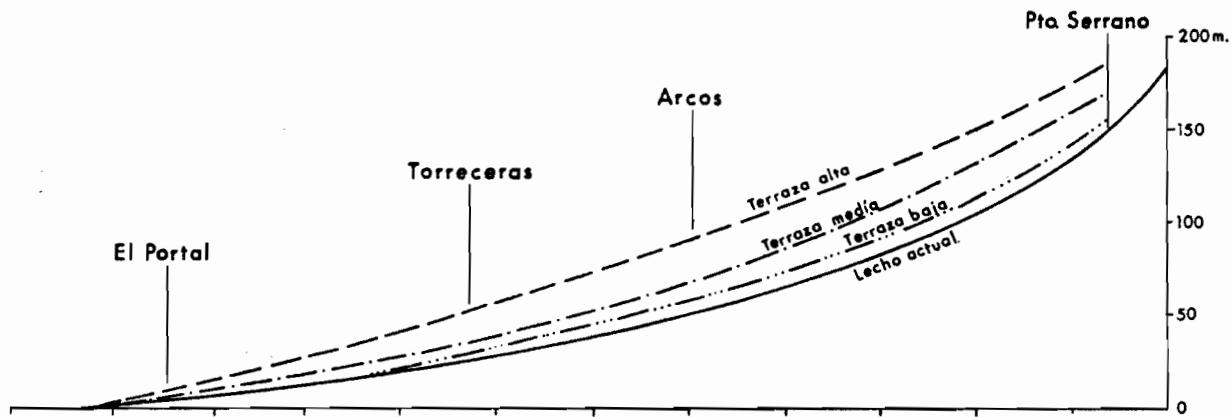
La acción meteórica, lavado y transporte de las arenas que constituyen principalmente la formación de «arenas rojas» da lugar a la acumulación de éstas, como arenas blancas en ciertos sectores del ángulo NE de la Hoja (entre el Rancho del Tío Blas y la Casa de Nuestra Señora del Rosario). Son arenas de cuarzo y muy lavadas.

1.4.4.2 Holoceno

1.4.4.2.1 Del Dominio Continental

1.4.4.2.1.1 Cantos, arenas y limos. Terrazas modernas y llanura aluvial (28)

Se trata de los depósitos que se extienden entre las cotas 0-10 m., y en



(MABESOONE, 1963)

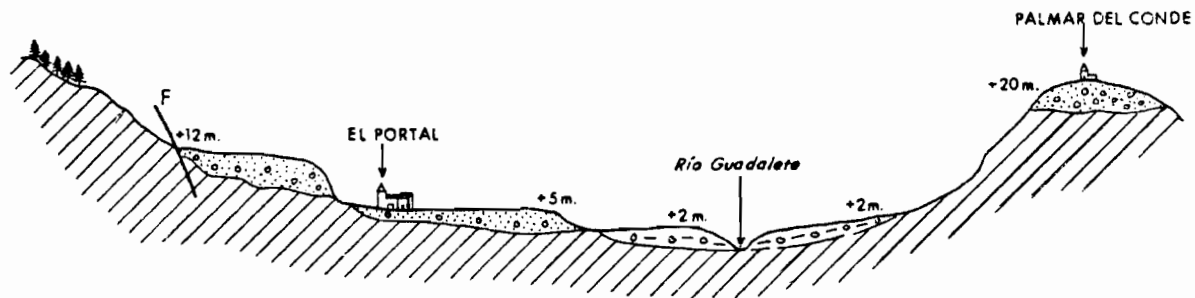


Figura 2

parte forman la llanura de inundación del lecho actual del río Guadalete. En realidad constituye una terraza compuesta, formada por varios niveles que en parte se solapan y cuyos escarpes han desaparecido, dando actualmente el aspecto morfológico de un glacis. Constituyen, en consecuencia, el nivel con más desarrollo en superficie.

Los materiales que lo constituyen se caracterizan por presentarse inconsolidados, y con mucha mayor cantidad de matriz limo-arenosa que los niveles del Pleistoceno. Sobre estos materiales se desarrolla un suelo pardo.

1.4.4.2.1.2 *Limos y arcillas* (35)

Se trata de los limos y arcillas de inundación depositados en las crecidas del río Guadalete.

1.4.4.2.1.3 *Cantos, arenas y limos* (36)

Constituyen los abanicos aluviales, que se originan al desembocar los pequeños ríos en la zona de marismas.

1.4.4.2.1.4 *Cantos y arenas* (37)

Constituyen los «conos de deyección» que se extienden al pie de los escarpes orográficos más acusados.

1.4.4.2.1.5 *Arcillas, limos y materia orgánica* (38)

Forman parte de los rellenos o depósitos actuales de las lagunas alejadas de la red hidrográfica, principal, en relación con pequeñas zonas endorreicas.

1.4.4.2.1.6 *Cantos poco rodados, limos, etc.* (39)

Se trata de coluviones, con restos de materiales poco elaborados.

1.4.4.2.1.7 *Aluvial* (40)

Depósitos que rellenan los lechos menores que desembocan en la red principal (río Guadalete), constituidas por cantos, limos, arenas y arcillas.

1.4.4.2.2 *Del Dominio Mixto (Marino-Continental)*

1.4.4.2.2.1 *Arenas y gravas biogénicas (29)*

Pertenecientes a la zona intertidal baja (Bajo Slikke). Sólo visibles en la esquina SO cuando la marea es muy baja.

1.4.4.2.2.2 *Arenas biogénicas (30)*

Depositadas también en la zona intertidal baja (Bajo Slikke). Sólo visibles en la esquina SO en la marea baja.

1.4.4.2.2.3 *Arenas y arcillas (31)*

Corresponden a la zona fangosa, poco profunda, de la zona intertidal media (Slikke).

1.4.4.2.2.4 *Arenas y arcillas (32)*

Correspondientes a la zona intertidal alta, inundada durante la marea alta (Alto Slikke).

1.4.4.2.2.5 *Limos y arcillas (33)*

De la zona fangosa poco profunda inundada solamente en las grandes mareas, y normalmente con abundante vegetación, y recorrida por canales de marea con taludes empinados (Schorre).

1.4.4.2.2.6 *Limos y arcillas (34)*

Corresponde al nivel de marismas, separado del Alto Slikke por la zona de Schorre, en donde quedan aisladas las marismas.

2 TECTONICA

La Hoja de Paterna de Rivera presenta materiales que pertenecen a distintos dominios sedimentarios. En el apartado 0.3 hacíamos una introducción sobre las zonas y dominios que diferenciamos dentro de las Cordilleras Béticas. Pues bien, en esta Hoja tenemos materiales preorogénicos perte-

recientes a la zona Subbética y a la zona Circumbética, ambas corridas hacia el NO, aunque las de la zona Circumbética tienen un origen más lejano. Además, existen materiales propios de la región («moronitas»), parcialmente afectadas por la tectónica de corrimiento, y materiales más recientes completamente autóctonos, y solamente retocados por la neotectónica.

