

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

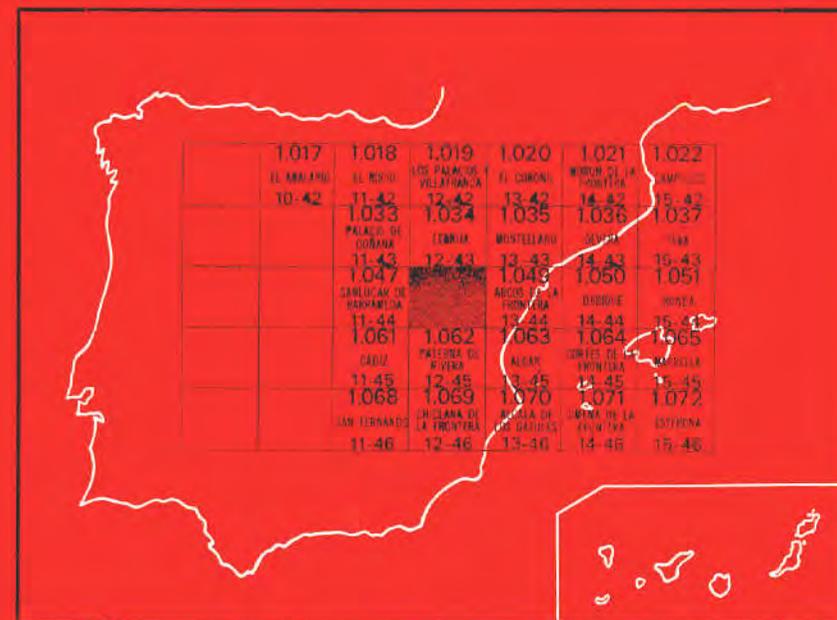
E. 1:50.000

JEREZ DE LA FRONTERA

Segunda serie - Primera edición


 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


INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

JEREZ DE LA FRONTERA

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por Investigaciones Geológicas y Mineras, Sociedad Anónima (INGEMISA), bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y Memoria: J. Divar Rodríguez, Licenciado en Ciencias Geológicas; F. J. Roldán García, Licenciado en Ciencias Geológicas, y J. D. Borrero Domínguez, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Para el Plioceno Superior-Cuaternario: C. Zazo Cardeña, Doctora en Ciencias Geológicas, y J. L. Goy Goy, Doctor en Ciencias Geológicas.

Sedimentología: Detríticos: C. J. Dabrio González, Doctor en Ciencias Geológicas. Carbonatos: P. Ruiz Ortiz, Doctor en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología: Levigados y láminas: J. M. González Donoso, Doctor en Ciencias Geológicas; D. Linares Rodríguez, Doctor en Ciencias Geológicas, y F. Serrano Lozano, Doctor en Ciencias Geológicas. Nannoplancton: P. Aguilar Ortiz, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Geomorfología. C. Zazo Cardeña, Doctora en Ciencias Geológicas, y J. L. Goy Goy, Doctor en Ciencias Geológicas.

Estudios especiales de moronitas: E. Galán Huertos, Doctor en Ciencias Geológicas; I. González Díez, Licenciada en Ciencias Geológicas; E. Mayoral Alfaro, Licenciada en Ciencias Geológicas, y A. Miras Ruiz, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Supervisor del IGME: A. García Cortés, Doctor Ingeniero de Minas.

Asesoría técnica: J. Baena Pérez, Licenciado en Ciencias Geológicas.

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

Depósito Legal: M - 2.429 - 1988

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 a escala 1:50.000 número 1.048, «Jerez de la Frontera», se extiende entre las coordenadas 36° 40' 04"-36° 50' 04" latitud Norte y 5° 51' 10,8"-6° 11' 10,8" longitud Oeste (Greenwich). Este área pertenece en su totalidad a la provincia de Cádiz, dentro de Andalucía Sur-occidental.

El drenaje superficial se realiza hacia el S y SO, hacia el río Guadalete que corta la esquina SE de la Hoja, menos en el cuadrante NO en el que pequeños arroyos fluyen hacia otros afluentes del Guadalquivir en su cercana desembocadura.

Si se exceptúan los modestos relieves Subbéticos de la Sierra de Gíbalbín (412 metros en el vértice Gíbalbín), cuya coronación se encuentra en el borde norte de la Hoja, y el Guijo (181 m.), mitad sur del borde este, el resto del área está representada por formas suaves monótonas, donde además las llanuras aluviales cobran notable extensión. Forman colinas de relieve poco acusado, a modo de ejemplo caben destacar: Mesas de Asta (71 m. en el vértice Rosario), Cerro Blanco (165 m.) y Sierra Gamaza (215 m. en el vértice Gamaza). Todo ello se traduce en una cierta dificultad cartográfica de amplios sectores, modelados en rocas blandas sobre los que se han originado potentes suelos, frecuentemente cubiertos de cultivos. Al mismo tiempo, son muy escasos los cortes en los que puede realizarse un muestreo detallado o un análisis exhaustivo de las superficies de contacto.

Toda la comarca está inmersa en una gran explotación agrícola de la que cabe destacar el intenso cultivo de la vid, especialmente encima de las «albarizas» o «moronitas», que da fama a esta región.

0.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

Dejando aparte algunas referencias antiguas de lugares próximos a la Hoja, como las debidas a CALDERON y ARANA (1980) (diatomitas de Morón) y a MACPHERSON (1872) (estudios en la provincia de Cádiz), es a GAVALA y LABORDE 1918 a 1959) a quien se deben los primeros datos geológicos referentes a esta región, mención especial merecen sus cartografías a escala 1:100.000 a 1:50.000.

La región que limita por el SE fue estudiada por CHAUVE, P. (1968). Anteriormente PERCONIG, E. (1960-62) define por primera vez el manto de Carmona y, en 1971, fija su emplazamiento como intra-tortonense; con GRANADOS, L. (1973) estudia los materiales miocenos autóctonos en la «sección de Arcos de la Frontera»; junto a AGUIRRE, E. (1973) define el estratotipo del mioceno terminal «Andalucense» en el Corte de Carmona (Sevilla).

La tesis doctoral de VIGUIER, C. (1974) trata sobre la bioestratigrafía del Neógeno del Guadalquivir, describiendo un corte, el de Mesa de Asta, dentro de la Hoja de Jerez de la Frontera, y otros en lugares próximos a la misma.

En 1976 BENKHELIL, J., en su tesis de tercer ciclo, lleva a cabo el «estudio neotectónico de la terminación occidental de las Cordilleras Béticas», con un mapa 1:400.000, en el que expone los resultados.

Un estudio completo del Plioceno Superior y del Cuaternario marino y continental de toda la región (Golfo de Cádiz) lo realiza en su tesis doctoral ZAZO CARDEÑA, C. (1980).

Es uno de los autores del presente trabajo; sus investigaciones se verán reflejadas en los apartados correspondientes.

Se ha contado también con los datos recientes de las vecinas Hojas del plan MAGNA (2.ª serie):

- 1034 Lebrija, BASCONES ELVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1977).
- 1049 Arcos de la Frontera, JEREZ MIR, L. (1983).
- 1062 Paterna de Rivera, BAENA, J. et al. (1983).

Para el encuadre geológico general se ha consultado la «Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (S. str.)» de BAENA, J., y JEREZ MIR, L. (1982).

0.3 ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

La Hoja de Jerez de la Frontera (1048) se encuentra en el borde SO de la Depresión del Guadalquivir, en la zona de contacto de dicha depresión con el extremo occidental de las Cordilleras Béticas.

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 de fenómenos tectónicos mayores, y situada entre los 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 estructura de manto de corrimiento, y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando 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» correspondiendo al borde de la placa europea, y parte de las «Zonas Internas». El resto de las «Zonas Internas» aflora en amplios sectores de las zonas africana y europea, que rodean al 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 serían la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora muy resumidamente las características de ambas zonas.

La *Zona Prebética*: Es la más externa, y se deposita sobre una corteza continental, 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 Jurásico Superior y Cretácico Inferior, algunos autores la subdividen en tres dominios:

- Prebético Externo.
- Prebético Interno.
- Prebético Meridional.

BAENA, J., y JEREZ, L., 1982, diferencian los dos primeros dominios teniendo en cuenta las diferentes Facies en el Cretácico y en el Paleógeno.

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 hasta facies turbidíticas a partir del Jurásico terminal. Igualmente, en cierto sector existió volcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la sedimentación 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.
- Subbético Interno.

El Subbético Externo incluiría parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos (Unidades Intermedias en el sentido de RUIZ ORTIZ, P. A., 1980) 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 se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico y que representaría un umbral sedimentario y probablemente marcaría el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. La primera alusión a esta Zona corresponde a DOUVILLE, 1906, siendo posteriormente definida también por BLUMENTHAL y FALLOT.

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 (BAENA, J., y JEREZ, L., 1982). Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona Mediana, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flyschs 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 zona más profunda se depositaron radiolaritas, y a partir del Jurásico Superior potentes formaciones turbidíticas que se fueron sucediendo hasta el Mioceno Inferior. El espacio ocupado por esta zona, probablemente, y a partir del Eoceno Medio-Superior, fue invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales donde había evolucionado (subplaca de Alborán), con lo cual, lo que en principio era una sola zona se estructura en varias partes situadas a uno u otro lado de la Zona Bética, existiendo una posible Zona Circumbética ibérica y otra africana, enlazadas por lo que hoy es el Arco de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética se pueden distinguir en base a las

características de sedimentación, tanto jurásicas como cretácicas y terciarias varios dominios:

Complejo de Alta Cadena
Complejo Predorsaliano y
Complejo Dorsaliano.

El Complejo de Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético Interno. Este complejo 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 ocuparían una amplia zona, posteriormente empujada y distorsionada (subducida, obducida o arrastrada) 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, le arrastró y dibujó la orla que actualmente constituye alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollase 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
Complejo Nevado-Filábride

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de techo a muro es la descrita anteriormente, pero sin que 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 ubicación de la Zona Bética, en el Mioceno Inferior se produce el evento tectónico más espectacular de la Cordillera Bética, 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 Triás sufre una extrusión y se ex-

tiende en diversas láminas cubriendo amplias zonas, con retrazos de su cobertera que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Triás y sus coberteras no identificadas podrían considerarse como *Subbético indiferenciado*.

Posteriormente, se depositan, en el sector occidental, sobre las partes deprimidas, las silixitas y las «albarizas» o «moronitas», bien sobre el Triás y/o cretácico superior subbéticos, o bien sobre algunas unidades de la Zona Circumbética ya desplazadas.

Probablemente a partir del Burdigaliense Superior parece que se produce una cierta elevación en la Zona Subbética, quizá como un ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento a un lado y otro de su eje de formaciones alóctonas desenraizadas, que se mezclaron, dando lugar a una masa de aspecto más o menos caótico (arcillas con bloques) y en la que ya están implicadas las «moronitas», que puede considerarse *tecto-sedimentaria* e incluso tectónica. Este último evento pudo desdibujar las estructuras existentes y dar un aspecto aún más caótico del que ya existía.

En todo este resumen, la Hoja de Jerez de la Frontera está situada en el borde noroccidental del mismo, incluye materiales de la Zona Subbética corridos en dirección E-O y SE-NO, que no se pueden asignar a un dominio concreto de dicha zona. Están en ella presentes también abundantes depósitos de «moronitas» o «albarizas», así como materiales autóctonos de edades Mioceno hasta Cuaternario reciente.

Durante el proceso postectónico (Mioceno Superior-Plioceno Superior) la zona pasa por un período de distensión que da origen a la cuenca del Guadalquivir, donde van a parar muchas de las unidades alóctonas descritas y que arrastran a las «albarizas», dando lugar a grandes masas olistostrómicas. En este proceso distensivo se origina también la Bahía de Cádiz sobre el bloque hundido de una gran fractura de dirección ENE-OSO.

La Hoja de Jerez de la Frontera está situada dentro de la subcuenca neógena conocida bajo el nombre de Jerez-Arcos, en la que se acumulan potentes series marinas del Mioceno Superior y Plioceno Inferior y Medio.

Durante el Plioceno Superior el mar ya no ocupa esta cuenca, en la que se van a desarrollar lagos someros sin comunicación con el mar, con una sedimentación básica con precipitación de caliza y formación de niveles orgánicos.

En los comienzos del Cuaternario se dibuja la red de drenaje que hoy se conoce; el Guadalquivir, río fundamental de este área, recorría, mediante uno de sus brazos distributarios, la zona este de Jerez a través de los Llanos de Caulina, desde donde se dirigía a través de la Cartuja hacia el Puerto de Santa María, próximo al cual desemboca.

Constituye la Hoja de Jerez una de las áreas privilegiadas para el estudio

de los movimientos compresivos cuaternarios al estar enclavada en el sector de mayor intensidad de estos movimientos, como continuación de la «franja tectónica Teba-Arcos-Jerez».