2.1 TECTONICA EN EL SUBBETICO

La tectónica del Subbético es extremadamente compleja, y ha dado lugar a numerosas y variadas hipótesis, dado el desorden existente en el mismo (discontinuidades, contactos mecánicos, etc.).

Como en líneas generales estamos de acuerdo con CHAUVE (1968) en cuanto a sus observaciones sobre el Subbético de esta Hoja, realizadas en su tesis, describiremos el resumen de éstas, y con posterloridad haremos algunas puntualizaciones personales para el conjunto.

CHAUVE (1968), a este respecto, dice:

- «El estudio estratigráfico muestra que la serie Subbética debuta en el Trías y, se puede seguir de una manera sensiblemente continua, hasta el Mioceno Inferior.
- En el oeste de las Cordilleras Béticas, el Subbético no forma nunca un manto continuo, sino que se presenta bajo forma de «plaquetas» separadas las unas de las otras, y despegadas sobre el Trías.
- Esta posición desordenada, en «plaquetas» flotando sobre el Trías, no es nunca debida a la erosión, sino a fenómenos tectónicos. En efecto, no se encuentran nunca trazos estructurales comunes que pasen de un paquete a otro. Según este proceso estos bloques han jugado independientemente.
- Los contactos con el Trías son todos disarmonicos y puede encontrarse cualquier nivel en contacto con el Trías. Este hecho es una característica esencial en el Subbético, y es aquí donde FALLOT (1944) propuso el término de «rabotage basal» para esta estructura.
- Observando la cartografía, un tercer hecho aparece muy claro: es *raro encontrar una serie continua desde el Lías hasta el Terciario*. Sólo se observa en sitios privilegiados (arco de las Cabras, al este de esta Hoja), pero en la mayor parte de los casos, lo que encuentra es (despegado sobre el Trías):
 - a) Una serie de paquetes conteniendo capas comprendidas entre el Lías y el Cretácico Inferior.
 - b) Una serie de afloramientos englobando el resto de la serie (Cretácico Superior a Terciario).

Esto conduce a decir que *existe una independencia tectónica entre los términos competentes y los términos incompetentes de la serie subbética, y cada uno posee una tectónica propia. Entre ellos existen niveles de despegue.*

— Existen dos niveles de *despegue principales* en el Subbético:

1. El principal está constituido por las margas yesíferas del Trías.

2. Pero existe en el *Subbético del oeste de las Cordilleras Béticas*, un segundo nivel de despegue a nivel del *Cretácico Medio*. Se trata del *Aptiense Superior-Cenomaniense Inferior*, correspondiente a margas muy arcillosas. Esto explica la dificultad de encontrar y caracterizar el Aptiense, Albiense y Cenomaniense Inferior.

Este segundo nivel explica las "discordancias" aparentes entre el Cretácico Superior y el Terciario Subbético sobre las series inferiores.»

A lo dicho por CHAUVE (1968) debemos añadir varias cosas, entre las que destaca la siguiente: existe un *tercer nivel de despegue*, constituido por las arcillas verdes oscuras del *Luteciense*, que dan lugar a que en esta Hoja se observa con frecuencia la separación de afloramientos por un lado de «capas rojas» y por otro de margas blancas y calcarenitas, del Eoceno Superior-Oligoceno-Aquitaniense. Este fenómeno puede dar igualmente la falsa impresión de que el Oligoceno es «discordante» sobre las series inferiores, pero por la misma razón tendría que serlo el Cretácico Superior con respecto a las series inferiores sobre las que se apoya. No obstante el despegue a nivel del Aptiense Superior-Cenomaniense Inferior, ha dado lugar en otros sectores a la interpretación de un «diapirismo intracretácico» e incluso a «mantos intracretácicos», opinión que, por supuesto, no compartimos.

Dado que las observaciones que aquí podemos realizar no nos permiten comprobar la existencia de fases distensivas intrajurásicas, ni otro tipo de movimientos anteriores a la fase tectónica principal, vamos a intentar dar una hipótesis sobre lo que pudo ocurrir durante ésta última.

La fase tectónica tangencial que afectó a todo el conjunto subbético se realizó con posterioridad al Aquitaniense, o al finalizar éste. Aprovechando las grandes cicatrices tectónicas creadas (cizallas), durante la compresión, y la existencia de la «zapata» triásica, todos estos materiales se desplazaron hacia el NO y cubrieron, en parte, a otros materiales de dominios más externos. El Trías se despega de su basamento (primer nivel de despegue) y se desplaza junto con su cobertera. A la vez que esto ocurría, se producían despegues dentro de la misma cobertera, debido a la acusada diferencia en la naturaleza de los materiales, y a factores morfológicos, que favorecían los desplazamientos gravitacionales. Estos niveles de despegue, como ya hemos indicado, serían el Aptiense Superior-Cenomaniense Inferior (segundo nivel de despegue) y el Luteciense (tercer nivel de despegue). Como resultado de todo esto lo que hoy se observa es una gran mancha triásica sobre

la que se apoyan «plaquetas» de materiales, cuya edad se enmarca entre la de los distintos niveles de «despegue» existentes.

Otro aspecto que hay que mencionar es el de las brechas poligénicas existentes en el Trías, pero por supuesto no generalizadas en el mismo. Estas brechas hicieron pensar a BOURGOIS (1978) en el carácter tecto-sedimentario del emplazamiento del Subbético. Pensamos que estas brechas, que no suelen ser muy abundantes en esta Hoja, son de origen tectónico. El cemento yesífero es producto de una disolución y recristalización favorecida por las condiciones físico-químicas en las zonas de cizalla y arrastres. El hecho de que estas brechas cuando se presentan, lo hacen en alineaciones paralelas a las trazas de los grandes accidentes tectónicos, o acompañando en su base a las Unidades cabalgantes, parece indicarnos que se tratan de brechas tectónicas que marcan la cicatriz de grandes cabalgamientos de unas unidades sobre otras, o de grandes rupturas y repeticiones dentro de la misma serie triásica.

2.2 TECTONICA EN LA UNIDAD DE PATERNA-MANTO DEL ALJIBE (Zona Circumbética)

En realidad los únicos materiales en esta Hoja que parecen proceder de la Zona Circumbética, son los pertenecientes a la Unidad de Paterna y los conocidos aquí como pertenecientes al Manto del Aljibe, aunque los primeros sean en realidad la «serie de base de las Areniscas del Aljibe».

Estos materiales son alóctonos, y por lo general representan a un trozo de la Zona Circumbética muy limitado. De ellos, lo que parece extraerse, es que se depositaron en zonas profundas durante el Cretácico Superior-Eoceno Inferior. Parece ser que a partir del Eoceno Medio y hasta el Oligoceno Superior formaban parte de una zona tectónicamente muy activa. Probablemente constituían taludes submarinos en zonas cercanas a grandes fallas en dirección, responsable del desplazamiento de la Zona Bética hacia el oeste. Durante este período numerosos «olistolitos», «klippe sedimentarios» y «brechas», procedentes de la destrucción de formaciones más antiguas, alimentaron esta formación.

Con posterioridad al Aquitaniense, y casi inmediatamente después del desplazamiento del Subbético, estas formaciones se deslizaron sobre éste, procedentes de un dominio situado en su origen más al SE que el Subbético.

2.3 TECTONICA AFECTANDO A LAS «MORONITAS» ANTIGUAS

Después del desplazamiento de los materiales de la Unidad de Paterna-Manto del Aljibe sobre el Subbético, sobre los materiales de ambas zonas, y ya en esta región, se depositan «moronitas» y/o «albarizas» de edad Bur-

digaliense Superior-Langhiense Inferior. Con posterioridad a este depósito, ya en el Mioceno Medio, se produce un retrocambalgamiento o retrodeslizamiento hacia el sur y sureste, probablemente debido a la elevación de la parte central de la Zona Subbética, que intenta recuperar el equilibrio isostático roto durante la fase tangencial.

Esto hace que parte del Triásico, con su cobertera y con «moronitas», monte sobre la denominada Unidad de Paterna y sobre las «moronitas» que sobre ellas se depositaron. La Unidad de Paterna no es nada más que la parte del Manto del Aljibe, que ha sufrido este retrocambalgamiento. Este proceso tectónico es causante de la decapitación del Manto del Aljibe y de la mezcla de las microfaunas de las «moronitas» con las arcillas de la Unidad de Paterna.

2.4 NEOTECTONICA

BENKHELIL (1976) estudió, en su tesis, la neotectónica de la terminación occidental de las Cordilleras Béticas, en la que está incluida esta Hoja. Entre sus conclusiones destacan:

Las deformaciones ligadas a la tectónica reciente resultan de dos fases tectónicas que se han sucedido desde el fin del Mioceno hasta nuestros días.

Estas deformaciones han podido ser importante, pero es prácticamente imposible distinguirlas de deformaciones anteriores al Mioceno terminal. En la cuenca de Arcos, el Neógeno está vigorosamente plegado mientras que en la Bahía de Cádiz las deformaciones son más discretas y se traducen por un suave basculamiento de capas y por accidentes de ruptura.

La mayor parte de las observaciones y medidas se han efectuado sobre los depósitos neógenos, y el análisis de las estructuras permiten distinguir:

- Fallas normales, acompañadas o no de grietas de tensión, y
- Pliegues, fallas inversas y desgarres.

La coexistencia de estos dos grupos de estructuras traducen los efectos de un mínimo de *dos fases tectónicas*, que se producen entre el fin del Mioceno y nuestros días.

La existencia de una discordancia casi general entre el Mioceno y el Plioceno y la presencia de redes de fallas normales que afectan al Mioceno y son selladas por el Plioceno traducen los efectos de una *fase de distensión fini-miocena*, bien conocida por otros en el dominio mediterráneo. *Los movimientos intra-pliocenos* se caracterizan igualmente por fallas normales menos numerosas, que hacen suponer que el régimen de distensión, ha continuado durante el Plioceno.

Los pliegues, las fallas inversas y los desgarres afectan conjuntamente al Mioceno y al Plioceno. Estas estructuras proceden de un episodio de

compresión que se sitúa en la base del Cuaternario. En ausencia de argumentos precisos para datar este evento, se le denomina *fase de compresión fini-pliocena*. En efecto, los primeros terrenos no afectados son las costras calcáreas atribuidas al Cuaternario Medio.

El Cuaternario más reciente es un período relativamente calmado. Las deformaciones se reducen a algunas fallas que parecen indicar que están ligadas a un régimen de compresión.

Dentro de los límites de esta Hoja, este autor dedica especialmente atención a la *distensión fini-miocena* en la sierra de S. Cristóbal, y a la *compresión fini-pliocena* en las canteras de Puerto Real, y así dice:

•*Sierra de S. Cristóbal*: las areniscas calcáreas del Mioceno terminal, que buzan 10-15° hacia el S o SO, están cubiertas en discordancia por el Plioceno Superior. Los perfiles eléctricos realizados con fines hidrogeológicos —ESTEBAN (1969)— han puesto en evidencia la existencia de un accidente con dirección aproximada ENE-OSO, que bordea por el Sur estas calcarenitas y las hunde. Su trazo está marcado por la alineación de la sierra.

En las canteras abiertas en el flanco sur de la sierra se observan pequeñas fallas, donde los espejos están desprovistos de estrías, y en ellas se detectan las siguientes familias de fallas subverticales: N 10° E, N 80-110° E y N 140° E.

Cantera de Puerto Real (fig. 3): en la cantera situada al NE de Puerto Real, el Plioceno buza hacia el estuario del Guadalete. Numerosas pequeñas fallas afectan a las capas de areniscas conchíferas y de arenas arcillosas en las que muestran frecuentes espejos estriados. Se han encontrado dos tipos de accidentes, *los desgarres* y *las fallas normales*.

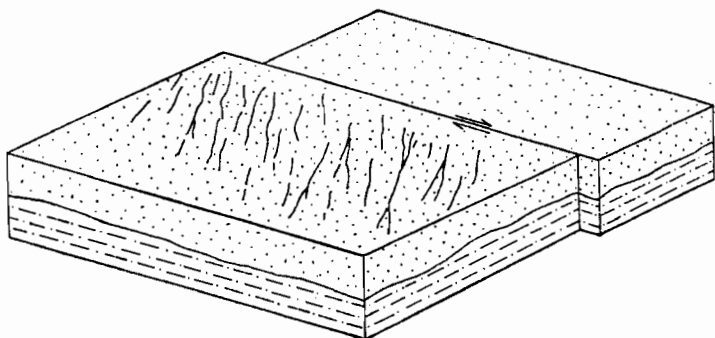
Los primeros son más numerosos, pero se reparten irregularmente. En efecto, si los *desgarres dextros*, de dirección media N 140° E, son abundantes, los *desgarres sinistros*, de dirección aproximada N 20° E, son raros. En las proximidades de uno de los desgarres dextros, la superficie de un banco de areniscas muestra numerosos planos de calcita que corresponden a grietas asociadas al desgarre.

La dirección media de estas grietas es N-S.

Se ha representado en un diagrama los planos de desgarre y los polos de las grietas de tensión asociados. Existe una buena correspondencia ante la dirección de acortamiento Z, que es bisectriz del diedro formado por las dos familias de desgarre y la de las grietas de tensión, que es paralela a Z: la dirección de acortamiento es N-S.

Al lado de estos desgarres existen fallas normales donde las direcciones se repartían entre N 120° y N 160° E. Estas fallas pertenecen a la fase de distensión intra-pliocena, pero que han vuelto a jugar durante la compresión fini-pliocena.»

Además de lo dicho por BENKHELIL (1976), podemos añadir algunas observaciones más:



Esquema mostrando las grietas reemplazadas por calcita asociadas a un desgarre, al NE de Puerto Real.