La Sierra de Gíbalbín, que constituye uno de los rasgos morfológicos más destacables del relieve, es recorrida por multitud de arroyos que han dado origen, a lo largo del Cuaternario, al desarrollo de varias secuencias de abanicos aluviales.

En el borde nor-occidental de la Hoja las zonas más deprimidas constituyen la terminación meridional de las marismas del Guadalquivir, sobre las que en época reciente se desarrollan los suelos negros o tirs característicos de la región andaluza.

1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Jerez de la Frontera la estratigrafía se divide en tres grupos de materiales:

- Sedimentos alóctonos, que han sufrido desplazamientos horizontales después de su depósito.
- Sedimentos para-autóctonos o autóctonos, que se depositaron antes, durante e incluso después de tales movimientos. Correspondientes a la Zona Subbética.
- Sedimentos autóctonos, no han sufrido desplazamientos, pero pueden estar suavemente plegados, por haber sufrido fenómenos de diapirismo, reajustes y neotectónica.

Al tratar cada uno de los diferentes materiales se hará constar su número de identificación en la leyenda que acompaña a la cartografía.

En general, al enumerar la microfauna clasificada, se ha omitido una gran parte de las especies encontradas, citando aquellas que tienen mayor interés para la datación o diferenciación estratigráfica. En la información complementaria existen las fichas de informe Paleontológico de todas las muestras estudiadas, con las relaciones completas de fauna.

1.1 ZONA SUBBETICA

A continuación se describen los materiales adscritos desde el punto de vista paleogeográfico a esta Zona.

1.1.1 TRIASICO

En diversos puntos de la Hoja aparecen materiales constituidos por

margas y arcillas multicolores, areniscas, yesos, con calizas y dolomías, intercalados, que corresponden al Triásico con facies «germano-andaluza» y en los que nunca se observa su muro en contacto con el Paleozoico.

1.1.1.1 Arcillas abigarradas, areniscas y yesos (1)

La gran mayoría de los depósitos triásicos están constituidos por una mezcla, generalmente caótica, de arcillas, a veces margosas, de colores que varían desde el rojo intenso a amarillo o violáceo, con areniscas micáceas de grano medio o fino de color verde-rojizo, y yesos blancos, traslúcidos o rojos, con abundantes «jacintos de Compostela». También con depósitos de sal, que se manifiestan en la concentración de las aguas de algunos arroyos.

Existen pequeñas brechas de cemento yesífero, para BOURGOIS (1978) resedimentaciones que avalarían el carácter tecto-sedimentario del Subbético. BAENA, J. (1983) les da origen tectónico y las sitúa en las cicatrices de grandes cabalgamientos o de rupturas y repeticiones en la serie triásica.

Estos materiales son atribuibles al Keuper, aunque no se puede afirmar por criterios paleontológicos. Su potencia no es posible medirla, dadas la no existencia de muro, su aloctonía, el carácter caótico y posibles repeticiones de la serie, pero se puede estimar un mínimo de 600 m. En la vecina Hoja de Arcos, bajo el Mioceno de Bornos, un sondeo petrolífero cortó más de 2.500 m. de Triásico.

El ensayo de serie estratigráfica de CHAUVE (1968) para el Triás en esta región fue:

- A muro, serie arcillosa con yesos y dolomías. Triás Inferior (Muschelkalk Inf.?).
- Conjunto de dolomías y arcillas con bancos de calizas. Muschelkalk.
- A techo, arcillas y yesos con niveles de dolomías y areniscas, en ésta se instalan las «ofitas». Keuper.

1.1.1.2 Ofitas. Rocas volcánicas (2)

Unicamente se han cartografiado dos afloramientos muy puntuales de ofitas en la Hoja de Jerez, por lo que se ha considerado oportuno introducir este epígrafe en Estratigrafía. El más importante se sitúa en el Cortijo de la Sierra (borde N de la Hoja) y ha sido explotado en una cantera para áridos de construcción.

Estas rocas, de tonalidades verdosas oscuras, están muy alteradas en superficie, donde se aprecian vetas blanquecinas (probablemente sean rellenos de calcita procedente de plagioclasas) y óxidos de hierro (proce-

dentes de ferromagnesianos y sulfuros diseminados). La alteración superficial de dichas rocas ofrece una disyunción en bolas.

Al microscopio presentan generalmente una textura ofítica a subofítica y ocasionalmente porfídica hipidiomórfica. Esto indica unas condiciones de enfriamiento de la roca de suaves a relativamente rápidas, según se esté en posiciones centrales o marginales respectivamente de la colada subintrusiva. Como minerales principales: plagioclasas cálcicas, piroxenos, biotita y cuarzo. Como minerales accesorios: esfena, ilmenita, piritita y opacos.

1.1.1.3 Calizas y dolomías (3)

Englobadas en la masa de arcillas, areniscas y yesos, afloran calizas y dolomías de varios tipos: dolomías gris oscuras, carniolas, caliza gris clara algo brechoide. Su edad dentro del Triásico es difícil de diferenciar, en las vecinas Hojas de Lebrija y de Arcos de la Frontera se ha encontrado *Fronicularia woodwardi*, atribuible al Muschelkalk. En esta Hoja las muestras han sido azoicas, pero es muy probable que pertenezcan al Triásico Medio. La potencia de estos afloramientos de calizas y dolomías en ningún caso sobrepasan los 30 metros; constituyen, junto con los yesos, la mayor parte de los materiales canterables.

1.1.2 CRETACICO

Materiales de esta edad se encuentran en pequeñas manchas rodeadas de Trías y aparentemente flotando encima de él. Los contactos son mecánicos. Está mejor representado en la Sierra de Gibalbín y en el Cerro del Guijo (borde E de la Hoja).

Merece especial atención la Sierra de Gibalbín, constituida por una sucesión de capas comprendidas entre el Neocomiense y el Eoceno, y que con pequeños pliegues, fallas y reajustes buzan al NO variando entre 10° y 75°. GAVALA, J. (1959) y CHAUVE, P. (1968) indican la presencia de Jurásico en el término más bajo de la Sierra, en la parte de la misma que aflora en la Hoja de Jerez no se ha encontrado, quizá quede debajo de los coluviones y del sistema de abanicos aluviales que rodean la Sierra.

1.1.2.1 Calizas margosas grises con Ammonites: Neocomiense-Barremiense (4)

En las primeras estribaciones por el este de la Sierra de Gibalbín (Cerro Tinaja, Cortijo de la Blanquita) aparecen unas margo-calizas y calizas margosas grises con abundante fauna de Ammonites:

Pseudothurmannia provençalis WIEDMANN
Crioceratites balearis NOLAN
Plesiospidiscus rebouli KILLIAN
Phyllopachyceras sp.
Hypophylloceras sp.

En la vecina Hoja de Lebrija están también: *Subcosterella* sp. y *Protoanciloceras* sp.

Esta fauna indica una edad Hauteriviense Superior (Zona Angulicostata), en un ambiente marino pelágico.

La microfauna recogida en las intercalaciones más margosas se ha clasificado como: *Lenticulina muensteri* (ROEMER), *Lenticulina ouachensis* (SIGAL), *Lenticulina heiermanni* (BETT) del Hauteriviense-Barremiense. En otro afloramiento al SO del Cerro del Guijo la misma fauna y también *Lenticulina guttata* (TENDAM).

El análisis petrológico de los niveles más calcáreos indica un 98 por 100 de micrita con un 2 por 100 de cuarzo, siendo la fracción predominante en los terrígenos el limo medio (silt) y el tamaño de los constituyentes autígenos cristalino fino, en un ambiente de sedimentación pelágico.

El muro de estos depósitos no es visible por estar recubierto por el conjunto de abanicos aluviales que bordea la sierra; no obstante, su potencia sobrepasa los 40 metros.

1.1.2.2 Margas grises y amarillentas: Aptiense-Albiense (5)

Materiales de esta edad afloran en dos sitios muy separados entre sí; el primero de los cuales es directamente encima de las margo-calizas Neocomiense-Barremiense, y concordantes con ellas aparecen unas margas grises oscuras, limosas, con piritita y micas en pequeña proporción e infrecuentes niveles calcáreos discontinuos y de poco espesor. No presentan una buena estratificación. Se han identificado materiales desde el Aptiense Superior al Vraconiense: Aptiense Superior, con «*Planomalina*» *cheniourensis* (SIGAL) y *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI); Aptiense terminal, con *H. trocoidea*, *Ticinella bejaouaensis* (SIGAL) y *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE); Albiense Medio, con *Ticinella primula* (LUTERBACHER) y *Favusella*, sin *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI) típicas; Albiense Superior (Vraconiense Inferior), con *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI).

El segundo afloramiento, más pequeño, en el Cerro del Guijo, con margas grises y amarillentas y niveles calcáreos, micritas, que indican una sedimentación tranquila en una profunda llanura submarina; han dado en gran parte la misma microfauna: *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *T. raynaudi* (SIGAL), *T. primula* (PREMOLI SILVA), *T. praeticinensis* (SIGAL), pudiendo asimilarla al Albiense Superior.

Aunque no existe un buen afloramiento, en el cual levantar una serie de detalle de estos materiales, su potencia debe sobrepasar los 50 metros.

1.1.2.3 Alternancia de margo-calizas y margas blancas, con niveles milimétricos de areniscas calcáreas. Ocasionalmente calizas y margo-calizas de tonos asalmonados: Cretácico Superior (6)

Materiales de edad Cretácico Superior aparecen flotando encima del Triás en varios puntos de la Hoja; en estos afloramientos dispersos se encuentra microfauna que corresponde desde el Cenomaniense Inferior hasta el Maastrichtiense Medio-Superior. El mejor afloramiento es en la Sierra de Gibalbín, encima de las margas grises del Aptiense-Albiense. Se trata de una alternancia de margo calizas y margas blancas, con niveles intercalados, de pequeño espesor (mm) y escasa continuidad lateral, de areniscas calcáreas; también a veces aparecen intercaladas las «capas rojas», conocida facies de la Zona Subbética de margas y margo-calizas de color rojo salmón. En los afloramientos de la Sierra de Gibalbín, por existir pliegues y fallas y no conservarse bien la estratificación, no se han separado pisos en la cartografía, pero la serie muestreada abarca desde el Turoniense Superior al Maastrichtiense, y especialmente Coniaciense, Santoniense y Campaniense.

Por la microfauna del Cretácico Superior clasificada se trata de materiales del Senoniense. Se han identificado el Coniaciense (no basal)-Santoniense Inferior con *Dicarinella concavata* (BROTZEN) y sin *D. asymetrica* (SIGAL), el Santoniense Superior, con *D. asymetrica* (SIGAL) y sin *Globotruncanita*, el Campaniense Inferior con *Globotruncanita* entre otras *G. elevata* (BROTZEN) y sin *Globotruncana ventricosa* (WHITE), el Campaniense Medio, con *G. ventricosa*, sin *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN) ni los *Globotruncanidae* del Maastrichtiense Inferior vg. *G. falsostuarti* (SIGAL) y el Campaniense Superior con *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN).

Asimismo los siguientes Nannofósiles calcáreos: *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Eiffellithus eximius* (STOVER), *Lucianorhabdus* cf. *quadrifidus* FORCHHEIMER, etc., que indican edad Turoniense Superior a Campaniense Medio.

En el afloramiento del Cerro del Guijo aparecen además materiales del Cenomaniense Inferior con *Rotalipora apenninica* (KENZ), *R. montsalvensis* (MORNOD), *R. gandolfi* (PREMOLI SILVA y LUTERBACHER), *R. reicheli* (MORNOD), etc.

Los análisis petrológicos de los niveles calcáreos indican que se trata de micritas con abundantes restos fósiles, formados en un ambiente de depósito profundo, en abanicos o llanuras submarinas.

No se ha podido establecer la columna completa ni por tanto la potencia,

en cualquier caso, la serie Cretácico Superior de Gibalbín supera los 120 m. de potencia.

1.1.3 PALEOGENO

Materiales de los diferentes pisos que componen el Paleógeno se encuentran tanto coronando la Sierra Gibalbín como en su ladera NE y repartidos en pequeños afloramientos en la mitad este de la Hoja. No ha sido posible definir con precisión su estratigrafía, por ello se han cartografiado como una serie de:

1.1.3.1 Margas blancas y calizas detríticas bioclásticas (7)

En las partes más altas de la Sierra de Gibalbín existen unas calizas detríticas recristalizadas con microfauna correspondiente al Paleoceno, sobre ellas se dispone una potente serie de margas blancas con intercalaciones calcáreas y arenosas cuyos muestreos dan edades Eoceno-Oligoceno hasta el Aquitaniense Inferior. La potencia total del Paleógeno no se ha podido determinar, pero sin duda sobrepasa los 200 metros.