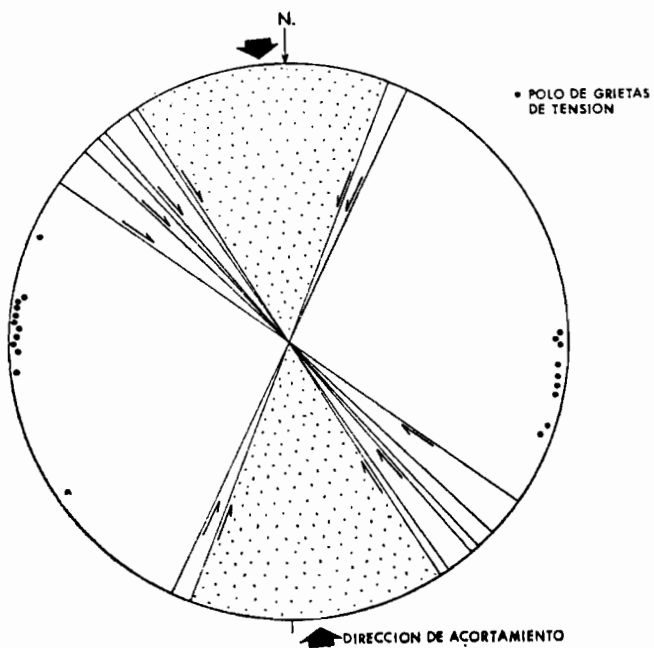
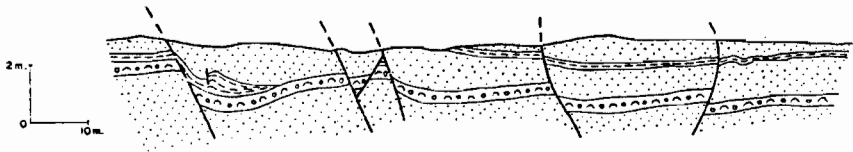


Diagrama de los planos de desgarre de la región de Puerto Real.



Fallas normales en el Plioceno, donde algunas han vuelto a funcionar como fallas Inversas (cantera de Puerto Real).

Tomado de BENKHELIL (1976)

Figura 3

- La terraza fluvial de +15 m., en las proximidades de El Portal, correspondiente al Cuaternario antiguo-medio, se pone en contacto por falla con las «albarizas». El accidente con juego normal tendría una dirección aproximada NE-SO.
- La terraza de +52 m. (Cuaternario antiguo) del Cortijo del Inglés, está afectada por un deslizamiento en contrapendiente hacia la Laguna de Medina (al este), una serie de micropliegues de dirección N 30° E, así como de microfalla afectan al depósito.
- Existen numerosas fallas y fracturas afectando a los materiales subbéticos, entre las que predominan las de dirección N 135-140° E y N 20-30° E. Pueden ser fallas antiguas de la compresión principal (Mioceno Inferior) que luego han jugado durante las dos fases recientes. De hecho parece que toda la zona central triásica, está desplazada hacia el Norte con respecto a la oriental por una falla de *desgarre dextra*, quizás más antigua que las que venimos mencionando.
- Falla inversa de dirección E-O, o aproximada, afecta a las terrazas fluviales más antiguas. Al N de la casa de Torrejera las «moronitas» están cabalgadas por el Triás y en el Km. 21, de la carretera de La Ina, el Plioceno cabalga en una terraza fluvial antigua. Esto apunta igualmente a una dirección de acortamiento N-S.
- En el sector oriental, tanto el Plioceno como las terrazas fluviales están afectadas por fallas, entre cuyas direcciones predominan las de dirección N 140° E y N 35-50° E.

3 GEOMORFOLOGIA

Después del estudio y reconocimiento de los depósitos cuaternarios que aparecen en la Hoja, hemos intentado establecer una jerarquía geomorfoló-

gica de los distintos materiales cartografiados, teniendo en cuenta su génesis, proceso, geometría, etc. Los grados geomorfológicos, en sentido decreciente, se pueden denominar: Dominio morfogenético, Sistema morfogenético, Unidad geomorfológica, Elemento y Tipo.

Dominio morfogenético: «Se trataría de una zona o área de morfología variada, pero cuyas formas están relacionadas geoméricamente.» Dentro de nuestra área, entran tres Dominios morfogenéticos: Marino, Marino-Continental y Continental.

Sistema morfogenético: «Sería el conjunto de acciones que configuraron un proceso determinado.» Litoral, fluvial, gravedad-vertiente, eólico, lacustre, etc.

Unidad geomorfológica: «Áreas donde la morfología y proceso están unificados.» Post-playa, Estran, Subtidal, Zonas canalizadas, Llanura de inundación, «campo de dunas», laguna, etc.

Elementos morfológicos: «Depósitos o formas que presentan una geometría concreta y están producidos por una acción igualmente concreta.» Cordones litorales, Cúspides de playa, Terrazas marinas, Flechas Litorales, Bancales, Barras paralelas, Aluvial, Terrazas, Conos de deyección, Mantos eólicos, etcétera.

Tipos: «Incluyen las características accesorias que permiten subdividir un elemento geomorfológico en dos o tres formas cartografiables independientemente.» Cordones litorales, Fósiles y actuales, Dunas vivas y no funcionales, etc.

A continuación pasamos a describir los depósitos cuaternarios que desde nuestro punto de vista constituyen los rasgos relevantes de la geomorfología de este área (fig. 4).

3.1 DOMINIO MARINO

Los depósitos cuaternarios pertenecientes a dicho dominio morfogenético presentan una morfología muy variada, aunque todas ellas quedan incluidas en un solo sistema morfogenético que, en nuestro caso, es el litoral. En el caso de esta Hoja los depósitos de este dominio apenas están representados.

3.2 DOMINIO MARINO-CONTINENTAL

El dominio marino-continental está representado en este área por el sistema estuarino, en el que la acción conjunta de las mareas y la dinámica fluvial originan una morfología característica, cuya Unidad más representativa es la Marisma.

ESQUEMA GEOMORFOLOGICO DEL CUATERNARIO DE LA BAHIA DE CADIZ

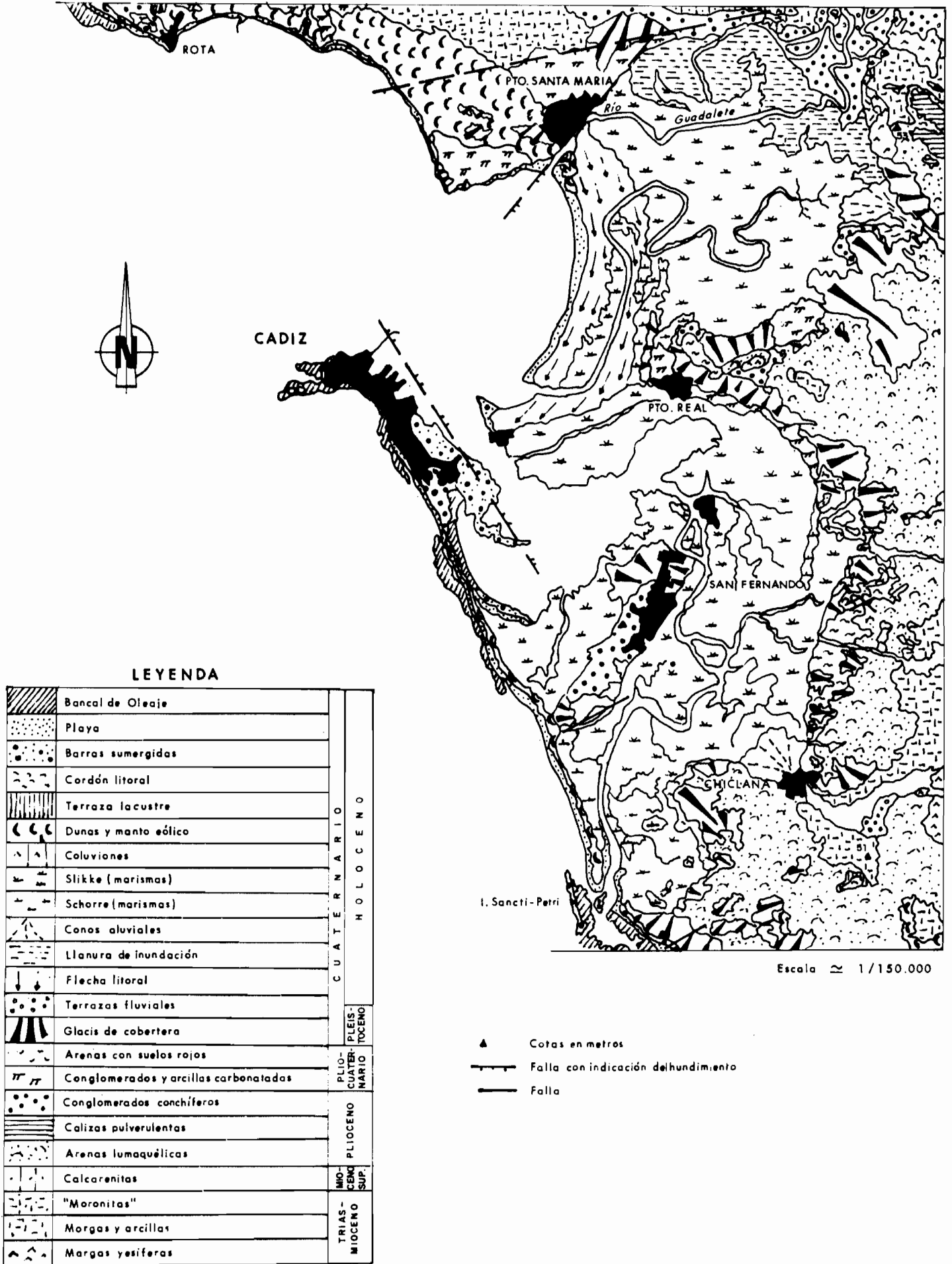


Figura 4

En el estuario del Guadalete, que es el que nos ocupa, la zona de equilibrio está vecina del litoral, pero aguas arriba. Esto es debido a que su curso de agua tiene unas fluctuaciones considerables. Se trata de un «estuario barrera», es decir, que tiene la comunicación algo cortada hacia el mar debido a la existencia de flechas, barras, etc., y está más relacionado hidrológicamente con el río, teniendo un efecto menor la marea.

Se trata de un estuario de forma triangular, de tipo «mesotidal», o sea, con mareas, cuya amplitud está comprendida entre los 2 y 4 metros (3,40 m. en aguas vivas y 2,40 m. en aguas muertas).

El río ha rellenado fundamentalmente la mitad norte del estuario y el mar ha tenido verdadera influencia en el relleno de la mitad sur del mismo (MABESONE, 1966).

El Guadalete, antes de la época romana, debía desembocar en el Portal y los caños o canales de marea más importantes los constituían el Caño de la Piedad, que desemboca en el Puerto de Santa María, y el de San Pedro.

Dentro de dicha marisma se distinguen dos elementos fundamentales: el *slikke* y el *schorre*. El límite entre ambos es difícil de precisar, y numerosos autores han denominado a esta zona *alto slikke*.

El *slikke*, que coincide con la llanura tidal de algunos autores (tidal flat), es la zona de la marisma que es cubierta por las mareas, incluso las de aguas muertas. El agua que cubre la llanura durante la alta marea es llevada a través de un sistema de canales dispuesta como las ramas de un árbol.

El *schorre*, que para algunos coincidiría con la marisma propiamente dicha, es la porción más elevada de la misma, que sólo es alcanzada con marea de aguas vivas o tempestades.

El *nivel de marisma*, como su nombre indica, está constituido por los retazos de una superficie antigua de la marisma que estuvo 1-2 m. por encima de la actual.

Una particularidad especial, en el estuario del Guadalete, lo constituye la zona que hemos denominado *Bajo slikke*, que la forma una orla que bordea la Bahía, y que está por debajo de la marea baja, no aflorando nada más que durante el refluo de la marea de agua viva.

3.3 DOMINIO CONTINENTAL

Desde el punto de vista geomorfológico los sistemas morfogenéticos mejor representados son el Fluvial, el de Gravedad-vertiente y el Eólico.

Dentro de ellas podemos distinguir:

Las terrazas fluviales: Muy bien representadas a un lado y otro del río Guadalete, ya han sido descritas en el apartado de Estratigrafía, donde hemos distinguido cinco niveles, «antiguos» (60 m. o más), altos (40-50 m.),

media (40-20 m.), bajas (20-10 m.) y modernas (0-10 m.). Las dos primeras están claramente afectadas por tectónica.

En todos los casos se trata de terrazas colgadas de las que sólo se suelen conservar las facies de canal, excepto las que hemos denominado «modernas», que en realidad corresponden a una terraza compuesta o políciclica, formada por varios niveles que se solapan y cuyos escarpes han desaparecido debido a que el río migraba de Sur a Norte depositando a mayor velocidad de lo que se encajaba, dándose el fenómeno de derrame de ladera. Algo parecido ocurría con la terraza «antigua». Ambos son las más desarrolladas, y dan el aspecto de un glacis.

Los glacis:

Los glacis que aquí se presentan son principalmente de cobertera.

En esta Hoja pertenecen a este tipo de «glacis», las del Cuaternario antiguo, con industria lítica, que rodean las zonas de marismas. Su pendiente es de 1,14 por 100 próximo al Guadalete y 2,1 por 100 en la Bahía de Cádiz.

Mantos eólicos:

Están constituidos por una capa arenosa que cubre amplias zonas, y que no presenta morfología dunar. A veces, como en la esquina NE de esta Hoja, las arenas proceden de formaciones más antiguas («arenas rojas»), lavadas y meteorizadas.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Las particularidades tectónicas de la región, la escasez de afloramientos y la mala calidad de éstos, hace especulativa la reconstrucción de la historia geológica de este sector, sobre todo en lo que se refiere a los materiales cuya edad está comprendida ante el Triás y el Mioceno basal. En parte todo esto es debido a que no existen series completas y continuas. Lo que hoy observamos aquí es muy probable que proceda de otros dominios situados, en su origen, más al Este y Sureste.