Los levigados de las muestras tomadas en estos materiales han librado microfauna perteneciente al Paleógeno. Concretamente se ha podido datar el Paleoceno Medio, con *Morozovella angulata* (WHITE), *Acarinina praeangulata* BLOW, etc., y ausencia de *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI y de *Morozovella gr. velascoensis* (CUSHMAN); el Paleoceno Superior, con las dos últimas especies mencionadas más *Morozovella occlusa* (LOEBLICH y TAPPAN), *M. subbotinae* (MOROZOVA), etc.; el Eoceno Inferior, con *Morozovella aragonensis* (NUTTAL), *Muricoglobigerina soldadoensis* (BRONNIMANN), *Globigerina lozanoi* COLOM, etc.; el Eoceno Medio, con *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), etc. Una muestra de un afloramiento aislado contiene fauna del Eoceno Superior (*Globorotalia cerroazulensis* (COLE), *Turborotalia increbescens* (BANDY), *Globigerina eocaena* GUEMBEL, etc.). En fin, se han incluido también en este tramo materiales no diferenciables cartográficamente de los anteriores, pero que presentan microfaunas características del Oligoceno; las muestras recogidas en ellos han permitido datar el Oligoceno Medio, con *Turborotalia opima* (BOLLI), *T. increbescens* (BANDY), *Globigerina gortanii* BORSETTI, etc., y el Oligoceno Superior, con *Globigerina angulisuturalis* BOLLI, *Turborotalia opima* (BOLLI), etc.

Las intercalaciones calcáreas se han muestreado en la parte baja de la serie, dando una caliza de *Miocrocodium* de edad Montienense (Paleoceno Medio), con el 65 por 100 de fósiles, 21 por 100 de micrita y el 14 por 100 restante de cuarzo, ambiente de sedimentación de plataforma, y también de

edad Eoceno Inferior otra muestra dio: 15 por 100 de micrita, 50 por 100 de fósiles, 30 por 100 de intraclastos y 2 por 100 de cuarzo, en un ambiente de sedimentación turbidítica, tratándose de una calcarenita.

Resumiendo, la serie paleógena que aparece en la Hoja de Jerez presenta una sedimentación más detrítica que la cretácica, con episodios rítmicos y niveles calcáreos que hacia la base se parecen a los más altos del Cretácico Superior, por lo cual hacen difícil marcar el límite con esta unidad; a medida que subimos en la serie se van haciendo más arenosos.

1.2 FORMACIONES PARA-AUTOCTONAS O AUTOCTONAS

1.2.1 MIOCENO

1.2.1.1 Margas blancas, limos silíceos con radiolarios y diatomeas «moronitas» y/o «albarizas». Aquitaniense Medio-Tortoniense Superior (8)

Las «moronitas», denominación local dada a las margas con diatomeas encontradas cerca de Morón de la Frontera (Sevilla) por CALDERON y PAUL en 1886, tienen una amplia distribución por toda la cuenca del Guadalquivir, desde Jaén hasta Sanlúcar de Barrameda en Cádiz, con edades que van desde el Oligoceno (CHAUVE, 1968) al Mioceno Superior (Andaluciense), si bien predominan los más modernos (CALVO SORANDO, 1981).

Además existen diatomitas en Albacete y Murcia, la mayor parte formadas en ambientes salobres (Hellín, Elche de la Sierra), y también en Almería (Carboneras, Serrata de Níjar) de origen marino.

La facies típica moronítica consiste en margas muy ligeras y de aspecto foliar de color blanco, gris o ligeramente amarillento (a veces coloreada de óxido de hierro) que contienen diatomeas, radiolarios, foraminíferos, silicoflagelados, espículas, etc. Sobre ellas es típica la formación de suelos negros.

En general, de la revisión bibliográfica sobre el tema, se deduce que existe una gran controversia para la asignación cronológica de la microfauna encontrada, así como sobre su origen y condiciones paleoambientales de depósito, y sobre el carácter autóctono, parautóctono o alóctono de estas margas blancas.

GAVALA (1959) las atribuye una edad Oligoceno, COLOM (1957) las cita como Aquitano-Burdigaliense, pero con la presencia de *Orbulina universa* D'ORB. Conocimientos micropaleontológicos más actualizados permitieron a PERCONIG (1964) diferenciar dos tipos distintos: Sin *Orbulina* de edad Aquitaniense-Burdigaliense, y con ella de edad Tortoniense-Andaluciense. Las distintas muestras y estudios posteriores, incluidos los realizados durante el XIII COLOQUIO EUROPEO DE MICROPALAEONTOLOGIA (1973), hacen pen-

sar que existan «moronitas» y/o «albarizas» desde el Aquitaniense Medio hasta el Tortoniense-Andaluciense, pero distribuidas en dos grupos, las «antiguas» de edad Aquitaniense Medio-Langhiense Inferior, y las «modernas» que irían desde el Serravaliense hasta el Tortoniense Superior-Andaluciense, con mayor incidencia en el Tortoniense Superior-Andaluciense.

BAENA, J. (1983), en la Hoja de Paterna encuentra ambas, a veces conjuntamente o, a veces sólo las más «antiguas» y cita que 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 la información complementaria de esta Hoja puede consultarse el estudio de caracterización, realizado por el equipo del Departamento de Geología de la Universidad de Sevilla, dirigido por el profesor GALAN HUERTOS, E. (1985), sobre las moronitas de las Hojas de Jerez (1.048), Sanlúcar (1.047) y Carmona (985).

En la región de Jerez de la Frontera son conocidas como «albarizas» por su color blanco y sobre ellas se sitúan la gran mayoría de los estupendos viñedos de la zona, otra característica que llama la atención sobre ellas es su bajo peso específico.

Los análisis mineralógicos de las muestras tomadas arrojan los siguientes resultados:

Son margas con intercalaciones de margo-calizas, con apenas el 10 por 100 de cuarzo, entre 35 y 50 por 100 de carbonatos y entre 40 y 55 por 100 de filosilicatos, de estos materiales de la arcilla los más abundantes son esmectitas (63-75 por 100), luego illitas (14-27 por 100) y por último caolinitas (11-17 por 100), tienen trazas de feldespatos y de ópalo. Presentan una granulometría fina, con un porcentaje insignificante o nulo de tamaños superiores a las 63 micras, predominando los tamaños comprendidos entre 2 y 20 micras. Se pueden definir como limos arcillosos, ya que en general más del 80 por 100 de las muestras poseen al menos el 75 por 100 inferior a 20 micras.

Se caracterizan por la gran abundancia de diatomeas céntricas sobre las pennales, de radiolarios (Nassellarianos y Spumellarianos en porcentajes similares) y de espículas silíceas de esponjas (monactinélidas, tetractinélidas y lithístidas).

La fuerte presencia de formas del fondo (diatomeas pennales y esponjas) entre las acumulaciones planctónicas, inducen a considerar un medio bentónico no muy profundo (inferior a los 300 m., corroborado por la no presencia de hexactinélidas) donde serían frecuentes los aportes de plancton marino, propio de zonas pelágicas abiertas, pudiendo coexistir incluso con formas de habitat más profundo: plancton mesopelágico, arrastradas allí por corrientes de convección, fluctuaciones estacionales en el suministro de componentes sedimentarios orgánicos y/o inorgánicos.

El estudio de los foraminíferos de las muestras tomadas en la Hoja de Jerez indica que los materiales más antiguos de facies asimilables a las albarizas presentan edades del Aquitaniense y del Burdigaliense Inferior. Se caracterizan, generalmente, por la presencia de intercalaciones calcáreas, ausentes en las albarizas de edades más modernas; sin embargo, la mala exposición de los afloramientos no permite, en la mayoría de los casos, una individualización cartográfica. Las muestras recogidas en estos materiales han permitido datar el Aquitaniense Superior, probable, con *Gobigerinoides gr. trilobus* (REUSS), *G. primordius* BLOW y BANNER, *Catapsydrax gr. dissimilis* (CUSHMAN y BERMUDEZ) y el Burdigaliense Inferior, con asociaciones similares a la anterior (en muchos casos sin *G. primordius*) más *Globigerinoides alti aperturus* BOLLI, y, generalmente, *G. subquadratus* BRONNIMANN.

Las muestras recogidas en el resto de las albarizas han permitido distinguir los diferentes intervalos entre el Burdigaliense Superior y el Tortoniense Superior, parte baja. Las asociaciones del Burdigaliense Superior se han caracterizado por la presencia de *Globigerinoides gr. trilobus* (REUSS), *G. bisphaericus* TODD, *G. subquadratus* BRONNIMANN, a veces *Praeorbulina sicana* (DE STEFANI), en cuyos casos permite determinar la parte terminal, y ausencia de *Catapsydrax gr. dissimilis* (CUSHMAN y BERMUDEZ) y de *Praeorbulina glomerata* (BLOW). El Langhiense se ha caracterizado por la presencia de la última especie indicada y, en ocasiones, *Orbulina* (lo que permite distinguir una parte inferior sin *Orbulina* y una parte superior con este elemento) y en todo caso sin microfauna característica del Serravaliense. Los intervalos distinguidos en el Serravaliense se han caracterizado por las apariciones sucesivas de *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN y STAINFORTH (Serravaliense Inferior), *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES y BRADY) (Serravaliense Medio) y *Globigerina nepenthes* TODD, junto con desaparición de *Globigerinoides subquadratus* BRONNIMANN (Serravaliense Superior). El Serravaliense terminal-Tortoniense basal se ha caracterizado por presentar asociaciones comunes al Serravaliense y al Tortoniense, pero sin *Turborotalia siakensis* (LE ROY) ni *T. acostaensis* (BLOW). El Tortoniense Inferior se ha determinado por la presencia de *T. acostaensis* (dextrosa) y ausencia de *T. humerosa* (TAK. y SAITO) y de *Globorotalia plesiotumida* BLOW y BANNER. Finalmente, el Tortoniense Superior, parte baja, se ha caracterizado por contener *T. humerosa* y otros elementos del grupo de *T. acostaensis-T. pachyderma* con enrollamiento dextroso y, en ocasiones, *G. plesiotumida*.

A veces presentan intercalaciones de margocalizas, las dos muestras estudiadas han dado edad Burdigaliense (moronitas antiguas), considerándose una de ellas como un auténtico puré de restos pelágicos; con un 85 por 100 de fósiles y un 15 por 100 de micrita, y la otra como una biosparita de globigerinidos (probablemente globigerinas) clasificada como Grainstone, en ambos casos se interpreta como depósitos carbonatados marinos de pla-

taforma externa o incluso algo más profunda, con cierta componente bentónica.

Del estudio micropaleontológico efectuado, se deduce que no hay una gran variabilidad en cuanto al medio de depósito y a su ubicación.

Las asociaciones de microflora (diatomeas y nannoplancton calcáreo) y microfauna (radiolarios, foraminíferos y espículas) son propias de una cuenca marina, abierta, relativamente somera (200-300 m.), de una alta producción orgánica, donde se dieron condiciones especiales para la preservación de esqueletos silíceos en grandes cantidades (diatomeas, radiolarios y espículas de esponjas), y la proporción de sedimentación terrígena fue baja frente a la de constituyentes orgánicos (esto último favorece altamente la conservación de los fósiles silíceos, KLING, 1978).

Las entradas de masas de agua ricas en plancton marino de zonas oceánicas someras e incluso profundas (mesopelágicas) parece ser un hecho frecuente durante la sedimentación en este tipo de cuenca.

Las condiciones térmicas se mantendrían bastante estables y uniformes, oscilando en el rango de las isoterms cálidas a templadas frías, en aguas normalmente limpias, oxigenadas y bastante tranquilas.

La potencia de estos sedimentos en la Hoja de Jerez sobrepasa los 230 m.

1.3 FORMACIONES AUTOCTONAS

1.3.1 MIOCENO SUPERIOR

Directamente encima de las albarizas se disponen los materiales que constituyen la cuenca de Jerez de la Frontera y Arcos de la Frontera, éstos, junto al resto de materiales autóctonos plio-cuaternarios, ocupan más del 60 por 100 de la superficie de la Hoja.

En la zona que nos ocupa la mayoría de los materiales del Mioceno Superior los constituyen una potente serie de margas gris-azuladas, con limos margosos, pero en la zona Este, cerca del límite con la Hoja de Arcos, aparecen hacia el techo de esta serie otros depósitos de litología algo distinta que se han separado en la cartografía, siguiendo los criterios y las series levantadas por JEREZ MIR, L. (1983), en la vecina Hoja de Arcos.

1.3.1.1 Margas gris-azuladas o crema, algo arenosas a techo. Tortoniense Superior-Messiniense Superior (9)

En diversas partes de la Hoja se pasa, sin aparente discordancia, de las margas blancas «albarizas» a otras margas y margas arenosas de color gris-azulado en fresco (otras veces crema) y ocre anaranjado-amarillento en alte-

ración, hacia el techo de esta serie de margas, que en determinados puntos de la Hoja alcanza potencias del orden de los 120 m. se observan, intercalados en ellas, pequeños niveles de limos arenosos y arenas silíceas.