La historia preorogénica es siempre más complicada de establecer, pues puede suceder que eventos muy importantes de la misma, queden desdibujados o borrados por las fases tectónicas más importantes que se fueron sucediendo en el tiempo.

Durante el Triásico, como en toda la zona Subbética, la sedimentación (que como hemos dicho se realizaría en sectores más orientales y meri-

dionales) es básicamente continental, con detríticos fluviales y evaporitas, además de carbonatos marinos (sobre todo de ambiente intramareal) y materiales volcánicos de carácter básico («ofitas»).

Del Jurásico, dada la ausencia casi total de afloramiento, poco podemos decir. Sabemos que durante el Lías la sedimentación se realizaba en una plataforma marina poco profunda, pero esto, al fin y al cabo, es un carácter generalizado en toda la zona Subbética y, aún, en otras zonas. Por la misma razón, y dado que la subdivisión en dominios del Subbético se realiza en base a las características del Jurásico y Neocomiense, no podemos asignarle a este Subbético la pertenencia a un dominio determinado. Quizás las características de los sedimentos terciarios apunten a un «Subbético medio meridional», pero esto es siempre discutible.

Durante el Cretácico la sedimentación es pelágica, muy homogénea («capas rojas») y autóctona y tranquila (sin aportes procedentes de los bordes de cuenca) hasta el Maestrichtiense Inferior. Las series representadas aquí apuntan a que este tipo de sedimentación continuó en algunos sectores de la cuenca hasta el Eoceno Inferior, mientras que en otros se produjo un hundimiento paulatino, con la creación de grandes «receptáculos» con ambiente reductor, a donde iban a parar esporádicas corrientes de turbidez. Este fenómeno (con sedimentación arcillosa y turbidítica) se generaliza en todas las series aquí representadas durante el Luteciense. A partir del Eoceno Superior y hasta el Aquitaniense parece ser que la sedimentación se realiza en una plataforma externa, o en cuencas menos profundas, aunque este carácter varía de unos puntos a otros.

Al final del Aquitaniense se produce la fase tangencial más importante, que desplaza todos los materiales hasta ese momento depositados, hacia el Noroeste. Esto se pudo producir de la siguiente manera: En las grandes cicatrices tectónicas creadas por la compresión, el Trías se despega de su basamento (primer nivel de despegue) y se desplaza junto con su cobertera. A la vez que esto, se producen despegues dentro de la misma cobertera, debido en gran parte a la acusada diferencia en la naturaleza de los materiales, y en parte a los factores morfológicos que favorecen los desplazamientos gravitatorios. Estos niveles de despegue serían el Albiense-Cenomaniense (segundo nivel de despegue) y el Luteciense (tercer nivel de despegue). El resultado de todo esto es la existencia de una gran mancha triásica cubierta en menor o mayor extensión por terrenos despegados del Trías, y cuya edad se enmarca entre los distintos niveles de «despegue» existentes entre el Paleozoico (supuesto) y el Aquitaniense.

Casi inmediatamente después, formaciones de origen más meridional y lejano, se desplazan y montan sobre los materiales subbéticos, ya estructurados, según el esquema antes propuesto (Manto del Aljibe, Unidad de Paterna, etc.).

La historia geológica de estas formaciones es compleja. Por los sedimentos representados, parece ser que desde el Cretácico Superior y gran

parte del Eoceno la sedimentación se realizaba en grandes surcos profundos con abundancia de aportes turbidíticos, silíceos (en parte) durante el Cretácico y calcáreos durante el Eoceno. (Surcos de la Zona Circumbética.) A partir del Eoceno Medio y hasta el Oligoceno Superior, esta formación constituía parte de grandes taludes submarinos en zonas tectónicamente activas (fallas transcurrentes responsables del desplazamiento de la zona Bética hacia el Oeste), y en ella se incluían «olistolitos», «klippe sedimentarios», brechas y «lag» de cañones submarinos, etc., procedentes de la destrucción de formaciones más antiguas, durante estos eventos tectónicos. En el Aquitaniense, se instalan grandes cuerpos lobulados de areniscas, procedentes de amplias llanuras de playa.

Con posterioridad, y a partir del Burdigaliense Superior, en un ambiente tranquilo, de mar en calma, poco profundo, con alternancias de depósitos climáticos, y sobre una formación, ya de por sí rica en sílice, se depositan «moronitas» y/o «albarizas», ricas en Diatomeas y Radiolarios. En el Mioceno Medio y, en parte, debida a una elevación de parte de la zona Subbética (¿diapírica o epirogénica?) se produce un retrocabalgamiento hacia el S y SE. Este evento tectónico da lugar a que el Subbético cabalgue y se deslice sobre las formaciones «alóctonas» y lejanas (Unidad de Paterna=Unidad de Aljibe, etc.), cepillándolas, trastornándolas, y lo que es más importante, pellizcando las «moronitas» y/o «albarizas» que hasta ese momento se habían depositado sobre ella.

Después de esto y hasta el Mioceno Superior las «moronitas» y/o «albarizas» continuaron depositándose, sobre todo al NO de la Hoja, y lo hacen unas veces sobre el Subbético directamente y otras (la mayor parte) sobre las antiguas «moronitas».

En el Mioceno terminal se produce una regresión, el nivel del mar desciende, el ambiente es de mayor energía, y se depositan margas arenosas y barras de areniscas groseras.

Al final del Mioceno Superior se implanta en todo este sector una fase distensiva que hace hundir el Mioceno, término de S. Cristóbal, mediante fallas de dirección ENE-OSO. Esta y otra falla de dirección NO-SE crearon la subsidencia necesaria por donde penetró la transgresión pliocena. Algunas de estas fallas pudieron funcionar como fallas en dirección durante la etapa tangencial.

La transgresión del Plioceno Inferior rodea la zona central de la Hoja y penetra por el Norte hasta Jerez, Arcos y cerca de S. José del Valle. En todas estas regiones sus sedimentos son muy arenosos y de claro carácter litoral. La sedimentación, un poco más profunda, se realizaba hacia la Bahía de Cádiz.

Durante el Plioceno Superior se produce en todo el litoral gaditano una regresión generalizada. La paleocosta formaba entonces un amplio entrante cuya zona más interna se introducía por el actual Guadalete sin sobrepasar la Sierra de S. Cristóbal, que constituía un acantilado fósil durante el

Plioceno Superior. El Cerro de Ceuta, al NE de Puerto Real constituía un islote en el interior de la Bahía. Mientras, hacia el interior (parte central y oriental de la Hoja), se formaban grandes lagos, sin conexión directa con el Sur, en la que se depositaban calizas pulverulentas y oquerosas.

El paso Plioceno-Cuaternario es difícil de determinar, dada la ausencia de faunas características necesarias para datar a los estratotipos internacionales. Pero de todos modos debe corresponder a depósitos marinos o marino-salobres, conglomerática, con secuencias de lagoon e islas barreras, en la parte oeste, o sea en los alrededores del estuario. En la Bahía se formaron sistemas de islas barreras (o flechas litorales) que separaban áreas de lagoon y marismas del mar abierto. Las oscilaciones relativas del nivel del mar con respecto a la costa, cuyo origen seguramente es tanto eustático como tectónico, generaron secuencias transgresivas en los que los subambientes progradaron hacia tierra y que están separadas por superficies de erosión y karstificación producidas en la época de caída del nivel del mar. La amplitud «relativa» de estas oscilaciones se estima del orden de 10-15 m.

Hacia el interior, los sedimentos son de tipo fluvial (antiguas llanuras de inundación y lechos fluviales del Guadalete) o eólico, «Arenas rojas». Estas «terrazas antiguas» del Guadalete se encuentran a menudo escalonadas.

Las terrazas fluviales sobre todo las del Pleistoceno Inferior y Medio están afectadas por una fase predominantemente compresiva (fallas inversas y en dirección), que comenzó al final del Plioceno, y que probablemente continúe hasta nuestros días.

La formación de «arenas rojas» tiene origen diverso, pudiendo ser eólicas o ligadas a pequeños deltas, barras y flechas litorales.

Poco a poco la costa va configurándose con un modelo sedimentario semejante al del Cuaternario antiguo, pero en su tamaño más reducido. Sobre estos materiales se desarrolla un «suelo rojo» y un glacis con industria lítica. Las flechas litorales van cerrando el estuario del Guadalete, a la vez que se produce una subsidencia que se rellena con los aportes del Guadalete. Este nos va dejando a un lado y a otro testigos de su evolución (terrazas fluviales alta-media y baja). Cádiz queda como un islote en la Bahía. Una vez que el Guadalete rellena la depresión se constituyen las «marismas», que no son otra cosa que amplias llanuras mareales recorridas por multitud de canales. La actual marisma, en la que se depositan margas y arcillas verdosas que contienen la típica fauna marino-salobre (*Cerastoderma edule*), representarían los depósitos de lagoon. En ella se produce una gran bioturbación animal y vegetal. Dicha marisma se sitúa al abrigo de la flecha litoral de Valdelagrana, que constituye en la actualidad una isla barrera.

La pervivencia y evolución de estas marismas depende en gran parte del uso que el hombre haga de las mismas, ya que en muchos casos la intensa actividad humana cambia completamente la dinámica natural de esta zona.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

No conocemos ninguna explotación minera dentro de los límites de esta Hoja, a excepción de las Salinas de Fortuna que explota parte de las sales incluidas en el Triás. El resto son canteras que, a falta de afloramientos calcáreos en la región, se distribuyen en los siguientes materiales:

- Numerosas canteras en el Triásico. Entre ellas destaca las que la Sociedad «Yesos del Guadalete» explota al sur de la Vega de Spínola.
- En las margas y margo-calizas del Cretácico Superior-Terciario al oeste de La Laguna de Medina, para la fábrica de «Cementos Alba», allí situada.
- En las calcarenitas del Mioceno Superior de la Sierra de San Cristóbal.
- En el Plioceno Superior-Pleistoceno, para extraer «piedra ostionera», arenas y gravas, tales como la de Puerto Real, al norte del Cerro de Ceuta.
- En las terrazas fluviales, para explotación de gravas, como al norte de la Laguna de Medina, etc.

5.2 AGUAS SUBTERRANEAS

Desde este punto de vista, la región comprendida en esta Hoja muestra un interés relativo, dada la escasez, o más bien ausencia, de macizos calcáreos.

Los acuíferos aquí presentes son de tipo detrítico, con permeabilidad por porosidad. Dentro de ella se puede distinguir tres principales:

- a) Calcarenitas o areniscas calcáreas del Mioceno Superior. Está circunscrito a la Sierra de San Cristóbal, y sus posibilidades son conocidas desde hace mucho tiempo, pues sus manantiales han abastecido antiguamente al Puerto de Santa María, Puerto Real, etc.
- b) Arenas y conglomerados del Plioceno-Pleistoceno. Estos acuíferos, de gran permeabilidad, pero de escasa potencia, se distribuyen principalmente en el ángulo SO de la Hoja, en Castellas y Puerto Real, y son fruto de explotación mediante pozos. En el ángulo NE existen niveles arenosos del Plioceno-Pleistoceno que, según nuestra opinión, no han sido adecuadamente reconocidas ni explotadas.
- c) Finalmente, el aluvial del río Guadalete, y algunas de las terrazas, que al encontrarse a cotas inferiores a los canales de riego hoy existentes, sólo es explotado en épocas en que la escasez de agua no permite circulación de ésta por los canales de riego.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MENENDEZ AMOR, J.; LHENAFF, R.; ALFEREZ, F., y MECO, J. (1967).—«El Mioceno Superior (Andaluciense) en Sevilla y Cádiz». *Publ. Dpto. Paleont. Univ. Madrid*, 18 pp.
- 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, pp. 1-14 (Moscú).
- ALONSO RODRIGUEZ, J. (1952).—«Geología de la provincia de Cádiz». *Bol. R. Sociedad Esp. Hist. Nat.*, L, pp. 221-261.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J. M., y MATTAUER, M. (1971).—«Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 121, núm. 2, pp. 191-198.
- ANDREUX, J., y MATTAUER, M. (1973).—«Précisions sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar». *Bull. soc. géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 115-118.
- ARAMBOURG, G. (1969).—«Les corrélations paléontologiques et chronologiques entre le Pleistocène inferior de l'Europe et celui de l'Afrique». *Bull. soc. géol. France* (7), t. 11, núm. 1, pp. 106-115.
- AUZENDE, J. M.; BONNIN, J.; OLIVET, J. L.; BEUZRT, P.; PASTOURET, L., y SICHLER, B. (1975).—«Nouvelles données sur l'histoire tertiaire de la partie orientale de la zone Açores-Gibraltar». *3em R. An. des Sciences de la Terre*, p. 399.
- BENKHELIL, J., y GIRAUD, R. (1975).—«Les deformation post-nappes de la region de Cádiz». *3er R. An. de Sciences de la Terre*, p. 33.
- BENKHELIL, J. (1976).—«Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordilleres Bétiques (Espagne)». Thèse de 3em cycle. Univ. Nive, 180 pp.
- BONNIN, J.; AUZENDE, J. M., y OLIVET, J. L. (1973).—«L'extrémité orientale de la zone Açores-Gibraltar. Structure et évolution». *1er R. An. des Sciences de la Terre*, p. 91.
- BONNIN, J.; OLIVET, J. L., y AUZENDE, J. M. (1975).—«Structure en nappe á l'ouest de Gibraltar». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, pp. 559-562.
- BORDES, F., y VIGUIER, C. (1969).—«Sur la présence de galets taillés de type ancien dans un sol fossile á Puerto de Santa María, au Nord-Est de la Baie de Cadix (Espagne Sud-Ouest)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 1747-1749.
- BOUILLIN, J. P.; DURAND DELGA, M.; GELARD, J. P.; LEIKINE, M.; RAOULT, J. F.; RAYMOND, D.; TEFIANI, M., y VILLA, J. M. (1973).—«Les olistostromes d'âge miocène inferior lies aux flyschs allochtones kabyles de l'orogene alpin d'Algène». *B. S. G. F.* (7), t. XV, pp. 340-344.
- BOURCART, J. (1935).—«Le Quaternaire marin dans le Golfe de Cadix». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 201, pp. 1493-1495.