Las diferentes muestras recogidas en estos materiales han suministrado microfaunas características del Tortoniense Superior, parte alta, y del Messiniense. Las primeras contienen *Turborotalia humerosa* (TAK. y SAITO) y otros elementos del grupo *T. acostaensis-T. pachyderma* con enrollamiento predominantemente sinistrorso, *Globorotalia plesiotumida* BLOW y BANNER, en algunas ocasiones *G. suterae* CATALANO y SPROVIERI y ausencia de *G. mediterranea* CATALANO y SPROVIERI. En el Messiniense se ha distinguido un intervalo inferior caracterizado por la presencia de *G. mediterranea*, sin *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY) y un intervalo superior con esta última especie; algunas muestras contienen, además, *Globorotalia margaritae* BOLLI y BERMUDEZ, que indicarían la existencia del Messiniense terminal, o todo lo más el Plioceno basal, puesto que no va acompañada de elementos típicamente pliocénicos. En fin, otras muestras, presumiblemente de la parte alta de la formación, contienen abundantes foraminíferos bentónicos de aguas someras con escasos componentes planctónicos, lo que parece anunciar la fase regresiva materializada en las formaciones superiores.

1.3.1.2 Alternancia de margas y calcarenitas: Messiniense (10)

A techo de las margas azules y en cambio lateral de facies con ellas, aparece una alternancia de niveles de margas (muy parecidos a los anteriormente descritos) con niveles decimétricos de areniscas calcáreas cementadas, la microfauna encontrada es la misma en su mayor parte que la de margas azules, apareciendo además:

Globigerinoides elongatus D'ORBIGNY

Globoquadrina altispira CUSHMAN y JARVIS

y pudiéndole asignar una edad Messiniense.

En cambio lateral hacia arriba estaría la facies de:

1.3.1.3 Calcarenitas (areniscas calcáreas) y arenas amarillas. Messiniense Superior (11)

Culminando las dos series anteriores en el borde NE de la Hoja, aparece una serie más grosera de areniscas calcáreas, que constituyen el núcleo de Sierra Gamaza, y también aparecen en el Cortijo del Jaramil, donde son explotadas en varias canteras. Estas son las llamadas «caliza tosca» de Arcos de la Frontera, donde alcanzan potencias superiores a los 100 m. y donde han sido datadas como paso del Tortoniense al Andaluciense por

PERCONIG, E., y GRANADOS, L. (1973), aparecen también y están datadas como más recientes en Carmona (Sevilla) y en otros muchos lugares de esta región. De los tres afloramientos en que aparecen en esta Hoja el más potente es el de Sierra Gamaza, cercano a los 40 m.; presentan estratificación cruzada en surco de gran tamaño, a veces confusa, que parece ser debido a un ambiente de sedimentación en barras costeras regresivas.

La microfauna correspondiente a estos materiales se caracteriza por contener abundantes foraminíferos bentónicos de medios marinos someros y escasos planctónicos, a veces mayoritariamente resedimentados y poco determinativos en cuanto a la edad dentro del intervalo Mioceno Superior-Plioceno. Aparecen, en cambio, conchas de pectínidos. Su posición estratigráfica y la relación con las series antes descritas permiten asignarle una edad Messiniense Superior en la zona de Jerez de la Frontera.

1.3.1.4 Margas verdes y grises: Messiniense Superior (12)

Situado sobre la facies anterior hay un único, pequeño y malo, afloramiento de margas verdes y grises (en el Cortijo Casas de Jaramil), la única muestra estudiada, dio la misma fauna que las margas azules, y además:

Orbulina bilobata D'ORBIGNY

Globoquadrina altispira CUSHMAN y JARVIS

Sphaeroidinellopsis seminulina SCHWAGER

que la adjudicarían una edad probablemente Messiniense Inferior, aunque se contempla que la mayor parte de la fauna está resedimentada a partir de las margas azules (infra caliza tosca) y concretamente sean de edad más moderna. Nosotros las atribuimos al Messiniense Superior. JEREZ MIR (1983) al Messiniense (Andalucense de PERCONIG et al.). BAENA, J. (1983), al Andalucense o Mioceno terminal.

La opinión más generalizada es que pudieran llegar a alcanzar el Plioceno, pero no ha podido ser demostrado.

1.3.2 PLIOCENO

Encima de las series ya descritas se disponen, discordantes sobre ellas, los niveles que corresponden a la transgresión marina del Plioceno, que llegó hasta Jerez y Arcos, son sedimentos litorales, de arenas y limos arenosos, hasta que el mar abandonó esta región en el Plioceno Medio; entonces los depósitos pasan a pertenecer a facies lacustres o palustres en el Plioceno Superior.

1.3.2.1. **Conglomerados, arenas y limos con ostreidos y pectínidos. Niveles de areniscas cementadas (calcarenitas), hacia la base marga crema: Plioceno Inferior y Medio (13)**

Son sedimentos litorales donde difícilmente se encuentra fauna característica. En intercalaciones margosas hacia el muro se encuentran foraminíferos bentónicos someros (*Florilus* y *Ammonia* predominantemente). En el centro de la serie son frecuentes los bancos de arenas con muchas conchas que llegan a ser auténticas lumaquelas, de ostreidos y pectínidos principalmente, aunque también pueden tener ostrácodos, lamelibranquios, etc. La macrofauna clasificada ha sido:

Ostrea lamellosa (BROCCHI)
Anomia ephippium (LINNE)
Gryphaea gryphoides (SCHOLTEIM)
G. virleti (DESHAYES)
Chlamys opercularis (LINNE)
Ch. multistriata (POLI)
Ch. scabrella (LAMARCK)
Pecten bipartitus (FORESTI)
P. benedictus (LAMARCK)
P. planariae (SIMONELLI)
Palliolum excisum (BRONN.)
Monia patelliformis (LINNE)

Hay que señalar también algunos Ostrácodos como *Pterigocythereis*, *Carinocythereis carinata*, *Cytheridea* y *Cythereella*, *Costa* sp., *Cushmanoidea*, restos de Cirriípedos y radiolas de Equínidos, *Balanus* sp. y *Mytilus* sp.

En los niveles más arenosos y de areniscas cementadas se observan «rizocreaciones», raíces en posición de vida, perotúbulos, etc., en niveles con intensa bioturbación.

En los tramos margosos intercalados, tienen abundante glauconita, se encuentran foraminíferos bentónicos, los más abundantes corresponden a:

Ammonia beccarii (LINNE)
Ammonia inflata (SEGUENZA)
Nonion boueanum (d'ORBIGNY) (= *Florilus boueanum*)
Heterolepa lobatula (WALKER & JACOB)
Heterolepa cf. *bellincioni* (GIANNINI & TAVANI)
Cancris auriculus (FICHTEL & MOLL)
Elphidium crispum (LINNE)
Globobulimina auriculata (BAILEY)
Orthomorphina cf. *bassanii* (FORNASINI)
Orthomorphina tenuicostata (COSTA)

Bulimina elongata
Reussella spinulosa (REUSS)

Otras faunas presentes corresponden a:

Martinotiella communis (d'ORBIGNY)
Dorothia gibbosa (d'ORBIGNY)
Dentalina leguminiformis (BATSCH)
Lagena laevis (MONTAGU)
Lenticulina calcar (LINNE)
Marginulina costata (BATSCH)
Orthomorphina proxima (SILVESTRI)
Bulimina elongata (d'ORBIGNY)
Globobulimina auriculata (BAILEY)
Uvigerina peregrina (CUSHMAN)
Rectuvigerina multicostata (CUSHMAN & JARVIS)
Reussella spinulosa (REUSS)
Trifarina bradyi (CUSHMAN)
Cymbaloporella squamosa (d'ORBIGNY)
Cibicides ungerianus (d'ORBIGNY)

El conjunto de la microfauna denota una mayor profundidad, y aunque hay pocos planctónicos, una edad de Tortoniense Superior a post-Tortoniense, sin alcanzar el techo del Plioceno.

De estos materiales los mejores afloramientos están en Mesa de Asta y en las Canteras de Majaratozán (columnas de detalle en la información complementaria), donde se puede medir su potencia, que alcanza los 35 metros.

1.3.2.2 Calizas blancas pulverulentas con gasterópodos: Plioceno Superior (14)

Los materiales correspondientes al Plioceno Superior que afloran en la Hoja pertenecen todos a facies lacustres o palustres, que son las representantes del abandono del mar en esta zona después del Plioceno Medio.

Se trata de materiales calcáreos (arenisca lutítica carbonatada, biomicrita calcárea) depositados bajo una lámina de agua de poca profundidad, alternando con niveles de arcillas parduzcas oscuras ricas en materia orgánica. Los estudios polínicos llevados a cabo en estos depósitos ponen de manifiesto la existencia de zygosporas de Zygnemataceae, algas clorofíceas exclusivas de aguas dulces. También se encuentran fragmentos de Gasterópodos y Girogonitos de caráceas.

En algunos afloramientos, como en los de Mesa de Asta, se observan

niveles discontinuos de sílex negro, al igual que en las canteras del Cerro de Lebrija (Hoja 1034), y moldes de gasterópodos en los bancos calcáreos.

Los afloramientos más interesantes de estos materiales corresponden a las canteras de Melgarejo y Majaratozán, así como los del Cerro de Mesa de Asta.

La potencia de estos depósitos no suele superar los 10 metros.

1.3.3 PLIO-CUATERNARIO

1.3.3.1 Arenas rojas ricas en cuarzo, con cantos de cuarcita (15)

El límite Plio/Pleistoceno es difícil de establecer, dada la ausencia de criterios estratigráficos precisos (micro y macrofauna característica; discordancias generalizadas, etc.); no obstante, y dadas las características regionales, las «Arenas rojas» deben representar el inicio del Cuaternario, marcando el comienzo de un ciclo sedimentario diferente, aunque en el litoral de Huelva (AGUIRRE, E. et al., 1982; ZAZO, C., 1980) estos materiales en continuidad sedimentaria con las arenas marinas del Plioceno Medio podrían ser todavía Plioceno Superior; es por ello que en la leyenda del Mapa geológico aparecen como Plio-Cuaternario.

Se trata de unas arenas constituidas fundamentalmente por cuarzo, en las que se intercalan niveles conglomeráticos de cantos redondeados de cuarcita que corresponden a las facies de canal. Al microscopio electrónico de barrido (M.E.B.) los granos de cuarzo presentan una superficie, la más antigua, marina, con canales ramificados, microbloques y formas en «V» orientadas. Posteriormente, estos granos sufrieron un transporte fluvial de alta energía que produjo grandes y pequeñas fracturas concoideas escalonadas, estrías, etc. Se interpreta este depósito como aportes del Guadalquivir a través de uno de sus canales distributarios. Los afloramientos más interesantes se encuentran bordeando los Llanos de Caulina, indicando la antigua trayectoria de un brazo del Guadalquivir.

1.3.4 CUATERNARIO

1.3.4.1 Pleistoceno

1.3.4.1.1 *Conglomerados de cantos de areniscas y calizas, con matriz arenosa. Terrazas fluviales* (16, 19, 21, 22, 24, 27, 28)

El río Guadalete, por su parte, deja una serie de terrazas en el ángulo sur-oriental de la Hoja, distribuidas a distintas cotas; +70 m (material número 16), +50 m (material núm. 19), dentro del Pleistoceno Inferior; +25-30 m) y +20-25 m (materiales núms. 21 y 22), del Pleistoceno Medio; +15-

20 m, +10-15 m y +8-10 m (materiales núms. 24, 27 y 28), del Pleistoceno Superior.

El hecho de haber distribuido de esta forma cronológica los niveles de terrazas, está basado, en criterios regionales del funcionamiento del Guadalete en áreas próximas, donde existen datos de industria lítica y faunística.

En general, estas terrazas están constituidas por conglomerados de cantos de areniscas y calizas dentro de una matriz areno-arcillosa. Sobre los niveles del Pleistoceno Inferior se suelen desarrollar suelos rojos de los que se conserva, en el mejor de los casos, el horizonte argílico y el de acumulación de carbonatos.

Pequeñas terrazas de poca altura se encuentran asociadas a algunos arroyos (Charcos, Troncoso, Jedulilla), etc.; en estos casos la litología consiste en arenas arcillosas con cantos dispersos fundamentalmente de caliza. La edad de las mismas se establece en relación con lo observado en la secuencia del Guadalete.

1.3.4.1.2 *Limos calcáreos con cantos de caliza y dolomía fundamentalmente. Abanicos aluviales (17, 20, 23, 25)*

Al pie de la Sierra de Gíbalbín se extiende un conjunto de abanicos aluviales, cuya litología es muy semejante, a excepción de que los más antiguos se presentan más carbonatados: niveles arcillo-arenosos en los que se intercalan depósitos de canal constituidos por cantos de caliza, dolomía y arenisca que provienen de los relieves de Gíbalbín.

1.3.4.1.3 *Arenas finas rojas con arcillas (18)*

Sobre las arenas del Plioceno Inferior-Medio, ricas en lumaquelas y carbonatadas, se suele desarrollar un karst perfectamente visible al este de Jerez, cuyas microdepressiones están rellenas de unas arenas finas rojas, sobre las que a veces se desarrollan suelos rojos.

1.3.4.2 **Holoceno**

1.3.4.2.1 *Conglomerados de cantos de arenisca y caliza, con matriz arenosa. Terrazas fluviales (31, 35)*

Durante esta época el Guadalete construye las terrazas de +5-7 m (31; y de 0-5 m (35); este sistema se presenta en solape y su litología es muy similar a las otras terrazas, aunque sobre ellas sólo se llegan a desarrollar suelos pardos.

1.3.4.2.2 *Arcillas arenosas con cantos de caliza y arenisca.*
Conos de deyección (32)

Son pequeños los conos aluviales que dejan algunos arroyos en la zona de desembocadura (Arroyo Cantillana, afluentes del Arroyo Vico, y uno de los arroyos que desciende de Mesas de Asta). La litología de estos depósitos es variada, dependiendo de los materiales que atraviesen los pequeños cauces; en general, suele tratarse de arcillas arenosas con cantos dispersos redondeados o subredondeados.

1.3.4.2.3 *Arcillas arenosas con cantos dispersos y conchas.*
Canales de Marea (33)

Antiguos canales de marea, rellenos por materiales arcillo-arenosos con algún canto disperso y niveles de conchas, se observan en la marisma de Mesa de Asta y en la zona de Casablanca.

1.3.4.2.4 *Arcillas arenosas. Canales de Marisma (34)*

Canales de marisma, encajados en los anteriores, se presentan hoy en día rellenos por arcillas arenosas negras.

1.3.4.2.5 *Arcillas arenosas con cantos de caliza y arenisca.*
Coluviones y Coluvio-aluviones (36, 37)

Coluviones (en la leyenda material núm. 36), aunque no muy desarrollados en la zona, se extienden principalmente al pie de la Sierra de Gibalbín, formando una estrecha orla sobre los sistemas de abanicos aluviales que descienden del relieve. Los materiales que los constituyen son fundamentalmente arcillas arenosas con cantos angulosos de caliza. En cualquier caso dada su génesis, la litología de estos depósitos es heredada directamente del relieve a cuyo pie se instalan.

Los aluviales-coluviales (material núm. 37) se corresponden con las zonas de cabecera de algunos arroyos, en cuyo fondo no sólo se acumulan los materiales transportados por el agua, sino también los que caen de las vertientes. La litología suele estar constituida por arcillas arenosas con mezcla de cantos angulosos y subredondeados, todos ellos en pequeña proporción.

1.3.4.2.6 *Arenas limosas con cantos de caliza y dolomía fundamentalmente.*
Aluvial, fondos de valle (38)

El más importante de los cuales ya se ha dicho que se instala en los

Llanos de Caulina, sobre otro depósito aluvial más antiguo (30). Existen otros muchos depósitos de este tipo rellenando los fondos del valle actuales y estando constituidos por arenas limosas pardo-negruzcas con cantos, en general de pequeño tamaño, de los materiales que componen los relieves de la zona, calizas y dolomías fundamentalmente. En raras ocasiones sobrepasan 1,5 m. de potencia.

2 TECTONICA

En la Hoja de Jerez de la Frontera afloran materiales que pertenecen a tres dominios sedimentarios distintos:

- Materiales preorogénicos pertenecientes a la Zona Subbética, desplazados en dirección SE-NO.
- Materiales para-autóctonos de la región, «moronitas o albarizas», parcialmente afectados por la tectónica de corrimientos.
- Materiales más modernos, autóctonos, afectados por la neotectónica.

2.1 TECTONICA EN EL SUBBETICO

Los materiales subbéticos afloran aproximadamente en el 20 por 100 de la Hoja, estando constituidos por materiales triásicos con restos de cobertera plegada encima, los dos afloramientos más importantes son la Sierra de Gibalbín (borde N), el Cerro del Guijo (borde E); pese a carecer de materiales jurásicos, que permitan la comparación con las series subbéticas, la facies del Aptiense-Albiense (arcillas oscuras) parecen indicar se trate del Subbético Medio (BAENA, J., y JEREZ, L., 1982); además, la presencia de pirita y yeso secundario sugieren con reservas la atribución al Subbético Medio central. También podrían pertenecer al Subbético Medio meridional, como los citan en la Hoja de Arcos de la Frontera, JEREZ MIR, L. (1983).

La tectónica del Subbético en general es muy compleja, existiendo varias discontinuidades, contactos mecánicos, discordancias, etc., por ello hay diversas hipótesis entre los autores que han trabajado en él.

Los esquemas que nos parecen más acertados para esta zona son los expuestos por CHAUVE (1968) y posteriormente completados por BAENA, J., y JEREZ MIR (1982); un resumen de lo expuesto por CHAUVE sería:

- La serie subbética empieza en el Trías y se puede seguir de forma más o menos continua hasta el Mioceno Inferior.

- En la zona oeste de las Cordilleras Béticas el Subbético no forma un manto continuo, sino que se presenta en forma de pequeñas placas separadas y despegadas sobre el Triásico.
- La disposición desordenada de estas placas sobre el Triás se debe a fenómenos tectónicos, habiendo jugado los bloques independientemente.
- Los contactos de los demás materiales con el Triásico son disarmónicos, pudiendo estar cualquier nivel de la serie subbética en contacto con él. Esta característica esencial en todo el subbético llevó a FALLOT (1944) a hablar del «rabotage basal» para explicar esta estructura.
- Es muy infrecuente encontrar series continuas desde el Triás hasta el Terciario, lo más normal es encontrar paquetes con Jurásico y Cretácico Inferior, y otros afloramientos con el resto de la serie (Cretácico Superior-Terciario).
- Existiría, por tanto, una independencia tectónica entre ambas partes de la serie, que vendría marcada por la existencia de niveles de despegue, entre los términos competentes e incompetentes.
- Los niveles de despegue principales: las margas yesíferas del Triás constituyen el más importante; existe otro nivel de despegue en el Aptiense Superior-Cenomaniense Inferior, corresponde a margas muy arcillosas.

BAENA, J., y JEREZ, L. (1982) indican la existencia de un tercer nivel de despegue, en las arcillas verdes oscuras del Luteciense (Eoceno Medio), lo que explicaría la separación de los afloramientos de «capas rojas» por un lado y por otro de margas blancas y calcarenitas del Eoceno Superior-Oligoceno-Aquitaniense. Asimismo, estos autores consideran que:

- La expulsión del Triás no se ha realizado por diapirismo, sino por una tectónica tangencial en general de edad fini-Aquitaniense coetánea con la colisión entre las «zonas internas» y las «zonas externas». Esta tectónica tangencial provocó cizallas y cabalgamientos dentro de la Zona Subbética, de dirección norte.
- El Triásico se despegue de su basamento (primer nivel de despegue) y se desplaza en dirección NO, junto con su cobertera; a la vez se producen despegues dentro de la misma cobertera, debidos a las diferencias de competencia entre los materiales y a la morfología existente que favorecía los desplazamientos gravitacionales. Estos despegues se producirían al nivel del Aptiense Superior-Cenomaniense (segundo nivel de despegue) y del Luteciense (tercer nivel de despegue). El resultado final es una gran mancha triásica sobre la que se apoyan «plaquetas» de materiales de edades comprendidas entre las de los niveles de despegue existentes.

En la Hoja de Jerez la disposición de los materiales subbéticos está de acuerdo con este esquema; caben señalar, en el mayor afloramiento, Sierra de Gibalbín, las siguientes precisiones:

- No se encuentran materiales de edad inferior al Neocomiense-Barrremiense, aunque podrían existir, estando tapados por la orla de abanicos aluviales que bordean la Sierra.
- No se han encontrado en ninguna de las muestras estudiadas fauna que permita datar ni Cenomaniense ni Turoniense Inferior, lo que estaría de acuerdo con el segundo nivel de despegue.
- En los afloramientos directamente ligados a la Sierra no se encuentran materiales del Eoceno Superior ni más modernos, que sí aparecen en otros afloramientos de la Hoja, lo que indicaría la existencia del tercer nivel de despegue.

2.2 TECTONICA EN EL MIOCENO Y EN EL PLIOCENO

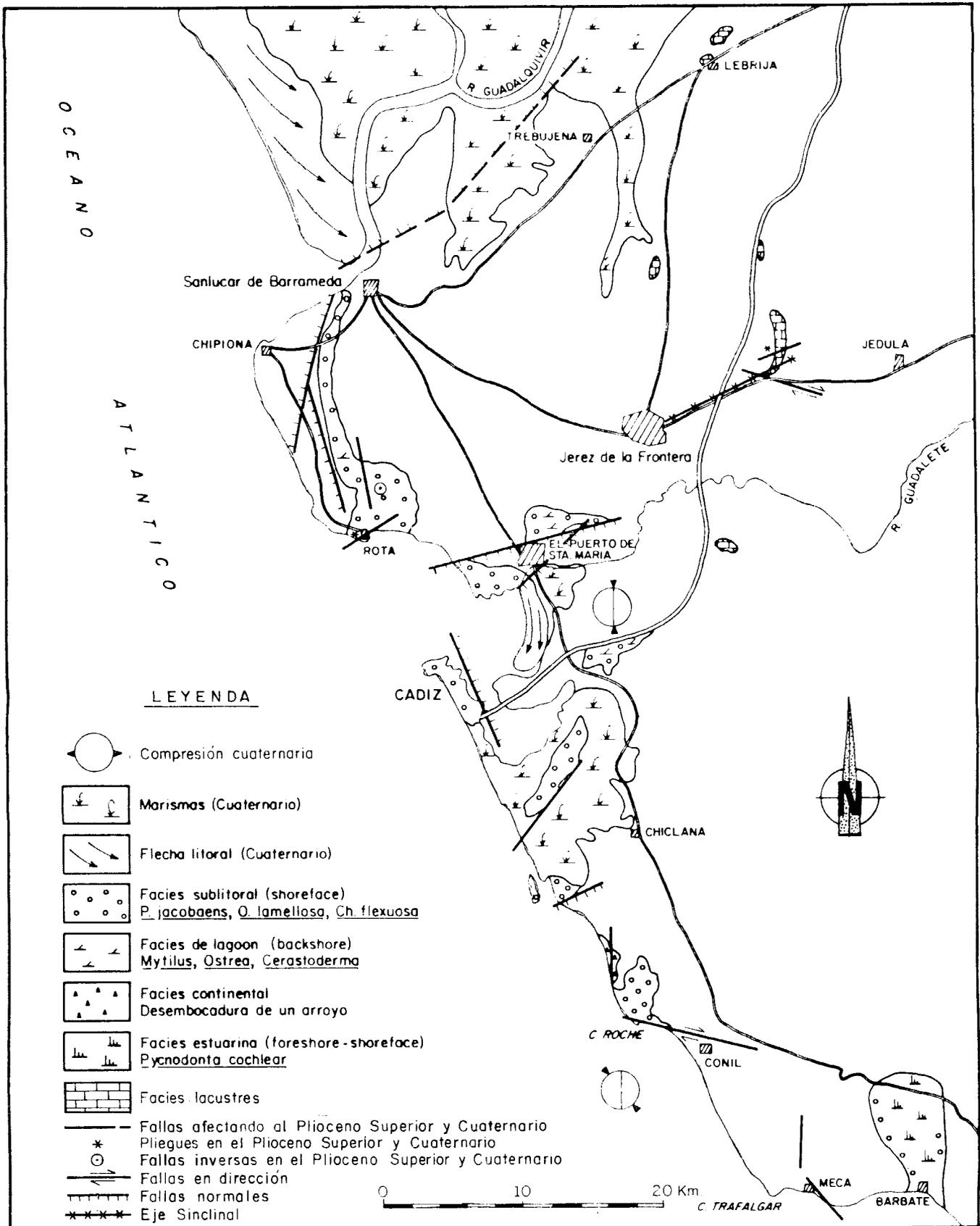
En la Hoja de Jerez de la Frontera afloran grandes masas de margas blancas con intercalaciones de limos silíceos; son las llamadas «moronitas o albarizas»; a escala regional se depositan simultáneamente con el desplazamiento de los materiales subbéticos, y posteriormente al mismo, de edad Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior: al final de este período se produjo una importante elevación de la zona axial del Subbético, produciendo nuevos deslizamientos que en la zona norte son hacia el norte y en la zona sur retrocabalgamientos. Este último movimiento influye claramente en las coberteras deslizadas y despegadas, dando lugar a una mayor complejidad que enmascara la fase tectónica tangencial fini-Aquitaniense, y las fases anteriores a ésta, si las hubiese.

Con posterioridad se origina el surco neógeno del Guadalquivir, en cuyo borde suroccidental se sitúa la Hoja de Jerez. Por esta depresión penetró la transgresión marina de edad Tortoniense, y en ella cayeron las masas deslizadas (olistostromas) del Subbético arrastrando retazos de moronitas o albarizas; sobre estas formaciones vuelven a depositarse nuevas margas blancas del Mioceno Superior, haciendo muy difícil el distinguir unas de otras, las más modernas deben haber quedado en posición autóctona y estar poco afectadas tectónicamente.

El Mioceno Superior y el Plioceno se caracterizan por una fase tectónica distensiva. Considerando la tectónica reciente a partir del tránsito de Neógeno a Cuaternario, ésta se tratará en el capítulo siguiente.

2.3 NEOTECTONICA

Los estudios de la tectónica reciente regional, llevados a cabo en



DISTRIBUCION DE FACIES EN EL PLIOCENO SUPERIOR
(Zona septentrional del litoral de Cádiz)

Figura 1

este área, BENKHELIL, J. (1976); VIGUIER, C. (1974); ZAZO, C. (1980), llegan a la conclusión de que en las Béticas occidentales, al igual que en las orientales, desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario, reina un régimen distensivo en toda la zona; al comienzo del Cuaternario se produce un cambio de régimen tectónico, pasándose a una fase compresiva que se continúa hasta la actualidad.

Durante esta última fase se crean estructuras nuevas; pliegues y fallas inversas, así como se produce el cambio de juego de algunas estructuras, de tal forma, que muchas de las grandes fallas que durante la fase distensiva funcionaron como normales, lo hacen en la segunda fase como fallas de desgarre dexas y/o sinistras. Figura 1 (Accidentes de Cabo Roche, de Melgarejo, etc.).

En este último período cuando se produce el acercamiento entre la placa Europea y la Africana a nivel del Arco de Gibraltar en relación con una tectónica de colisión, BOUSQUET, J. Cl. (1977).

Aun cuando no existen muchos datos de sismicidad en esta zona en concreto, nuestra área se sitúa próxima a la «línea sísmica de las Azores», en el tramo en que esta banda de dirección general E-O, perfectamente delimitable hasta el Cabo de San Vicente, comienza a difuminarse en el Golfo de Cádiz para tomar la dirección NE hacia Grazalema; la intensidad de los sismos históricos registrados da un grado VI para este sector de la zona de Cádiz.

La intensidad de la tectónica compresiva es máxima en el eje Jerez-Arcos-Teba y Conil-Barbate, BENKHELIL, J. (1976). En la figura 1 y figura 2 se han representado las principales estructuras que afectan a los materiales del Plioceno Superior y Cuaternario, muchas de ellas con gran reflejo geomorfológico, como la del bajo Guadalquivir que da origen a las marismas del mismo nombre, la del pie de la Sierra de San Cristóbal y de Cádiz que son las responsables de la existencia de las marismas del Guadalete, la de Puerto de Santa María que condiciona el trazado actual de la desembocadura de este río. Las fallas de Rota-Chipiona que limitan en unos casos la paleolínea de costa de las transgresiones cuaternarias y en otros favorecen la formación de glaciares de cobertera.

Dentro de la Hoja de Jerez, y durante la fase compresiva (fig. 2), se genera el sinclinal asimétrico de dirección aproximada N 60° E ya detectado en los trabajos de sondeos eléctricos, ESTEBAN SANTIESTEBAN, F. (1968), y que deforma tanto al Mioceno como al Plioceno y Cuaternario, ya que las «Arenas rojas» están implicadas también en este gran pliegue, en cuyo flanco noroccidental presenta débiles pendientes, mientras que el suroriental presenta pendientes fuertes que llegan a poner prácticamente verticales las calizas lacustres del Plioceno Superior en la zona de Melgarejo (en relación con accidentes tectónicos), para ir disminuyendo hacia el Norte en las canteras de Majaratozán donde buzan tan sólo 10°.

Un gran accidente de desgarre dextro se observa al sur del Castillo de Melgarejo con una dirección aproximada ONO-ESE y que es el responsable seguramente de la interrupción de la banda de calizas lacustres hacia el Sur; asociados a este gran accidente se observan en la carretera Jerez-Arcos (kilómetro 10-11) pliegues y fallas inversas, afectando al Plioceno Inferior-Medio. Al norte del Castillo de Melgarejo, en una cantera abandonada se observan planos de fallas afectando a las calizas del Plioceno Superior y a las arenas lumaquéticas del Plioceno Inferior y Medio. Las diferentes medidas efectuadas dan direcciones variables N 70° E, E-O, N 50° E, N 140° E, aunque en general son las más abundantes las N 60°-70° E. En este caso el juego de las fallas siempre lo hemos observado del tipo normal.

Los afloramientos de las «Arenas rojas» en algunos casos están controlados por la tectónica (C.ª Melgarejo-Gibalbín, Km. 2) debido al funcionamiento de fallas de dirección general N-E.

Un conjunto de pliegues de pequeño radio, anticlinales y sinclinales de dirección general N-E y N 30° E afectan a las facies lacustres del Plioceno Superior, perfectamente visibles en la trinchera del F. C. Jerez-Arcos, kilómetro 11-12.

Las trayectorias que siguen el arroyo Salado, entre el Cerro del Trobal y las canteras de Majaratozán, así como el arroyo del Gato, al sur de Melgarejo, tienen un claro control tectónico.

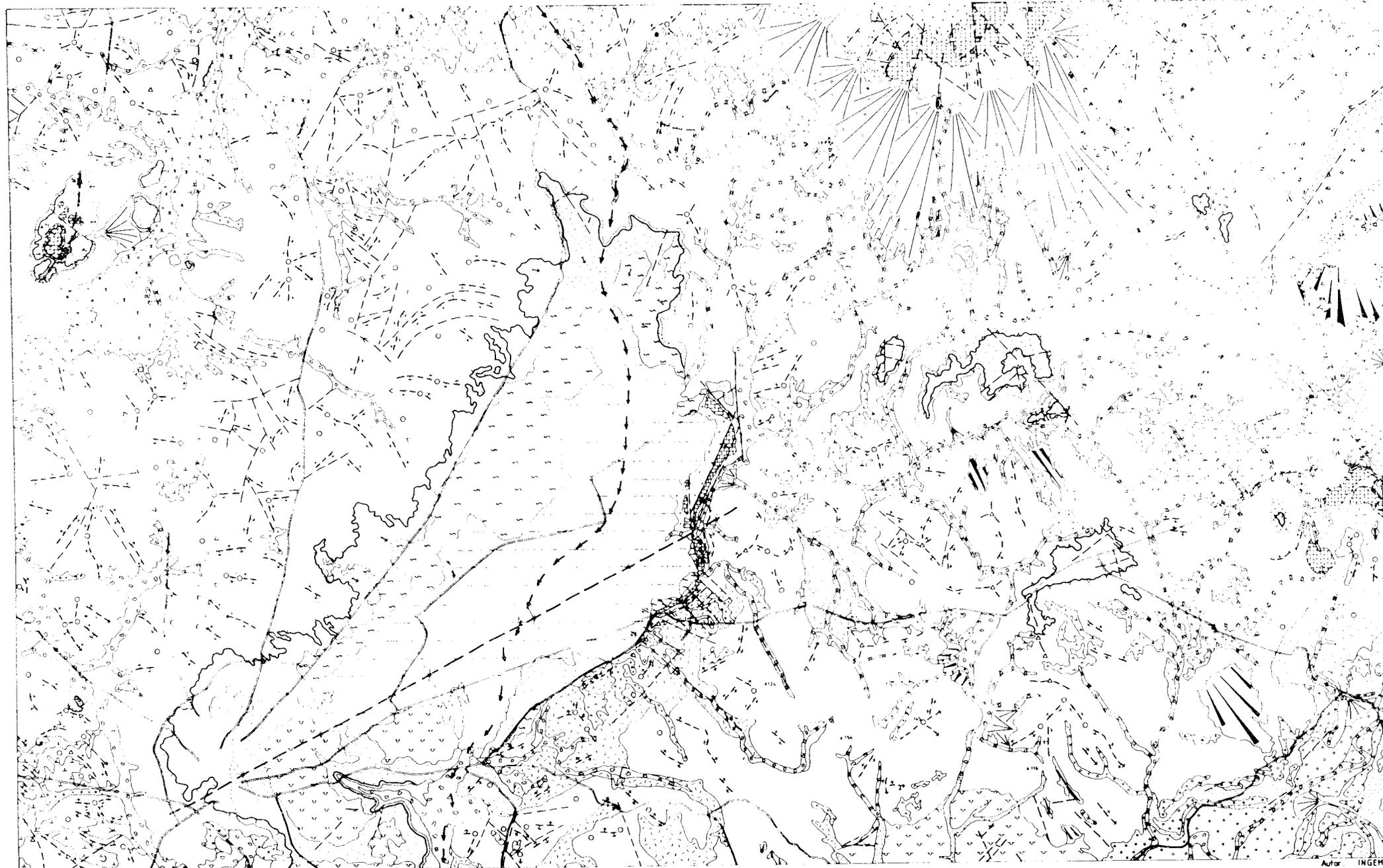
Fallas inversas de pequeño salto (N 30° E) se observan en la carretera Jerez-Arcos (Km. 18-19) próximo a Jédula, afectando al Mioceno Superior y Plioceno Inferior Medio.

Al E de Nueva Jarilla, en la carretera que lleva a las Casas del Canal una falla inversa de dirección N 35° E pone en contacto las margas del Mioceno Superior y las arenas lumaquéticas del Plioceno Inferior-Medio.

Fuera de esta área de gran influencia tectónica, se observan fallas afectando a las terrazas del Guadalete; a las arenas de origen kárstico (material número 18 en la leyenda del mapa), en el borde meridional de la Hoja; y a las calizas lacustres de Mesa de Asta (material núm. 14).

3 GEOMORFOLOGIA

En la información complementaria, de la presente Hoja de Jerez de la Frontera, se incluye un mapa geomorfológico a escala 1:50.000, en el que se han representado las distintas unidades correspondientes a los diferentes sistemas morfogénicos que aparecen en ella; todas las unidades se encuadran dentro del dominio continental. El plano adjunto es la reducción de dicho mapa a escala 1:100.000.



MORFOGENESIS	
FLUVIAL	<ul style="list-style-type: none"> CONJUNTO DE DESECCION ARENAS ROJAS TERRAZAS ABANICOS ALUVIALES GLACIS TIERRAS ALUVIALES FONDOS DE VALLE
GRAVEDAD	COLUVIONES
KARSTICO	ARENAS RELENANDO MICRODEPRESIONES
EDAFICOS	SUELOS NEGROS Y PARDOS
FLUVIAL GRAVEDAD	ALUVIAL-COLUVIAL
FLUVIO-MARINO	<ul style="list-style-type: none"> CANAL DE MAR IA CANAL DE MAR SMA
MORFODINAMICA	
	<ul style="list-style-type: none"> PASO DE UN BRAZO ANTIGUO DEL GUADALQUIVIR PROCESOS DE DESLIZAMIENTO CENTRO DE DESPEGUE
MORFOGRAFIA	
PILOS	<ul style="list-style-type: none"> REDONDEADOS ANGULOSOS
LDMAS	<ul style="list-style-type: none"> SIN INCLINACION CON INCLINACION
	<ul style="list-style-type: none"> MESAS TERRAZAS EROSIVAS ESCARPES DIRECCION DE PENDIENTES
FORMAS DE VALLE	<ul style="list-style-type: none"> EN V DE FONDO PLANO EN U
	<ul style="list-style-type: none"> LAGUNAS Y CHARCAS FALLAS CON REFLEJO MORFOLOGICO SINCLINAL CON REFLEJO MORFOLOGICO
MORFOMETRIA	
	COTAS EN METROS
SUSTRATO	
	<ul style="list-style-type: none"> ARCILLAS Y YESOS MARGAS ARENAS CALIZAS Y DOLOMITAS CALIZAS LACUSTRES ARENISCAS CALCAREAS

ESCALA GRAFICA



Autor: INGENISA
Colaboradores: Zazo Cardeña C, Goy Goy JI

Se llama *sistema morfogenético* al conjunto de acciones que configuran un proceso determinado.

Dentro de los sistemas aparecen las *unidades geomorfológicas*, zonas donde el proceso y la forma están relacionados genéticamente; son estas unidades las que aparecen como elementos cartografiables a nivel de mapa.

En la elaboración del mapa se ha dado prioridad a la génesis y a las formas de las unidades, teniendo en cuenta no sólo su morfología en planta, sino también sus perfiles.

Por otra parte, se cartografía el *sustrato separando* los grupos que presentan una litología similar, ya que éste es uno de los factores que controla mejor el modelado.

La leyenda del mapa consta de cinco apartados: Morfogénesis, Morfo-dinámica, Morfografía, Morfometría y Sustrato.

3.1 MORFOGENESIS

Destaca como *sistema* fundamental el *fluvial*, por la variedad de unidades que contiene. Entre éstas una de las más importantes son las «Arenas rojas», que en la actualidad se extienden bordeando los Llanos de Caulina; se trata de depósitos aluviales del río Guadalquivir, que dan origen a formas planas ligeramente inclinadas hacia la depresión de Caulina; no obstante, en el borde oriental de ésta, y debido a procesos tectónicos, su aspecto en planta no presenta una forma determinada.

Otra de las unidades más destacables son los *abanicos aluviales*, que descienden de la Sierra de Gíbalbín; se trata de cuatro generaciones diferentes que se han desarrollado a lo largo del Cuaternario. Todos ellos en su conjunto dan el aspecto de un extenso piedemonte bordeando el relieve. A veces se presentan encajados, pero el caso más general es la superposición. Solamente los más recientes conservan en planta la morfología típica de abanico.

Las *terrazas*, aunque no muy abundantes, bordean los cauces fundamentales: Arroyo de los Charcos, Arroyo del Salado y, por supuesto, el río Guadalete, que presenta la secuencia más completa de esta Hoja.

Con relación a este último río, que por otra parte es el que presenta las terrazas con una morfología más clara, se han distinguido hasta nueve niveles, que se distribuyen entre las cotas de +70 m a +0.5 m. En general, su disposición geométrica es el escalonamiento, dejando aflorar el sustrato entre ellas, no obstante los tres niveles más recientes se suelen presentar o en solape o superpuestos.

Con relación a los *glacis*, éstos no adquieren apenas desarrollo en la zona, siendo en muchos casos del tipo erosivo, por lo que éstos no apa-

recen en el mapa geológico y, como máximo, llegan al tipo cobertera con una potencia que no suele superar el metro.

Como carácter morfológico a resaltar, señalaremos la *depresión aluvial* existente al este de Jerez y conocida bajo el nombre de los Llanos de Caulina. Se trata de una depresión de origen fundamentalmente tectónico (sinclinal de Jerez) de aspecto plano, recorrida por multitud de canales que la drenan difícilmente, lo que motiva que con las lluvias invernales quede muchas veces prácticamente inundada; el único desagüe que tiene hacia el Guadalete es el Arroyo Salado. En su zona norte se establece la actual divisoria entre las cuencas del Guadalquivir y del Guadalete.

El *sistema de gravedad* está muy poco representado, tan sólo pequeños *coluviones* se observan en la Sierra de Gibalbín, donde en muchos casos constituyen las vertientes de enlace entre los abanicos y el relieve, dando origen a formas de convergencia.

El *sistema kárstico* está muy bien representado en el borde meridional de la Hoja, y sobre todo es perfectamente visible en los alrededores de Jerez.

Este karst se desarrolla sobre las facies arenosas lumaquéticas y carbonatadas del Plioceno Inferior-Medio. Las formas son microdepresiones de profundidad 1-1,5 m. y tubos cilíndricos, todos ellos rellenos por arenas arcillosas finas de color rojo.

Los suelos, y en particular los de carácter vértico, se reparten por toda la Hoja, sin importar la posición topográfica y se desarrollan sobre las facies margosas del Mioceno Superior y de las «Albarizas». La potencia de estos suelos puede llegar a 1,5 m, sobre todo en las zonas deprimidas. El gran contenido en arcilla que poseen (del tipo montmorillonita) hace que cuando estos suelos empapados se desecan, se formen grietas de retracción bastante profundas de tipo poliédrico.

Aunque ocupando poca extensión, el *Sistema Fluvio-marino* aparece en el ángulo nor-occidental de la Hoja como continuación de las «Marismas del Guadalquivir»; amplios *canales de marea* bordean el relieve de Mesa de Asta. Son los restos de una marisma marítima, durante la época romana navegable, que posteriormente pasó a ser una marisma litoral. *Canales de marisma*, encajados en los anteriores, marcan zonas en las que la marea sólo se dejó sentir en los antiguos cauces del río Guadalquivir y sus afluentes.

3.2 MORFODINAMICA

Por su gran importancia desde el punto de vista paleogeográfico se ha señalado el antiguo paso de un brazo del Guadalquivir que desembocaba en el estuario actual del Guadalete, al comienzo del Cuaternario.

Se han señalado algunos procesos de deslizamientos recientes que, en general, están asociados con las facies del Trías.

3.3 MORFOGRAFIA

Dadas las características litológicas de la Hoja, se han marcado las formas de los picos y las lomas que, en general, suelen ser bastante monótonas.

Los materiales del Plioceno Inferior y Medio, constituidos por arenas con lumaquelas, dan resaltes sobre el paisaje, constituyendo verdaderas Mesas (Mesas de Santiago, Parador de Jerez, Jédula —esta última muy degradada—, etc.).

También se dan a veces relieves en Mesa sobre las calizas del Plioceno Superior cuando éstas se presentan poco tectonizadas; tal es el caso de Mesas de Asta.

Asimismo, se han señalado los accidentes que presentan un claro reflejo morfológico.

Tal es el caso del Sinclinal de Jerez, responsable fundamental de la depresión Llanos de Caulina.

Accidentes que controlan el curso de los ríos como el Arroyo del Gato y Arroyo del Salado, o que desvían las lomas y crestas.

Dentro del *Sustrato* se han separado seis grandes unidades litológicas: arcillas y yesos, margas, arenas, areniscas calcáreas, calizas y dolomías (con intercalaciones de margo calizas), y, por último, las calizas lacustres.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Como ya se ha comentado en el capítulo de tectónica, la mayor parte de la Hoja aparece recubierta de sedimentos autóctonos que pertenecen al Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario. De los materiales comprendidos entre el Trías y el Mioceno Basal, los afloramientos son escasos y presentan dificultades de observación, no existiendo series completas y continuas, con el agravante de proceder de otros dominios, que debían estar situados cuando se depositaran dichos materiales más hacia el SE (sensu lato).

Al no ser posible establecer la paleogeografía de la Zona de Jerez, hasta llegar a los materiales autóctonos, se hablará de forma general de la Historia Geológica regional, basándonos en los datos de otros autores y, especialmente, del trabajo de BAENA, J., y JEREZ, L. (1982), que además

son los autores de las vecinas Hojas de Paterna de Rivera y Arcos de la Frontera, respectivamente.

En el Triásico, como en todo el Subbético, la sedimentación continental predomina, con formaciones detríticas fluviales y de un lagoon evaporítico, clima árido, seco y caluroso, con episodios marinos de sedimentación carbonatada (Muschelkalk) e intrusión de materiales volcánicos básicos (ofitas).

La ausencia de materiales jurásicos impide hablar de su historia, y también asignar el Subbético de la Hoja a un dominio concreto. Como ya se ha indicado los sedimentos cretácicos y terciarios podrían indicar por sus características el Subbético Medio, Central o Meridional, pero sin poder asegurarlo. De forma general se puede indicar que durante el Triás la sedimentación carbonatada se realizaba en una plataforma marina somera, como en el resto de las Cordilleras Béticas.

Durante el Cretácico Inferior se deposita una formación de margas y margocalizas de carácter pelágico. En el Aptiense-Albiense una sedimentación margosa de ambiente pelágico, de plataforma exterior tranquila y restringida.

En el Cenomaniense debieron de cambiar las condiciones de la cuenca, iniciándose los depósitos en facies de abanicos submarinos profundos o llanuras submarinas profundas, aunque en otros puntos debió de continuar la sedimentación margocaliza pelágica, muy homogénea, «capas rojas». En algunos afloramientos de edad Santoniense y Campaniense aparecen turbiditas calcáreas pertenecientes a los abanicos submarinos profundos.

Las condiciones de sedimentación no debieron sufrir grandes cambios hasta el final del Eoceno Inferior, siguiendo en algunos sectores pelágica tranquila, y en otros, más profundos con zonas de ambiente reductor y esporádicas corrientes de turbidez. Este segundo fenómeno debió generalizarse durante el Eoceno Medio (arcillas y turbiditas).

Desde el Eoceno Superior hasta el Aquitaniense la sedimentación parece corresponder a una plataforma externa más o menos profunda.

La principal fase de deformación que se observa en los materiales de la Hoja de Jerez se produjo al final del Aquitaniense o en el Burdigaliense Inferior, aunque sin duda existen otras fases de deformación importantes anteriores (en el Eoceno Medio y al final del Oligoceno); esta fase tangencial desplaza los materiales existentes, hacia el N y NO, produciéndose el despegue del Triás (primer nivel de despegue), que abandona las series paleozoicas infrayacentes, y junto con su cobertera se acerca a las posiciones que actualmente ocupa. Al mismo tiempo, dentro de la cobertera y aprovechando el segundo y tercer niveles de despegue (Albiense-Cenomaniense y Luteciense, respectivamente) se producen otros despegues, favorecidos también por la morfología que acentúan los deslizamientos gravitatorios.

Algunos autores creen que con posterioridad o durante el Burdigaliense

Inferior, se produjo un estrechamiento compresivo NNO-SSE del Subbético que produjo retro-cabalgamientos; esto agudizaría el retro-cabalgamiento general del Subbético en la Hoja de Arcos.

El resultado es una gran mancha Triásica, cubierta por retazos de su cobertera despegada, las edades de estos trozos de cobertera se encuadran entre las de los diferentes niveles de despegue.

A partir del Burdigaliense Superior, en un ambiente de sedimentación marina, tranquilo y poco profundo, se depositan las «moronitas» y/o «albarizas», ricas en sílice y episódicamente en radiolarios y diatomeas. En el Mioceno Medio se produjo una elevación de la Zona Subbética (quizá por diapirismo debido al Trías) que produce retro-cabalgamientos (puede ser la misma fase que otros autores sitúan en el Burdigaliense Inferior), hacia el S y SE, que pueden hacer que el Subbético cabalgue a las moronitas que se estaban depositando sobre él. A continuación continúan las mismas condiciones de sedimentación anteriores, depositándose «albarizas» y/o «moronitas» hasta el Mioceno Superior, unas veces directamente sobre el Subbético y otras sobre los anteriores depósitos de su mismo tipo, pero más antiguos.

En el Mioceno Superior se inicia la sedimentación autóctona en la Hoja de Jerez en un anexo sur-oriental del Valle del Guadalquivir, en un ambiente marino pelágico (margas azules). En el Mioceno Terminal y mediante una regresión, el nivel del mar desciende, aumentando la energía, y se sedimentan margas arenosas y barras de areniscas de grano grueso (Sierra Gamaza).

Al finalizar el Mioceno Superior una fase distensiva provoca fracturas de direcciones ENE-OSO y NO-SE que crean la subsidencia necesaria para la transgresión marina pliocena que llega hasta Arcos de la Frontera y S. José del Valle, dejando sedimentos arenosos y lumaquelas de carácter litoral; la sedimentación tendría características más profundas hacia la actual Bahía de Cádiz. Este período se prolonga durante el Plioceno Inferior y Medio.

Durante el Plioceno Superior, el mar en franca regresión sólo ocupa una banda muy estrecha más o menos paralela a la actual línea de costa (ver figura 1, ya mencionada en el capítulo 2), en las zonas de la Bahía de Cádiz, costa de Rota, Chipiona y Conil.

En las zonas del interior se forman lagos más o menos someros, sin ninguna comunicación con el mar, en ellos se depositan unas calizas lacustres ricas en gasterópodos y arcillas orgánicas. Restos de estas facies lacustres se observan en Mesas de Asta, Lebrija, y fundamentalmente al este de Jerez, bordeando el lado oriental de los Llanos de Caulina, figura 2, donde debió existir el lago de mayores dimensiones; también se conservan algunos testigos al sur del Guadalete. En los sondeos efectuados en las marismas del Guadalquivir se han detectado las calizas a unos 40 m. de profundidad (3 Km. al SO de Los Palacios y Villafranca).

Al inicio del Cuaternario, el río Guadalquivir, que ya desembocaba próximo a Sanlúcar de Barrameda como lo denotan los depósitos conocidos en la región con el nombre de «Arenas rojas», ZAZO, C. (1980), ZAZO, C., et al. (1985) que afloran en Sanlúcar, poseían otra salida hacia el estuario actual del Guadalete; dicha desembocadura seguía aproximadamente la trayectoria (figura 2) Caño de Casablanca, arroyo de Romanina, Llanos de Caulina, arroyo Salado, para seguir más o menos a partir de la Cartuja la dirección actual Guadalete, pero desembocando al norte del Puerto de Santa María, como se deduce de las facies que afloran en la Cantera de la Florida, ZAZO, C., et al. (1985) donde, sobre unos depósitos marinos del Plioceno Superior (restos de *Mastodon*), se instalan llanuras de mareas que son cortadas por canales fluviales, ricos en cantos de cuarcita, cuyas estructuras sedimentarias indican flujos hacia el NNO. El único río capaz de aportar material cuarcítico en este área es el Guadalquivir, por lo que el Guadalete en este momento sería, como máximo, un afluente del mismo a la altura de la Cartuja.

En las zonas costeras, alejadas de la desembocadura de los ríos, se depositaban conglomerados marinos que hacia el techo pasan a facies de lagoon (Aculadero, Puerto Real, etc.).

Desde el punto de vista tectónico, el régimen distensivo, que se conoce en todas las Béticas occidentales desde el Mioceno Superior, sufre un cambio a un régimen compresivo, el cual se manifiesta por la creación de nuevas estructuras: pliegues, fallas inversas, fallas en dirección, y es en este momento, es decir, posterior al depósito de «Arenas rojas», cuando se produce el abandono del brazo del Guadalquivir debido al funcionamiento de la falla o fallas del bajo Guadalquivir.

A partir de ese momento la depresión de los Llanos de Caulina drena mediante el arroyo Salado al Guadalete, que toma el antiguo cauce del Guadalquivir para desembocar en el estuario que él mismo va a ir construyendo.

A lo largo del Cuaternario la regresión se generaliza, y los cambios climáticos que conoce este período sólo dan origen a pequeñas oscilaciones eustáticas que dejan su impronta próxima a la línea de costa actual, sin que sus depósitos sobrepasen hacia el interior, el máximo transgresivo del Plioceno Superior.

Por consiguiente, en la zona de Jerez sólo se observan materiales cuaternarios continentales, correspondientes en general a depósitos fluviales: terrazas fluviales del río Guadalete y sistemas de abanicos aluviales que descienden de la Sierra de Gibalbín.

Las marismas que bordean Mesas de Asta y que durante la época romana (siglo III a.d.C.-siglo VI d.d.C.), al igual que las de Casablanca, conocían el influjo de la marea de tal forma que eran navegables, como se deduce de los datos arqueológicos, MENANTEAU, L. (1982), hoy en día constituyen depresiones que se rellenan por escorrentía lateral, en las que se desarrollan suelos de carácter vértico, los típicos «suelos negros andaluces».

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En el trabajo de campo para la realización de la cartografía y la presente memoria de la Hoja de Jerez de la Frontera, no se ha encontrado ninguna explotación minera en esta zona. En la Hoja número 80-81 del Mapa Metalogénico de España a escala 1:200.000 se menciona en esta Hoja un pequeño indicio improductivo (núm. 15 de la citada Hoja) de azufre nativo, en la zona del Cerro del Guijo, término municipal de Arcos de la Frontera. Dicho indicio lo describe el Mapa Metalogénico como de: morfología estratiforme proceso genético sedimentario y de edad Cretácico Inferior. Existen algunas canteras abandonadas que podrían haberse dedicado a la explotación de sales en el Trías.

Lo que sí existen son numerosas canteras, algunas abandonadas, otras en activo y algunas de funcionamiento estacional, que se distribuyen en los siguientes materiales:

- Varias canteras en el Triásico, bastantes abandonadas, tanto en yesos como en las calizas y dolomías (posiblemente del Muschelkalk) que dichos materiales engloban. Es de destacar la cantera actualmente parada de rocas volcánicas básicas «ofitas» en el Cortijo de la Sierra, cuyo material constituye un excelente árido de construcción.
- En las margas y margo-calizas del Cretácico pequeñas canteras, abandonadas, utilizadas como caleras o para cementos.
- En las areniscas cementadas y calcarenitas del Mioceno Superior. Actualmente se explotando dos en Sierra Gamaza para el arreglo del camino vecinal de Arcos de la Frontera a Gibalbín, en el término de Arcos se explotaron estos materiales para construcción, aunque su cementación es escasa.
- Las arenas calcáreas y silíceas del Plioceno Inferior y Medio son objeto de explotación en varias canteras, principalmente en la zona de Majarazotán, tanto para áridos como para la fabricación de vidrios de baja calidad.
- En las terrazas del Guadalete, se explotan graveras, así como en algún aluvial, en canteras de poca entidad.
- Aunque no hay dentro de la Hoja ninguna cantera actualmente en explotación, sí las hay en las proximidades, existen grandes masas potencialmente canterables de arcillas azuladas (margas azules) para cerámica industrial, y también de margas blancas «albarizas», tanto para cerámica, como para arcillas especiales, Kieselgur, refractarios, etcétera.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los materiales que conforman el subsuelo de la Hoja de Jerez se comportan de manera muy diferente, desde el punto de vista hidrogeológico, según sea su naturaleza. En líneas generales este comportamiento sería:

A) Dentro del Subbético:

— El Triásico de arcillas, margas y yesos tiene escasa permeabilidad y baja transmisividad y además puede contaminar de sulfatos y sales las aguas que por él discurren. Las intercalaciones de calizas y dolomías podrían constituir acuíferos, pero en cualquier caso tienen escasa entidad y podrían ser contaminados por los otros materiales que los engloban.

— Dentro de las coberteras, los tramos margosos tienen escasa permeabilidad y no darían lugar a acuíferos importantes, los tramos calcáreos en cambio sí podrían constituir acuíferos, que no han sido estudiados ni explotados hasta ahora, especialmente en la Sierra de Gíbalbín, aunque su extensión y potencia no son grandes, sus posibilidades de explotación parecen interesantes.

B) Las grandes masas de margas miocenas, tanto «albarizas» como margas azules, son prácticamente impermeables, constituyendo un acuitardo de pocas posibilidades.

C) Las areniscas calcáreas, y calcarenitas del Mioceno Superior, pueden constituir buenos acuíferos, aunque en esta Hoja su extensión es muy escasa, Sierra Gamaza, Cortijo El Jaramil, etc.

D) Las arenas del Plioceno Inferior y Medio, con bastante extensión y potencia que alcanza los 30 metros, pueden constituir buenos acuíferos superficiales.

E) Igualmente la mayor parte de los materiales cuaternarios pueden constituir acuíferos superficiales, de los que los más interesantes serían:

- Las terrazas del Guadalete, y el aluvial de dicho río.
- Los aluviales antiguos de los Llanos de Caulina, conectados con las arenas pliocenas sobre las que descansan.
- Los depósitos de marisma del borde NO de la Hoja.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MENENDEZ AMOR, J.; LHENAFF, R.; ALFEREZ, F., y MECO, J. (1967).—«El Mioceno Superior (Andalucense) en Sevilla y Cádiz». *Publ. Dpto. Paleont. Univ. Madrid*, 18 pp.
- AGUIRRE, E.; ARIAS, Cl.; BONADONNA, F. P.; CIVIS, J.; DABRIO, C.; GOY,

- J. L.; LOPEZ, N.; MORALES, J.; PEREZ-GONZALEZ, A.; PORTA, J., y ZAZO, C. (1982).—«Pliocène-Pleistocene transition in the Iberian Peninsula». *IGCP, Project 41, Final Report XI Congress INQUA*. Moscow, 1982. En prensa.
- BASCONES, L., y MARTIN, D. (1977).—«Memoria y Hoja geológica 1:50.000 de Lebrija (Sevilla), núm. 1.034». 2.ª serie Plan Magna. IGME. Madrid.
- BAENA, J. (1983).—«Memoria y Hoja geológica 1:50.000 de Paterna de Ribera (Cádiz), núm. 1.062». 2.ª serie Plan Magna. IGME. Madrid.
- BAENA, J., y JEREZ, L. (1982).—«Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)». *Col. Informe. IGME*.
- BENKHELIL, J., y GIRAUD, R. (1975).—«Les déformations post-nappes de la region de Cadix». *3è R. An. des Sciences de la Terre*, p. 33.
- BENKHELIL, J. (1976).—«Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne)». *Thèse de 3^{ème} cycle. Univ. Nice*, 180 pp.
- BIBERSON, P. (1973).—«A propos de la limite Pliocène-Pleistocène au Sud du Bassin occidental de la Méditerranée». *Coll. of Papers IV*. Moscow, pp. 76-96. International Col. on the Problem «The boundary Neogene/Quaternary».
- BLUMENTHAL, M. M. (1927).—«Versuch einer tektonischen Gleiderung der betieschen Cordilleren von Central -und Südwest-Andalusien». *Eclog. Geol. Helv.*, XX, 4, pp. 487-532.
- (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Inst. Geol. Min.*, LXII, pp. 11-203.
- BOURGOIS, J. (1978).—«La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar». *Annales Scientifiques de l'Univ. de Besançon, Géologie*, 3.ª série, fasc. 30, 455 pp.
- BOUSQUET, J. Cl. (1977).—«Contribution a l'étude de la tectonique récente en Méditerranée: les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien». *Int. Symp. Struct. Hist. Mediterranean Basins*. Split (Yugoslavia), 1976.
- CALDERON, y ARANA, S. (1890).—«Edad geológica de los terrenos de Morón de la Frontera». *Bol. IGME*, XVII, pp. 235-239.
- (1896).—«La diatomita y los yacimientos diatomáceos de Morón». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XV, pp. 477-493.
- CALVO SORANDO, J. P. (1981).—«Los yacimientos de diatomitas en España». *Bol. IGME*, 92, pp. 274-284.
- COLOM, G., y GAMUNDI, J. (1951).—«Sobre la extensión e importancia de las "moronitas" a lo largo de las formaciones aquitanoburdigalienses del Estrecho Nord-Bético». *Est. Geol.*, VII, 14, pp. 331-335.
- COLOM, G. (1952).—«Aquitanian-Burdigalian deposits of the North Betic strait, Spain». *Journ. Pal.*, XXVI, pp. 867-885.

- CHAUVE, P. (1968).—«Etude géologique du Nord de la province de Cadiz (Espagne méridionales)». *Mem. IGME*, LXIX, 377 pp.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., y KORNPROBST, J. (1973).—«Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar». *B. S. G. F.*, XV, núm. 2.
- DUPUY DE LOME, E. (1965).—«El concepto de olistostroma y su aplicación a la geología del Subbético». *Bol. IGME*, LXXXVI, pp. 23-74.
- DOUVILLE, R. (1906).—«Esquisse géologique des Préalpes subbétiques (partie centrale)». Tesis Univ. París, 223 pp.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, F. (1968).—«Investigación hidrogeológica por el método eléctrico en Chipiona y Jerez de la Frontera (Cádiz)». *Bol. Geol. Min. de España*, t. LXXIX-IV, 380-387.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, IV, pp. 82-172.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1924).—«Mapa geológico de la provincia de Cádiz». IGME, escala 1:200.000.
- (1926).—«Costas españolas del Estrecho». *XIV Cong. Géol. Inter. Madrid Ex. A-1 (Estrecho de Gibraltar)*, 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». IGME.
- GRUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977).—«L'histoire tectonique récente (Tortonien a Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7.^e Sér., XIX, 3, pp. 575-614.
- KLING, S. A. (1978).—«Radiolaria. Introduction to marine micropaleontology». HAQ, B. U., y BOERSMA, A. (Eds.). Elsevier, Amsterdam, pp. 203-244.
- MACPHERSON, J. (1872).—«Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz». *Imp. Revista Médica*, Cádiz, 156 pp.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1972).—«Stratigraphie du Néogène de l'extrémité nord-occidentales de la zone subbétique dans la province de Cádiz (Espagne Sud-Ouest)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), XIV, pp. 127-136.
- MENANTEAU, L. (1982).—«Les marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent». *Thèse 3^{ème} cycle*. Univ. de Paris-Sorbone, 2 t.
- PERCONIG, E. (1969).—«Bioestratigrafía del Neógeno mediterráneo basada en los Foraminíferos planctónicos». *Rev. Esp. Micropal.*, 1, pp. 103-111.
- PERCONIG, E., y GRANADOS, L. (1973).—«El estratotipo andalucense». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 202-225.
- (1973).—«Contacto "caliza tosca-margas verdes" en el Km. 17 de la autopista Sevilla-Cádiz». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, páginas 225-247.

- (1973).—«Facies de "albarizas" o "moronitas"». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 247-253.
- PLIEGO, D., y BABIANO, F. (1982).—«Las diatomitas en España». *Tecniterrae*, S-304, 47-52.
- RUIZ ORTIZ, P. A. (1980).—«Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril y Jaén)». Tesis Univ. Granada (Publ. Secr. Publ. Granada).
- VIGUIER, C. (1974).—«Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas-Guadalquivir». *Thèse d'Etat. Université Bordeaux*, 450 pp.
- ZAZO, C. (1980).—«El Cuaternario marino-continental y el límite Plio/Pleistoceno en el litoral de Cádiz». *Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid*, 2 tomos.
- ZAZO, C.; GOY, J. L., y HOYOS, M. (1981).—«Litoral de Cádiz. El Aculadero». *Actas y Guías de Excursiones V Reunión Nac. G. E. T. C. Sevilla*, 383-386.
- ZAZO, C.; GOY, J. L., y DABRIO, C. (1983).—«Medios de transición en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno». *Res. X Congr. Nac. de Sedimentología. Menorca*.
- (1983).—«Medios marinos y marino-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno». *Mediterránea*, 2, 29-52.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; DABRIO, C.; CIVIS, J., y BAENA, J. (1985).—«Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (provincia de Cádiz, España)». *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico, Lisboa*, 1985.

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 fundamentalmente por:

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