- BOURGOIS, J. (1978).—«La transversale de Ronda-Cordillères Bétiques. Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de L'arc de Gibraltar». *Extr. Ann. Sc. de L'Université de Besançon, Géologie*, 3es Fasc. 30, 445 pp.
- CHAUVE, P. (1960-1962).—«Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)». Livre Mem. P. Fallot. *Soc. Géol. France*, t. 1, pp. 227-264.
- (1962).—«La Unidad de Paterna en el N de la provincia de Cádiz». *Nat. y Com. I. G. M. E.*, núm. 67, pp. 103-108.
- (1968).—«Etude géologique du Nord de la Province de Cadix (Espagne méridionale). Thèse d'Etat. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 69, 377 pp.
- CHAUVE, P.; DIDON, J.; MAGNE, J., y PEYRE, Y. (1967).—«Aclaraciones sobre la edad de los fenómenos tectónicos mayores de las Cordilleras Béticas Occidentales». *Nat. y Com. I. G. M. E.*, núm. 93, pp. 97-103.
- COLOM, G. (1952).—«Aquitanian-Burdigalian deposits of the North Betic strait, Spain». *Fourn. Pal.* XXVI, pp. 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, pp. 331-335.
- DIDON, J. (1969).—«Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)». These d'Etat. Paris, 539 pp.
- (1977).—«Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du material flysch á la périphérie de l'arc de Gibraltar Conséquences». *Bull. Soc. Géol. France*, t. XIX, núm. 4, pp. 765-767.
- DIDON, J., y DURAND DELGA, M. (1973).—«Géodynamique de la Méditerranée occidentale». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 160-188.
- DIDON, J.; DURAND DELGA, M., y KORNPROBST, T. (1973).—«Homologies géologiques entre deux rives du détroit de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 77-105.
- DURAND DELGA, M. (1973).—«Hypothèses sur la genése de la coorbure de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 119-120.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, F. (1969).—«Aportaciones geofísicas al conocimiento de los acuíferos en las proximidades de Chiclana de la Frontera, Puerto Real y Puerto de Santa María (Cádiz)». *Boll. Géol. y Min. I. G. M. E.*, t. 80, fasc. 3, pp. 252-261.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1924).—«Mapa geológico de la provincia de Cádiz E. 1:100.000». *I. G. M. E.*, 4 Hojas.
- (1926).—«Costas Españolas del Estrecho». *XIV Cong. Géol. Inter.*, Madrid Ex. A-1 (Estrecho de Giralta), pp. 23-136.
- (1927).—«Cádiz y su bahía en el transcurso de los tiempos geológicos». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 49, pp. 219-245.
- (1959).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Explicación de la Hoja número 1.061, Cádiz». *I. G. M. E.*

- GIGOUT, M.; CADET, J. P., y PIERRE, G. (1974).—«Sur le comportement de l'arc de Gibraltar en Quaternaire récent, d'après les formations littorales». *2em R. An. des Sciences de la Terre*, p. 187.
- GIRAUD, R. (1974).—«Sur la tectonique des zones externes de l'Arc de Gibraltar». *2em R. An. des Sciences de la Terre*, p. 266, Nancy, 1974.
- LHENAFF, R. (1977).—«Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)». *Thèse d'Etat*, 707 pp. Un. Paris Sarbone.
- MABESOONE, J. M. (1963).—«Coastal sediments and coastal developments near Cádiz (Spain)». *Géol. en Mijnb.*, v. 42, pp. 29-43.
- (1966).—«Depositional environment and provenance of the sediments in the Guadalete Estuary (Spain)». *Geol. en Minjb.*, v. 45, pp. 25-32.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1972).—«Stratigraphie du Néogène de l'extrémité nord-occidentale de la zone subbétique dans la province de Cádiz (Espagne Sud-Ouest)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), XIV, pp. 127-136.
- MELIERES, F. (1973).—«Dynamique sédimentaire récent dans le Golfe de Cádiz révélée par les minéraux lourds». *R. An. des Sciences de la Terre*, p. 295.
- (1974).—«Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golphe de Cádiz (Espagne)». *Thèse d'Etat*, 235 pp.
- PERCONIG, E. (1960-1962).—«Sur la constitution géologique d'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)». *In Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot. Mem. 4 serie S. G. F.*, t. 1, pp. 229-256.
- (1969).—«Bioestratigrafía del Neógeno mediterráneo basado en las Foraminíferas planctónicas». *Rev. Esp. Micropal.*, 1, pp. 103-111.
- (1973).—«El Andalucense». *XIII Congr. Eur. Micropal. España*, pp. 201-223, C. N. G. ENADIMSA, Madrid.
- PIERRE, G., y GIGOUT, M. (1976).—«Sur la déformation du littoral andalou de Marbella à Cadix, au cours du Quaternaire récent». *Reun. Géol. Cordilleras Béticas y Mar de Alborán*, Granada.
- PORTA, de J. (1957).—«Bibliografía sobre el Cuaternario marino de las costas Atlánticas de España». *Est. Géol.*, t. 13, núm. 34, pp. 153-165.
- ROBERTS, D. G. (1970).—«The rif-betic orogen in the Gulf of Cádiz». *Marine Geology*, t. 9, pp. 31-37.
- VIGUIER, C. (1974).—«La Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas-Guadalquivir». *Thèse d'Etat. Faculté Sciences. Bourdeaux*, 450 pp.
- (1975).—«Les grands traits de la tectonique du bassin Néogène du Bas Guadalquivir (Espagne du SO)». *3em R. An. des Sciences de la Terre*, p. 380.
- ZAZO, C. (1980).—«El Cuaternario Marino-Continental y el Límite Plío-Pleistoceno en el litoral de Cádiz». *Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid*.
- ZAZO, C., y OVEJERO, C. (1976).—«Niveles marinos cuaternarios en el lito-

- ral de la provincia de Cádiz». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, núm. 5, pp. 142-145.
- 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 Plío-Pleistoceno en la Bahía de Cádiz». *Trab. sobre Neógeno-Cuaternario*, núm. 6, pp. 319-336.
- ZAZO, C.; GOY, J. L., y DABRIO, C. (1983).—«Medios marinos y marino-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno». *Mediterránea*, núm. 2, pp. 29-52.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID

I.S.S.N. 0373-2096

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía