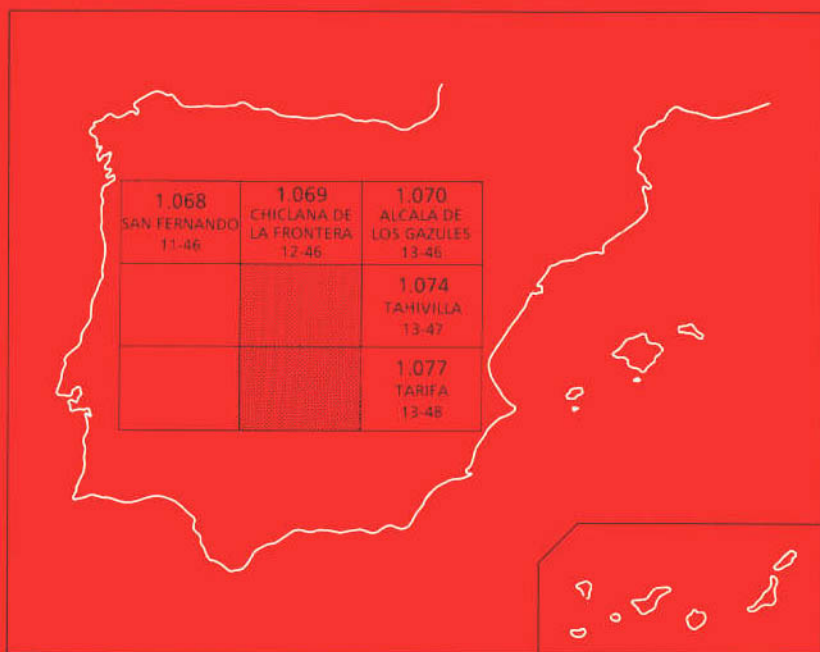




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



VEJER DE LA FRONTERA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

VEJER DE LA FRONTERA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10376-1991
NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME.

AUTORES Y COLABORADORES

Cartografía y Redacción de Memoria

A. Garcia de Domingo

J. González Lastra

P.P. Hernaiz Huerta

C. Zazo Cardeña

J.L. Goy Goy

} Plioceno superior y Cuaternario

Tectónica y Neotectónica

F. Moreno Serrano

Sedimentología

J. González Lastra

A. Maymo Assens

L. Ardevol Oro

icnofauna

J.C. Garcia Ramos

ESTUDIO DE MUESTRAS

Micropaleontología

L. Granados Granados

Nannoplancton

P. Aguilar

H. Feinberg

Sedimentología

J. González Lastra

M. Valenzuela Fernández

C. Suarez de Centi

Macropaleontología

J. Meco Cabrera

DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME

P. Ruiz Reig

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

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

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja 1073 (12-47), Vejer de la Frontera, que incluye la hoja 1076 (12-48), Los Pajares, se encuentra situada en la provincia de Cádiz, en el extremo occidental de las Cordilleras Béticas y más concretamente dentro del contexto geográfico del Campo de Gibraltar.

Se trata de una región de relieve bajo, cuyas máximas elevaciones no sobrepasan los 200 m de altitud y que se encuentra surcada por lo ríos Barbate, en cuya desembocadura se localizan las marismas del mismo nombre, y Salado que con un caudal muy escaso recorre el sector septentrional de la Hoja.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

Desde el punto de vista geológico, esta Hoja se encuentra enclavada en las Béticas occidentales, dentro de la zona estructural del Arco de Gibraltar, incluida en una amplia banda de materiales arcillo-yesíferos del Triásico superior, cubiertos en su mayor parte por el Complejo Tectosedimentario Mioceno. Dicha banda, con orientación NNE. paralela a la Cadena, se prolonga hacia el Norte por la Hoja de Chiclana (1069) hasta las Sierras de las Dos Hermanas, del Valle y de las Cabras; dicha estructura debió de actuar como un umbral diapírico con tendencia al levantamiento cuyos movimientos han condicionado en gran parte los rasgos paleogeográficos y los límites de distribución de sedimentos así como, en los momentos de mayor actividad tectónica, la dirección y extensión de los transportes tectónicos y los estilos estructurales de las diversas zonas.

Con posterioridad al paroxismo tectónico, esta zona quedaría definida como una gran depresión en la que se sedimentarían los materiales margosos y biocalcarenticos del Mioceno superior-Plioceno, asimismo afectado por movimientos diapíricos del Triásico superior.

1.3. ANTECEDENTES

El estudio de esta región comienza con los trabajos de GAVALA (1924), que confecciona un mapa a escala 1:100.000, denominando el conjunto arenoso "Areniscas del Aljibe", y ROBAUX (1935), que data como Cretácico superior algunos flysch de esta región.

Una investigación más detallada se inicia con los trabajos de tesis doctorales de la Facultad de Ciencias de París, dirigidas por DURAND DELGA, y realizados por CHAUVE, (1967) que estudia el norte de la Provincia de Cádiz y DIDON (1969) el Campo de Gibraltar.

Posteriormente hay que destacar los trabajos de PENDON (1977) que estudia la sedimentación turbidítica del Campo de Gibraltar y BOURGOIS (1978) que realiza la transversal de Ronda y aporta nuevos datos sobre la evolución del Arco de Gibraltar.

Asimismo hay que destacar la interpretación de los sondeos petrolíferos profundos realizada por PERCONIG (1962) y el estudio geológico a escala 1:25.000, confeccionado por SECEGSA (1982).

El Mioceno superior de esta región ha sido estudiado micropaleontológicamente por MARTINEZ (1973) que realiza el corte de Vejer de la Frontera.

Por último hay que mencionar los estudios del Cuaternario marino y Neotectónica, realizados por ZAZO (1980), BENKHELIL (1976) y BOUSQUET (1974).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. SUBBETICO

2.1.1. Triásico

Aflora ampliamente a lo largo del valle del río Salado, así como en pequeños afloramientos aislados, distribuidos entre el Complejo Tectosedimentario Mioceno. Es importante destacar el carácter halocinético observado en estos materiales, que constituyen un umbral de origen diapírico, que con dirección S.O.-N.E. queda soterrado por el Complejo Tectosedimentario Mioceno y los depósitos margosos y biocalcareníicos del Mioceno superior.

Este umbral, cuya geometría se ha definido en etapas postectónicas, ha representado un elemento de control paleogeográfico y tectónico a lo largo de toda la historia geológica de la región.

2.1.1.1. *Arcillas y yesos con cantos de dolomías y arenisca y dolomías tableadas negras* (1) y (2)

El complejo triásico que aflora en esta Hoja está representado en facies de tipo germánico y, más concretamente, presenta características del tipo "germano andaluz".

Litológicamente está formado por un conjunto de arcillas varioladas y yesos con bloques de tamaño variable de areniscas rojas y amarillas y dolomías tableadas, (dolomicritas e intramicritas) de color negro, que presentan laminaciones de algas y porosidad debida a disolución de sulfatos. Asimismo se han observado dentro de esta unidad abundantes cuarzos bipiramidales, niveles de azufre, que han sido explotados, óxidos de hierro y pequeños bloques de rocas eruptivas básicas (ofitas) e incluso ácidas, como las descritas por CHAUVE (1968) en Hojas próximas.

La edad para todo este conjunto arcillo-yesífero, es claramente Triásico superior, en base a las correlaciones establecidas con otras Hojas próximas en las que se han encontrado restos de *Equisetites arenaceus*, *Avicula gansingensis*, *Myophoria vetista*, *Myophoriopsis Keuperina* (CHAUVE, 1968).

2.1.2. Cretácico

2.1.2.1. *Calizas y margocalizas blancas* (3)

Aflora en las proximidades del Cerro de la Rubia, al Norte de la Cañada de la Mina, situándose mecánicamente sobre materiales del Triásico superior.

Se trata de una serie de margas y margocalizas (mudstone) de color blanco, limosa, con abundantes *Nannoconus*, entre los que se reconocen *Nannoconus bermudezi*, *N. steinmanni*, *N. Kamptneri*, *N. globulus* así como *Lenticulina*, *Ostrácodos*, *Ammodiscus*, que asignan a esta unidad una serie comprendida entre el Hauteriviense y el Barremiense inferior.

La potencia visible no supera los 100 m., mientras que su ambiente deposicional se corresponde con el de plataforma restringida.

2.1.3. Terciario

2.1.3.1. *Margas y margocalizas con niveles turbidíticos* (4)

Afloran en el desagüe de la antigua Laguna de La Janda y en las proximidades de las Lomas del Pericon, relacionados con fracturas de dirección NE-SO.

Litológicamente están formadas por margas y margocalizas blancas, que incluyen niveles turbidíticos calcáreos, en bancos de 20 a 50 cm de espesor.

La fauna es muy variable y numerosa, encontrando *Catapsydrax turgida*, *Globorotalia cuneicamerata*, *G. decepta*, *G. broedermanni*, *G. collactea*, *Globigerina linaperta*, *Nummulites aff perforatus*, así como abundante nannoplancton calcáreo; *Discoaster multiradiatus*, *D. lodoensis*, *Chiasmolithus grandis*, *Sphenolithus radians*, *Cocolithus formosus*, toda ella fauna característica del Eoceno inferior y medio.

El ambiente sedimentario de este conjunto, se corresponde con el de plataforma, observándose, en estos afloramientos, una potencia de 50 m.

Es importante destacar que esta unidad se encuentra incluida tectónicamente dentro de las series del Almarchal y del Complejo Tectosedimentario-Mioceno.

2.2. SERIE DE ALMARCHAL

2.2.1. Cretácico superior-Eoceno ?

2.2.1.1. *Calizas, margas y arcillas* (9)

Afloran en el colector este de la antigua Laguna de La Janda, así como en bloques dispersos entre el Complejo Tectosedimentario, como el observado en el Cerro del Puerco.

Se trata de un conjunto de calizas bioclásticas limosas (biomicritas), muy convolutadas, en bancos de 1 m de espesor alternantes con arcillas margosas grises, que han librado restos de *Hedbergella aff planispira*; *Globigerinoides aff. messinhe*, *Globotruncana linnaiana*, *G. falsos tuarti*, *Nodosaria*, *Ammodiscus*, *Heterohelix*, así como abundante nannoplacton calcáreo, *Broinsonia parca*, *Micula staurophora*, *Eiffelithus turriseiffelii*, *Cretarhabelus crenulatus*, fauna típica del Senoniense. No obstante en zonas próximas a ésta, en la Hoja de Tarifa (1077), se ha observado, junto a fauna de esta edad, microfósiles característicos del Eoceno, por lo tanto la edad de esta unidad está comprendida entre el Cretácico superior y el Eoceno.

Estos materiales, que en parte son equivalentes a la Unidad de Almarchal definida por DIDON (1967), se asocian en secuencias turbidíticas, en general del tipo Ta-e y Tbc-e de Bouma.

El medio sedimentario corresponde a un ambiente de llanura submarina con posible influencia de las zonas distales de un abanico submarino profundo de alta eficacia de transporte.

2.3. COMPLEJO TECTOSEDIMENTARIO MIOCENO

2.3.1. Mioceno inferior

2.3.1.1. Arcillas con *Tubotomaculum* (5)

Se observan en gran parte de esta Hoja, situándose sus mejores afloramientos en la Ctra. Vejer-Los Caños y en la Ctra. Vejer-Medina Sidonia.

En general se encuentran mecánicamente sobre el tramo anteriormente descrito, así como sobre las arcillas versicolores y yesos del Triásico superior.

Se trata de un conjunto de arcillas rojas y verdes, satinadas, de aspecto esquistoso, con restos de trazas fósiles (*Tubotomaculum*), nódulos de azufre, yesos, que pueden formar niveles (gipsiarenitas), con crecimientos diagenéticos y niveles de limolitas ferruginizados.

Este tramo ha sido denominado de formas diferentes por autores anteriores; así DIDON (1967-1972) denomina a estas arcillas como **Unidad de Facinas**; CHAUVE (1968) las incluye dentro de la **Unidad de Paterna** y de la **Unidad de Aljibe**; BOURGOIS, (1978) la sitúa dentro de la **Formación de arcillas con bloques** y de la **Serie de Base del Aljibe**.

En los estudios micropaleontológicos se ha determinado abundante fauna resedimentada del Cretácico superior, Paleoceno, Eoceno, y Oligoceno, tales como *Turborotalia nana*, *T. siakensis*, *T. Kugleri*. En los análisis de nannoplacton sólo se han observado formas resedimentadas del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno. En Hojas próximas a ésta, Chiclana de la Frontera (1069) y Tahivilla (1077), se han encontrado en facies similares formas del Mioceno inferior; por lo tanto este complejo se formó a expensas de materiales del Cretácico superior, Eoceno y Oligoceno, depositándose por procesos tectosedimentarios, en el Mioceno inferior.

Sin embargo, es necesario hacer constar que estos restos no deben pertenecer a las arcillas con *Tubotomaculum* sino que debe ser la fauna autóctona de la cuenca, o verdadera **matriz** del Complejo Tectosedimentario. Por ahora no existen criterios para separar cartográficamente estos sedimentos autóctonos de la **pasta** de arcillas con *Tubotomaculum* cuyo origen, igual que el de los bloques, se puede considerar como tectónico. La llegada de estos materiales de origen tectónico a una cuenca con su propia sedimentación autóctona configura el Complejo Tectosedimentario.

La característica más importante de estas arcillas es la de **englobar** una serie de materiales, de las más diversas litologías y edades que en forma de bloques se distribuyen irregularmente entre ellas. El origen de estos bloques está relacionado con la fase de emplazamiento e imbricación en escamas de las Areniscas del Aljibe y de los materiales calcáreo-arcillosos que constituyen su serie basal.

La procedencia de estas arcillas está relacionada con materiales del Triásico superior, que darían lugar a las gipsiarenitas, aportando los nódulos de azufre y parte de las arcillas

versicolores, junto con sedimentos arcillosos de una posible serie oligocena que se situaría en el talud de las Zonas Internas. Durante el Mioceno inferior, el desplazamiento de éstas hacia el Oeste, mezcla todos estos depósitos, originando el Complejo Tectosedimentario.

2.3.1.2. *Calizas bioclásticas y arcillas* (6)

Dentro de las arcillas con *Tubotomaculum* descritas anteriormente se han observado en el sector del Puerto de Medina, en el Caserío de Manzanete y en el cerro del Puerco varios niveles de calizas limoso-arenosas (biomicritas y biopelmicritas) con bioclastos resedimentados, nódulos de pirita y un espesor de capa que varía entre 0,5 y 1 m.

Estos niveles calcáreos presentan secuencias turbidíticas con abundantes **convolutes** estando formados a espensas de materiales y fauna del Cretácico superior y Paleoceno, como la denunciada en los análisis micropaleontológicos, entre otra *Microcodium*, *Globotruncana lapparente*, *G. arca*, *G. stuarti*, *G. lamellosa*, *Pithonella sphaerica*.

Cartográficamente estas capas presentan en algunos sectores una gran continuidad lateral, llegando a alcanzar varios km. de extensión; no obstante se encuentran generalmente muy replegadas observándose fragmentos de diversos tamaños, diseminados entre las arcillas.

Aunque no se han encontrado restos fósiles que confirmen su edad, al estar incluidas, como niveles, dentro del Complejo Tectosedimentario, les debe de corresponder una edad Mioceno inferior.

2.3.1.3. *Calizas arenosas y arcillas* (7)

Sus afloramientos presentan un desarrollo muy desigual, ya que se encuentran formando parte del Complejo Tectosedimentario; no obstante las mejores zonas de observación se sitúan en el Cerro del Vigía.

Se trata de calizas arenosas (biomicritas) estratificadas en bancos de 0,3 a 1 m de espesor, con una potencia total observable no mayor de 5 m.

La microfauna es abundante, observándose *Microcodium*, *Cibicides*, *Globorotalia abundocamerata*, *G. aegua*, *G. pusilla*, *G. pseudomenardii*, *G. laevigata*, *Lithothamniun*; fauna de edad paleocena, comprendida entre el Montiense superior-Landeniense. Aunque en esta Hoja sólo se han encontrado formando bloques, en otras próximas a esta, Tahivilla (1074) y Tarifa (1077) se han observado calizas semejantes a éstas que corresponden a los tramos superiores de un conjunto de calizas arenosas y arcillas, generado en una llanura submarina en conexión con un sistema de lóbulos.

2.3.1.4. *Calizas bioclásticas y margas* (8)

Afloran, como la unidad anterior, diseminadas entre el Complejo Tectosedimentario, situándose sus mejores afloramientos en el Cerro del Bujar, en los alrededores de la Ermita de S. Ambrosio y en el Cerro del Hinojal.

Litológicamente está formado por una alternancia de calizas (biomicritas y biointramicritas) de foraminíferos, en bancos de 10 a 20 cm de espesor con fragmentos resedimentados de rocas jurásicas y vidrios volcánicos, y niveles de margas grises con escaso cuarzo y algo de glauconita, no visible en todos los afloramientos.

En general se pueden observar en estos depósitos secuencias turbidíticas, con abundantes ripples a techo y fauna del Eoceno, (Luteciense); entre ella: *Nummulites*, *Globorotalia* aff *aragonensis*, *G. centralis*, *G. bolivarina*, *G. formosa*, *G. crater*, *G. aequa*, *Globigerina senni*, *G. lozanoi* y nannoplancton calcáreo, *Discoaster barbadiensis*, *D. lodoensis*, *D. taninodifer*, *Rhomboaster cuspis*.

2.3.1.5. *Calcarenitas margosas y arcillas rojas* (10)

Sólo se han observado en un pequeño afloramiento situado próximo al límite con la Hoja de Chiclana de la Frontera (1069), en la ladera meridional del Cerro de la Lapa, relacionado con bloques de Areniscas del Aljibe. En general este tramo presenta características semejantes a la Formación Benaiza.

Litológicamente está formado por una serie de biocalcarenitas (biomicritas) en bancos de 30 a 50 cm de espesor, con laminación paralela normalmente deformada (laminación convoluta), observándose en ciertas capas ripples a techo de las mismas, alternando con arcillas rojas y grises con abundantes nódulos de pirita.

Entre la microfauna encontrada hay que destacar: *Turborotalia siakensis*, *T. opima*, *Globigerinita* aff *avachitaensis*, que datan a esta unidad como Oligoceno.

El ambiente sedimentario de este conjunto corresponde a una llanura submarina.

2.3.1.6. *Areniscas del Aljibe* (11)

Esta unidad fue denominada por GAVALA (1924) como **Areniscas del Aljibe**. En esta Hoja afloran como bloques, algunos de ellos con dimensiones kilométricas. Los mejores puntos de observación se sitúan en el sector septentrional de la Hoja, existiendo no obstante pequeños afloramientos de estas mismas areniscas en las cercanías de las Lomas, en el Cortijo de S. Francisco de Paula y en la carretera de Vejer a los Caños de Meca, este último relacionado con un accidente tectónico de dirección NNE.

El emplazamiento de estos bloques, (ver apartado de Tectónica) está relacionado con el proceso de imbricación en escamas que sufre esta misma unidad en sectores más al Este, (Tahivilla 1074) y posteriores deslizamientos gravitacionales. Este fenómeno da lugar a observar bloques de estas areniscas, con diversidad de facies.

Litológicamente están formadas por arenas y areniscas de color anaranjado y aspecto masivo alternando con delgadas intercalaciones arcillosas de color tabaco. Estas areniscas son muy heterométricas llegando incluso a observarse niveles de microconglomerados formados por cantos de cuarzo y cuarcita, mates y facetado eólico.

Esta unidad desarrolla una variedad de facies muy limitada no siendo aplicable la secuencia de Bouma, observándose secuencias de *middle fan* que se organizan por lo general en ciclos de facies y ciclos de compensación, correspondientes a lóbulos deposicionales, aunque también se reconocen secuencias canalizadas interpretadas como canales distributarios menores que pueden haberse extendido por toda la longitud del abanico.

Estas características son propias de abanicos submarinos construídos por corrientes de turbidez densas, muy cargadas en arenas y bastante pobres en sedimentos finos, poco eficaces para transportar la arena a grandes distancias.

Respecto a la edad de estas areniscas hay que decir en primer lugar que el hecho de que sean azoicas no permite su datación por medios paleontológicos. No obstante, en Hojas próximas a ésta (Tahivilla 1074 y Tarifa 1077), basándose tanto en sus relaciones laterales como verticales, se les ha asignado una edad Aquitaniense.

2.4. TERRENOS POST-TECTONICOS

2.4.1. Mioceno superior

Se trata de un conjunto de materiales detríticos carbonatados que se depositan rellenando un paleorelieve originado por las fases tectónicas miocenas y en los que se observa una megasecuencia regresiva compleja (*shallowing*), evolucionando desde margas de plataforma hasta depósitos litorales costeros.

2.4.1.1. *Margas arenosas azules* (12)

Se observan en el sector noroccidental de la Hoja, Cerro del Algarrobilllo, así como en los alrededores de la Muela y Vejer, apoyándose discordantemente sobre el Complejo Tectosedimentario que en general constituye su infrayacente.

Consiste en una sucesión monótona de margas azules, localmente limosas y arenosas, con intercalaciones de calizas bioclásticas, más abundantes hacia el techo.

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

En su estudio de microfauna se han observado abundantes restos de Ostrácodos, *Turborotalia acostaensis*, *T. humerosa*, *T. incompta*, *Globorotalia scitula*, *G. ventriosa*, *G. merotumida*, *Globigerinoides*, *Globigerinas*, *Orbulina*, *Bulimina*, que asignan a esta unidad una edad Tortoniense superior-Messiniense.

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

2.4.1.2. *Biocalcarenitas* (13)

Esta unidad se presenta, formando niveles lentejonares, en rápida acuñación lateral a las margas anteriormente descritas.

Litológicamente está constituida por biocalcarenitas arenosas con estratificación y laminación cruzada.

En los estudios micropaleontológicos se ha detectado la presencia de Briozoos, Equínidos, Lamelibranquios, Coralarios, *Globorotalia merotumina*, *Globigerina apertura*, *Globigerinoides obliquus*, *Globoquadrina altispira*, que asignan a la unidad una edad comprendida entre el Tortoniense superior y el Messiniense.

Los mejores afloramientos de estas barras bioclásticas se pueden observar en la carretera Vejer-Medina Sidonia, a la altura del Puerto de Medina, adquiriendo en este sector una potencia máxima de 20 m.

Su ambiente deposicional corresponde en conjunto a una sedimentación de barras de off shore.

2.4.1.3. *Margas y biocalcarenitas* (14)

Constituye esta unidad una alternancia de margas arenosas de color azul e intercalaciones de orden métrico de calcarenitas bioclásticas, aumentando en importancia hacia el techo.

El espesor es muy irregular y tanto lateral como verticalmente pasan a las unidades anteriormente descritas; no obstante se han observado espesores de 500 m en las cercanías de Conil.

Las margas presentan una estratificación masiva con intensa bioturbación mientras que en los niveles calcareníticos se han observado tres tipos de secuencias básicas, que se describen a continuación:

- El primer tipo (Fig. 1-A) se caracteriza por presentar cosets de tendencia tabular con continuidad lateral menor de 200 m, organizados en secuencias negativas y en el que se pueden distinguir tres términos de muro a techo.
- El término basal formado por margas arenosas azules.
- El término intermedio formado por areniscas margosas de grano fino.
- El término superior formado por calcarenitas de grano medio, con estratificación cruzada planar de gran escala en estratos de 10 a 20 cm. y laminación cruzada *festoon* de media escala; localmente pueden presentar *ripples* y *megaripples* de ola.

La segunda secuencia tipo observada (Fig. 1-B) se caracteriza por presentar cosets tabulares de gran continuidad lateral organizados en secuencias positivas o negativas y constituidas por tres términos:

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

El tercer tipo de secuencias viene caracterizada por cosets de geometría y continuidad lateral desconocidas (Fig. 1-C), organizados en secuencias negativas formadas por tres términos que se describen a continuación:

El tramo inferior formado por limos y margas arenosas con bioturbación.

El medio formado por areniscas lutíticas de grano fino con laminación cruzada festoon o planar, de media y pequeña escala. En algún caso se han reconocido en la base del término estratos laminares gradados entre 10 y 40 cm.

El superior constituido por areniscas lutíticas de grano fino a medio con laminación cruzada festoon de gran y muy gran escala, con base erosiva y esporádicos microcantos blandos.

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

Las secuencias de tipo B son de somerización presentando una evolución desde facies submareal somera a intermareal con modificaciones a techo debido a fenómenos de oleaje.

Las secuencias de tipo C presentan una gran influencia deltaica, situándose en un contexto sedimentario de frente deltaico.

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

2.4.1.4. **Brechas calcáreas y biocalcarenitas** (15)-(16)

Discordante sobre los tramos anteriormente descritos, como se puede observar en la playa de la Fontanilla, e incluso sobre el sustrato constituido generalmente por el Complejo Tectosedimentario, (sector de Casas de Villas Isabel), se desarrolla un conjunto detrítico formado por calcarenitas bioclásticas de grano grueso a muy grueso con abundantes fragmentos de macrofauna, incluyendo en la base esporádicos niveles cuya potencia oscila entre 0,5 y 4 m de conglomerados y brechas calcáreas, de tamaño grava gruesa e incluso bloque, con soporte de matriz biocalcarenítica.

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

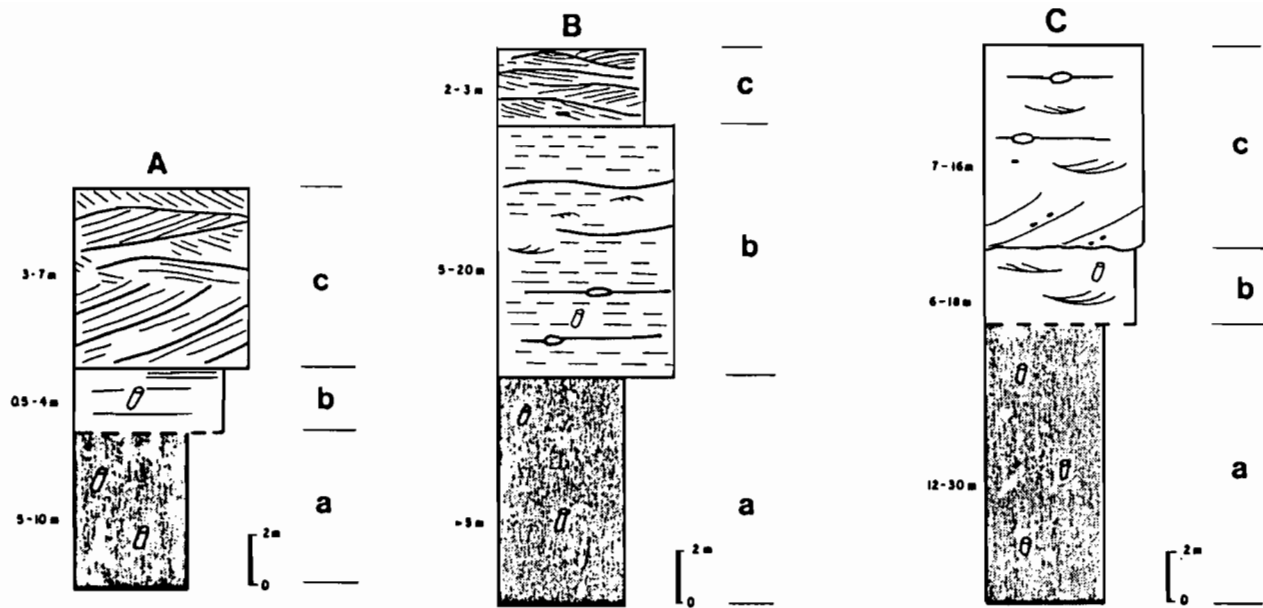


Fig. 1.- Secuencias básicas de los niveles biocalcarenticos intermedios.

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

En conjunto constituyen una macrosecuencia negativa compleja. La ciclicidad interna es variable debido a la presencia de ciclos de facies y ciclos de compensación, como se puede observar en la secuencia obtenida en la sección de Vejer (Fig. 2).

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

Sedimentológicamente corresponde a un complejo de barras bioclásticas amalgamadas sedimentadas en un ambiente de alta energía, esencialmente submareal por encima del límite de acción del oleaje.

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

Los niveles de cantos, con superficies erosivas planas y continuas corresponden en su mayoría a episodios de tormentas. No obstante los niveles de brechas calcáreas inferiores presentan cierta forma canalizada.

2.4.2. Plioceno

2.4.2.1. Arenas amarillas (17)

Discordantemente sobre el tramo anterior se observa en la zona del cerro de Sierra Granada así como en el sector nor-occidental de la Hoja un conjunto detrítico formado por arenas amarillentas generalmente de grano medio que incluyen esporádicamente niveles carbonatados con fragmentos de macrofauna y cuya potencia no sobrepasa los 200 m.

No es posible observar un determinado tipo de estratificación y las únicas estructuras claramente reconocibles son superficies onduladas de gran escala y, a techo de esta unidad, laminación cruzada **festoon** de gran y muy gran escala.

Los estudios micropaleontológicos han detectado muy pocos microfósiles, sólo restos de Lamelibranquios, Equínidos, *Balanus*, *Rotalia beccarii inflata*, asignando a este tramo una edad Plioceno inferior-medio, atendiendo tanto a su posición estratigráfica como a los escasos restos fósiles que contiene.

Su ambiente de deposición corresponde a un medio costero con probable desarrollo de playas.

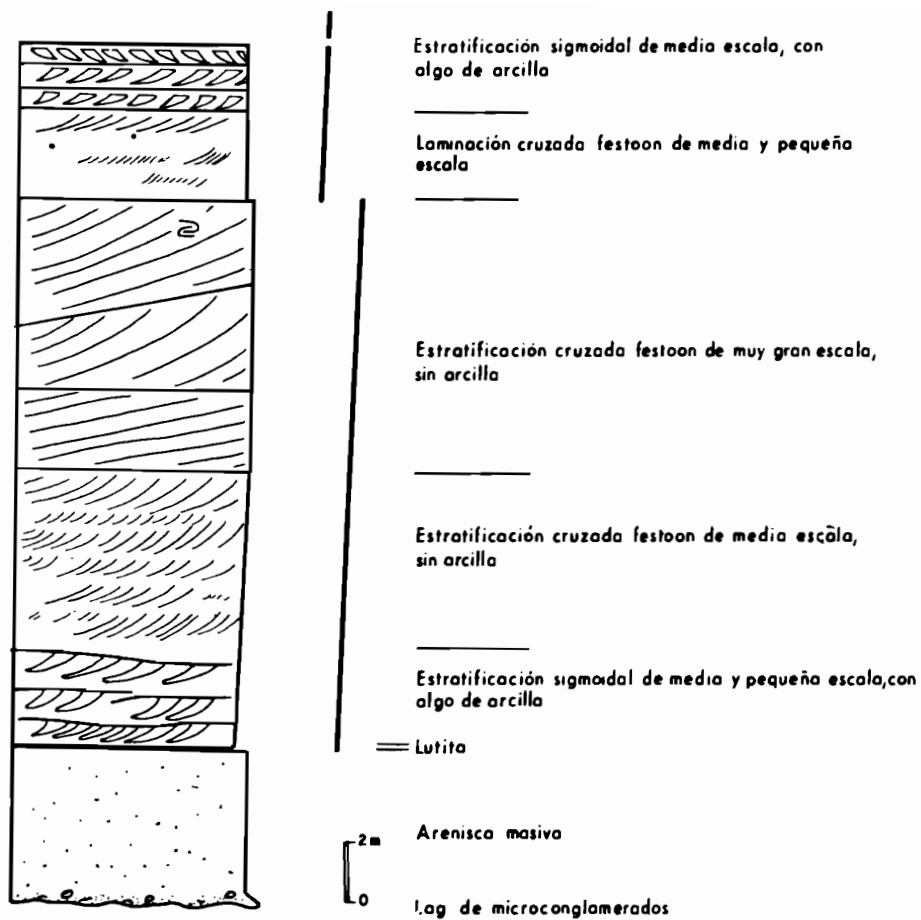


Fig. 2.- Secuencia básica del nivel biocalcarenítico superior.

2.4.2.2. *Conglomerados con conchas. Arenas, conglomerados y margas. Arenas y cantos* (18-19-20).

Los depósitos correspondientes al Plioceno superior aparecen con gran variedad de facies, (Fig. 3), aunque todos ellos relacionados con el claro ambiente regresivo que se produce de una forma general en todo el litoral de Cádiz.

Un golfo se extendía por la actual marisma de Barbate, en el que se depositan conglomerados, en un ambiente sublitoral, foreshore y shoreface ricos en fauna: *Callista chione*, *Pecten jacobaeus*, *Chlamys labnae*, *Pycnodonta cochlear*, en el que desembocaría algún río que dio origen a los depósitos estuarinos (19), que se observan en la zona de El Torero y El Soto.

En la región de Conil, área de Puntalejo, el mar que ocupaba gran parte de la costa permanece, aunque en un área más restringida, durante el Plioceno superior y testigos del mismo son los depósitos conglomeráticos (18) con lumaquelas de Pectínidos y Ostreidos y un nivel de concreciones calcáreas y algas, asociados a la plataforma que hoy en día constituyen el entorno de Cabo Roche.

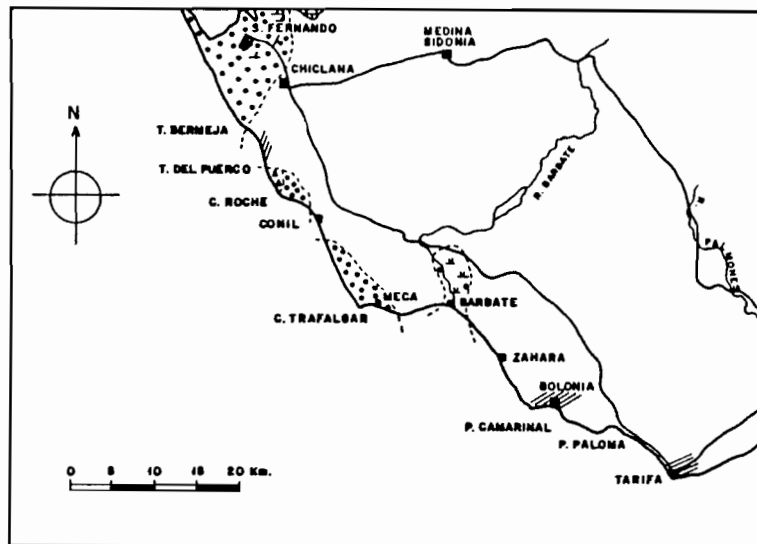
Al Sur del Torre del Puerco, el Plioceno superior está representado por unas arenas fluviales en las que se distinguen canales de fondo plano con niveles de conglomerados, (20), correspondientes a la desembocadura de algún cauce próximo a la costa.

2.4.3. Cuaternario


El paso del Plioceno al Pleistoceno posiblemente está representado en esta zona por las **Arenas rojas**, (21), que evidentemente corresponden al cierre de un ciclo sedimentario. Se trata de un depósito marino-continental en el que no se observa ninguna estructura sedimentaria y que al menos en Cádiz (ZAZO C. 1980) es azoico (en algunas zonas del litoral de Huelva presentan restos de fauna pero no significativa desde el punto de vista estratigráfico).


En general este depósito guarda, en todo el Golfo de Cádiz, estrecha relación con los cauces fundamentales (Guadalquivir, Guadalete, Barbate, etc.), por lo que pueden corresponder a antiguas flechas y barras situadas en ambientes de estuario. El estudio sedimentológico llevado a cabo en numerosas muestras tanto de Cádiz como de Huelva (ZAZO C, 1980) apoyaría dicha hipótesis. Por otra parte la distribución espacial de esta formación y las estructuras que se observan en foto aérea sugieren que se trata en algunos puntos de depósitos dunares.


Próximos a la costa, las oscilaciones eustáticas han dejado como testigos restos de depósitos marinos, siempre muy someros, a lo largo del Cuaternario. La distribución de los mismos está representada en la (Fig. 4) donde se han añadido cortes esquemáticos con el fin de observar las relaciones geométricas existentes entre los diferentes episodios y la relación de los depósitos marinos con los continentales que los fosilizan y que marcan en muchos casos las fases regresivas subsiguientes.





L E Y E N D A


- 
 Facies sublitoral (shoreface) . P. jacobaeus, O. lamellosa, Ch. flexuosa.


- 
 Facies de lagoon. Mytilus sp., Ostrea sp. (backshore).

- 
 Facies continental. Deseembocadura de algún barranco en proximidad a la costa.

- 
 Facies continental. Coliza lacustre.

- 
 Facies "estuarinos". (Foreshore - Shoreface) Pycnodonta cochlear, P. jacobaeus.

- 
 Facies sublitoral. G. bimaculatus, A. tyberculata. Depósito Plio - Cuaternario.

- 
 Contorno de la paleocosta del Plioceno superior.


- 
 Zonas en las que posiblemente el Plioceno superior ha sido erosionado por los transgresiones cuaternarias posteriores.

Fig. 3.- Paleocosta del Plioceno superior y distribución de facies. (Zona sur-occidental Prov. Cádiz).

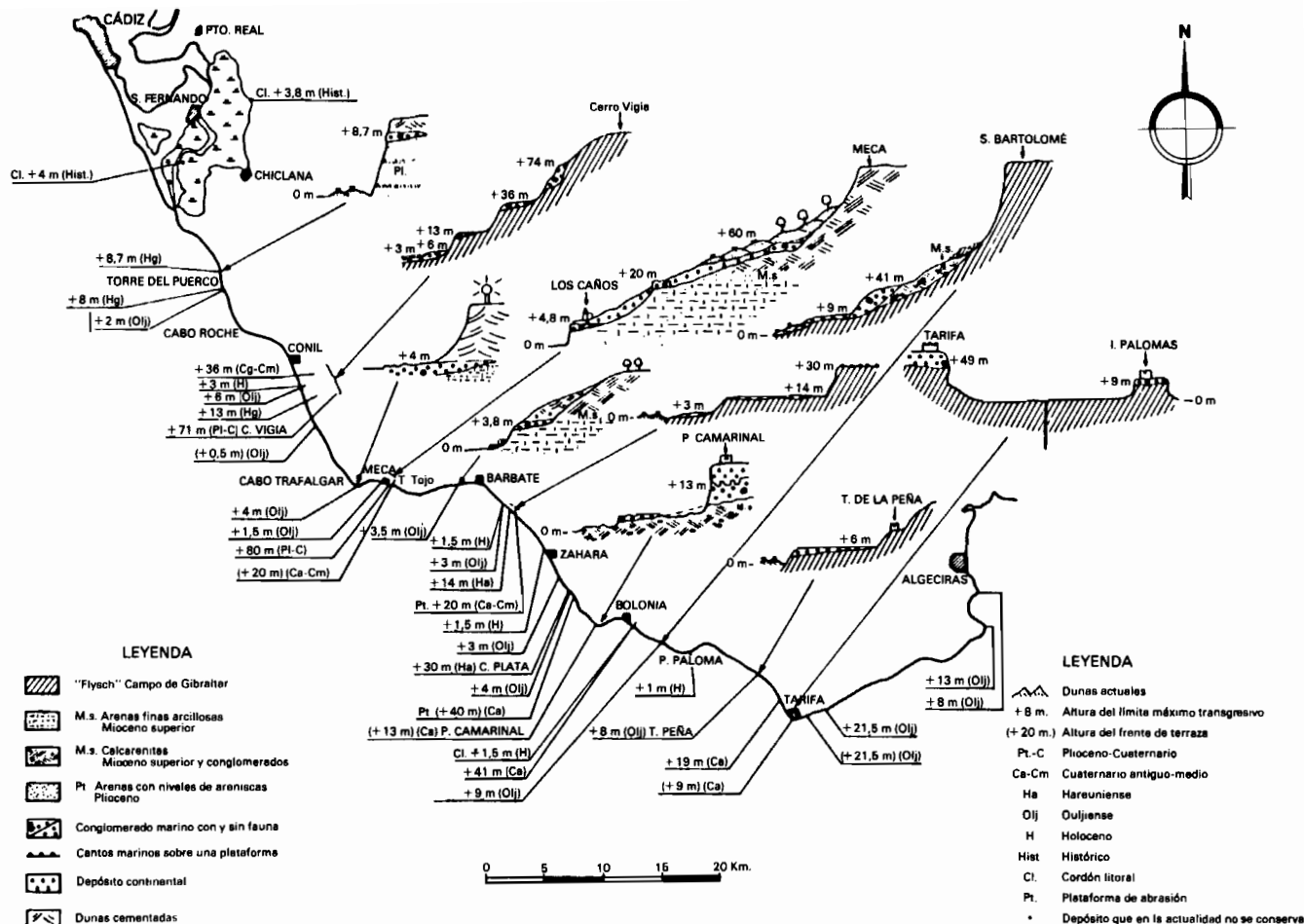


Fig. 4.- Distribución de los niveles marinos cuaternarios del litoral de Cádiz (Cortes más significativos)

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

Se han distinguido en el litoral de Cádiz siete episodios marinos, de los cuales cinco están presentes en la Hoja de Vejer. De más antiguo a más moderno serían los siguientes: **Ep. Torre del Tajo (22)**, cuya situación estratigráfica no está muy clara por lo que se le sitúa en el Plio-Pleistoceno. Se trata de un conglomerado que a techo pasa a veces a depósitos dunares de poca potencia; la fauna que contiene: *Glycymeris bimaculata*, *Ostrea edulis*, *Patella vulgata*, *Pecten jacobaeus*, no presenta gran interés cronológico. A continuación se deposita el **Episodio Plataformas de Zahara (25)**, denominado así porque morfológicamente, en muchos casos, se presenta como extensos bancales en los que sólo se observan cantos con litófagos. No obstante este nivel en la zona de Meca y Sur de Conil tiene el aspecto característico de una terraza marina; la fauna que contiene es *Ostrea lamellosa* y *Pecten jacobaeus*.

Los siguientes restos de niveles marinos son los que corresponden a la línea de costa: **Ep. Cabo de la Plata (28)**, muy bien marcado topográficamente en la zona de El Palmar, con fauna muy uniforme *Glycymeris bimaculata* y *Acanthocardia tuberculata*, y **Ep. de Trafalgar (29)**, que es el más constante en todo el litoral gaditano y el que presenta mayor variedad de facies; sus faunas por otro lado poseen un carácter cálido-templado en algunas especies: *Thais haemastoma*, *Patella safiana*, *P. depressa*, *Arca noae*, *Lima lima*, *Glycymeris bimaculata*. Este episodio puede estar también representado por unos conglomerados azoicos en los que sólo se observan cantos con perforaciones de litófagos y de esponjas.

Dos dataciones radiométricas han sido efectuadas en este nivel, (29), ambas con $230\text{ Th} / 234\text{ U}$: una próxima a Torre de Puerco (90.000 años B.P.) y otra en un depósito que hoy en día ha desaparecido en la carretera Barbate-Zahara (84 ± 96.10^3 años B.P.).

El ciclo regresivo que sigue a este episodio marino está constituido por depósitos coluvionares (31) o glaciares (30) y dunas cementadas (32) que se extienden ampliamente en el sector de Trafalgar, donde constituyen la base del faro, y entre Meca y Barbate.

El episodio marino más reciente, **Episodio de Zahara (33)**, en general está representado por terrazas fluvio-marinas y cordones litorales; la fauna que contiene: *Canthapantanosus rus assimilis*, *Cymbium olla*, *Ostrea edulis*, *Pecten jacobaeus*, *Glycymeris violescens*, *Acanthocardia tuberculata* y *Pallella ferruginea* es muy similar a la actual.

Una tentativa cronológica de estos episodios marinos se realiza en el Cuadro I, en donde se han comparado con los de la cronología clásica cuaternaria, es decir, los pisos establecidos en Marruecos y en Italia. Es indudable que dada la situación geográfica de esta zona las características de estos depósitos y faunas son mucho más correlacionables con Marruecos.

Próximo a Vejer y asociado con el río Barbate se extiende el abanico aluvial más antiguo de esta costa (23). Sobre sus materiales se desarrolla un potente suelo rojo que presenta a veces un horizonte argilítico con un metro de potencia.

En la zona de Conil, un glacis (24), cuyos depósitos contienen industria lítica arcaica y que en muchos casos se encuentran rellenando los huecos de Karst postplioceno, es el responsable de la morfología actual de una amplia banda costera que se extiende por la zona de Roche.

En el sector de El Palmar, se encuentran los restos de depósitos correspondientes a zonas pantanosas (40), representados por unas arenas limosas sobre las que se desarrollan suelos de carácter vértico, típico de zonas planas con mal drenaje.

La desembocadura del Barbate atraviesa una zona de **Marismas** en las que se depositan limos (41) y arenas (42), que contienen fauna marino-salobre.

Un extenso manto eólico (35), cubre gran parte de la Hoja coincidiendo a veces por su posición con formaciones dunares fósiles.

CUADRO - I
TENTATIVA CRONOLOGICA DE LOS NIVELES MARINOS DEL LITORAL DE CADIZ

EDAD M.a.	PISOS		C A D I Z				MARRUECOS		I T A L I A		
			EPISODIOS MARINOS	COTAS M.I.	DATACIONES	FAUNAS	PISOS MARINOS	FAUNAS	PISOS MARINOS	DATACIONES	FAUNAS
0,001	HOLOCENO	7ª Ep. Bahía (Post-romano)	+ 4 m (C.I.)			MELLAHIEN		VERSILIANO			
		6ª Ep. Zahara	+ 3 m		••						
0,2	PLEISTOCENO SUPERIOR	5ª Ep. Trafalgar	+ 21,5 m	90.000 a.s.p. 64 ± 50 a.s.p.	Th. haemastoma P. safiانا	OULJIE N	Th. haemastoma P. safiانا	TIRRENIANO	~ 90.000 a.s.p.	S. bubonius	
		4ª Ep. Cabo Plato	+ 30 m		↖	HAROUNIEN	P. safiانا		~ 120.000 a.s.p.	S. bubonius	
									~ 180.000 a.s.p. 200.000 a.s.p.	S. bubonius	
0,7	PLEISTOCENO MEDIO		+ 36 m		↖	ANFATIE N	P. safiانا	Ep. TORRIM-PIETRA			
		3ª Ep. Plataformas de Zahara				MAARIFIEN	N. lapillus L. littorea		TARQUINIANO		
1,6	PLEISTOCENO INFERIOR	2ª Ep. Camarinal	+ 41 m		P. maximus	MESSAUDIEN		SICILIANO		A. islandica H. balthica	
								CALABRIANO			
1,8	PLIO-CUATERNARIO	1ª Ep. Torre del Tajo	+ 80 m		*	MOGHREBIEN	*				

* Fauna igual a la del Plioceno
+ Fauna "ligeramente" fria
++ Fauna fria
• Fauna algo cálida

•• Fauna cálida M.I.- Máxima transgresiva
••• Fauna idéntica a la actual
↖ Fauna sin significado climático ni estratigráfico determinado
C.I. Cordón litoral (Backshore)

3. TECTONICA

Dentro de la Hoja geológica de Vejer de la Frontera los materiales triásicos quedan limitados a una banda de unos 3 km de anchura, con orientación NNE-SSW, que termina por acunarse, en su extremo meridional, contra las calcarenitas del Mioceno superior, mediante un contacto mecanizado localizado en las afueras de Conil. Hacia el Norte, sin embargo, aparecen siempre en contacto con el Complejo Tectosedimentario. La relación tectónica entre ambos conjuntos es deducible de sus relaciones cartográficas y de algunas características propias de dichos materiales.

En esta Hoja los sedimentos triásicos quedan recubiertos por el Complejo Tectosedimentario, extendiéndose, con toda probabilidad, bajo el mismo hacia el Este. Al Norte, ya dentro de la Hoja de Chiclana de la Frontera (1069), el Triás aparece igualmente recubierto, salvo en los asomos diapíricos, de los cuales, la mayor parte presentan una forma alargada según la dirección NNE-SSW.

En diferentes contactos entre ambos conjuntos, los niveles competentes de los materiales triásicos aparecen muy verticalizados, en tanto que la matriz y los niveles yesíferos presentan pliegues formados por fluencia viscosa, característicos de los movimientos diapíricos. Además los materiales que componen el Complejo Tectosedimentario aparecen deformados de manera análoga a los materiales triásicos.

La estructura interna del Complejo Tectosedimentario se caracteriza por la disposición cóptica de algunos niveles, así como por el aislamiento y desconexión de los bloques englobados en la misma, muchos de los cuales alcanzan dimensiones kilométricas. Dicha estructuración es el resultado de un origen sedimentario seguido de un deslizamiento gravitacional durante el cual sufrió una intensa desorganización y mezcla con bloques de otras unidades, especialmente de las Areniscas del Aljibe, ocupando casi siempre la posición tectónica más elevada en relación con el resto de las unidades.

El diapirismo de las masas triásicas parece haber jugado un papel de cierta importancia en la evolución tectónica de este sector de la cadena, si bien este aspecto no ha sido tratado por autores anteriores, a excepción de VIGUIER (1974).

Los movimientos diapíricos han debido de actuar en algunos lugares hasta el Cuaternario antiguo, ya que en San Fernando y Puerto Real existen sendos asomos diapíricos del Triás, alrededor de los cuales las capas del Plioceno inferior y medio aparecen verticalizadas y sobre ellas, en San Fernando, el Plioceno superior buza 22° , en tanto que en Puerto Real afloran capas de edad Villafranquiense buzando hasta 10° (VIGUIER, op. cit.).

Dentro de la Hoja de Vejer, los sedimentos mio-pliocenos del borde noroccidental buzan suavemente hacia el Oeste. Dicho buzamiento, los pliegues y diversas fallas que afectan a estos materiales, se han debido generar simultáneamente a la actuación de movimientos diapíricos del sustrato triásico. Pese a que los afloramientos de este último quedan muy restringidos, tal como señala el comienzo de este apartado, cabe suponer no obstante su prolongación bajo el Complejo Tectosedimentario y la cobertera mio-pliocena hasta la desembocadura del río Barbate, de forma que todo el sector comprendido entre Conil y dicha localidad, debe corresponder a una amplia estructura anticlinal, con orientación NNE. la

cual puede prolongarse hasta la Sierra del Valle y Sierra de las Cabras, situadas al Norte y dentro de la Hoja de Algar (1063). En este lugar los afloramientos triásicos son mucho más extensos. Dicha estructura habría tenido un comportamiento diapírico durante la fase tectónica principal del Burdigaliense-Langhiense. Posteriormente, cerca de la costa y en su margen oriental, habría subsidido desde el Plioceno hasta la actualidad en tanto que en su borde occidental, al menos en los sectores costeros comprendidos dentro de la Hoja de Vejer, habrían proseguido los movimientos ascendentes de carácter diapírico.

En lo que sigue se trata de justificar la conclusión anterior. La desembocadura del río Barbate debe corresponder a un accidente cortical importante, que en tiempos recientes (Mioceno terminal-actualidad) ha actuado como una fractura en la que el bloque levantado correspondería a la zona de Zahara de los Atunes y Sierra de Retín, en tanto que el bloque hundido situado al lado occidental, aparece como un área basculante hacia el E. durante la sedimentación mio-pliocena, ya que las series con esta edad existentes en este lugar presentan un espesor considerable y superior al registrado en Conil-Cabo Roche o en la Muela.

La dirección de dicho accidente debe ser submeridiana o próxima a la NNE. Así la cobertera mio-pliocena presenta diversas fracturas con esta misma dirección y por otro lado, a escala regional, se puede prolongar hasta el borde oriental de la Sierra de las Cabras. A partir de este lugar dicho accidente se incurva siguiendo la dirección general de la Cadena. A lo largo de su recorrido, aparece cubierto en su mayor parte por el Complejo Tectosedimentario, separando la zona de imbricación de las escamas de las Areniscas del Aljibe al Este, de los afloramientos triásicos al Oeste.

Se sale fuera del ámbito de esta memoria la discusión sobre la actuación y naturaleza de dicho accidente y sólo cabe señalar brevemente que con anterioridad a la subsidencia del bloque occidental, producida al parecer sólo en la zona costera, este accidente delimita hacia oriente el umbral diapírico antes mencionado, contra el cual se produjo la imbricación de las escamas tectónicas de las Areniscas del Aljibe en las regiones situadas al N.E. de esta Hoja. Por otro lado llama la atención el hecho de que la Sierra del Retín ocupa una posición próxima y guarda cierto paralelismo con dicho accidente. Esta sierra ya fue interpretada por DIDON (1969) como un gran bloque desgajado del manto principal; podría añadirse además que su posición actual podría deberse a su detención contra el umbral diapírico, con anterioridad a la subsidencia del mismo en este lugar.

Dicho umbral sólo habría sido sobrepasado por el Complejo Tectosedimentario el cual se enriqueció notablemente en bloques de Areniscas del Aljibe por derrame gravitacional a partir del relieve creado por la imbricación de las mismas.

3.1. LA COBERTERA MIO-PLIOCENA. NEOTECTONICA

Sus afloramientos cubren el extremo noroccidental de la Hoja y una amplia banda comprendida entre los meridianos de Trafalgar y Barbate. En ambos sectores las pautas de plegamiento y fracturación son las mismas y la única diferencia destacable es la relativa al espesor de la serie mio-pliocena, el cual aumenta hacia oriente, tal como se ha señalado anteriormente. Por otro lado en todos los casos se ha observado una continuidad en la sedimentación entre el Mioceno y el Plioceno.

La dirección de las capas y de los ejes de pliegues oscilan entre N10°E y N30°E. Dentro de la Hoja existen tres pliegues mayores correspondientes a la zona sinclinal de Conil-Cabo Roche, sinclinal de la Muela y anticlinal de Vejer-Caños de Meca. Además existen algunos pliegues con amplitud decamétrica. El buzamiento de las capas en ningún caso supera los 40°.

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

- N80°-110°E
- N15°E
- N150°E
- N55°E

Tratando de relacionar los diferentes tipos de fracturas entre sí, con los pliegues surge un esquema evolutivo que no se ajusta plenamente a las conclusiones de trabajos anteriores. BENKHELIL (1976) propone la existencia de dos fases de deformación para la cobertura mio-pliocena. La primera de tipo distensivo, de edad mio-pliocena y con dirección E-W entre Conil y el Estrecho de Gibraltar. La segunda compresiva, de edad finipliocena, con dirección NNW-SSE y generadora del plegamiento y de diversos desgarres. Por otro lado VIRGUIER, (1974), cuyas investigaciones se centraron en la cuenca del Guadalquivir, señala que el plegamiento en la zona del interior de la Bahía de Cádiz debió de producirse durante el Mioceno final-Plioceno, simultáneamente al levantamiento de las Zonas Bética y Subbéticas con la participación de movimientos diapíricos del Trías, los cuales en algunos puntos (San Fernando y Puerto Real) habrían actuado hasta el Plioceno superior y el Cuaternario antiguo.

3.1.1. Movimientos Mio-Pliocenos

En el sector de la Hoja de Vejer el plegamiento debió iniciarse con anterioridad a la sedimentación del Plioceno, el cual aparece con buzamientos inferiores a los 15°. Este plegamiento pudo producirse inicialmente bajo un régimen no necesariamente compresivo y en cualquier caso simultáneamente a la actuación de movimientos diapíricos de las masas triásicas, los cuales alcanzaron su máximo desarrollo en las inmediaciones de Conil, donde las capas miocenas aparecen levemente levantadas e incluso en contacto mecanizado con las margas triásicas.

Simultáneamente debió actuar el accidente cortical de la desembocadura del río Barbate, ya mencionado en el apartado anterior. La subsidencia ligada a dicho accidente se acentuó notablemente a partir del paralelo de Vejer hacia el Sur, ya que las calcarenitas mio-pliocenas de esta localidad y del macizo de los Caños de Meca se sumergen hacia oriente bajo el cauce actual del río Barbate. Dicha subsidencia ha debido prolongarse hasta la actualidad condicionando la sedimentación, en dicho lugar, de facies de estuario durante el Cuaternario, a pesar del carácter regresivo de este periodo en esta región. En las inmediaciones del Cerro de Cañar se han encontrado dos fallas normales con dirección N80°E en las que el bloque hundido queda situado al Sur de las mismas. Estas fracturas deben pertenecer

a la flexura o accidente que delimita hacia el Sur, y a partir del paralelo de Vejer aludido, la zona de máxima subsidencia. Su movimiento, al menos en parte, debió de ser sincrónico de la sedimentación del Mioceno superior-Plioceno inferior, ya que en una cantera situada en las inmediaciones del Cerro del Cañar aparece un importante deslizamiento subacuático dentro de las calcarenitas del Mioceno superior-Plioceno inferior. Dicho deslizamiento se dirige de Sur a Norte, correspondiendo por tanto a un movimiento antitético en relación al movimiento principal de las dos fallas con dirección E-W localizadas en este lugar.

Movimientos similares y contemporáneos a los descritos tuvieron lugar en relación con la falla del Hotel Flamenco situado al NW de Conil y cuya dirección es N100°E. En este caso, igualmente, el bloque hundido fue el meridional, en tanto que en el bloque situado al Norte se erosionan los niveles superiores del Mioceno, depositándose seguidamente el Plioceno superior, directamente sobre las margas azules del Mioceno (BENKHELIL, 1976).

Durante esta misma etapa debieron de actuar también como fallas normales las fracturas con dirección N55°E que cortan los tramos basales del Mioceno superior en el flanco oriental de la Muela y al Oeste de Conil. En este segundo caso se reconoce una zona de falla de unos 20 m de anchura con numerosas superficies de deslizamiento y esquistosidad milonítica asociada. A muro de dicha zona de falla afloran los materiales triásicos cuyo ascenso diapírico ha debido producirse a favor de dicha fractura.

Estas dos familias de fracturas (E-W y N50°E), junto con otras microfallas de dirección submeridiana y paralelas por tanto al accidente de Barbate, debieron de delimitar zonas subsidentes en las cuales la sedimentación mio-pliocena alcanzó una potencia inusual. Al menos así ha ocurrido entre Vejer y Barbate.

Resumiendo, durante esta etapa se configuran las amplias zonas anticlinales y sinclinales que afectan a la cobertera mio-pliocena. La dirección de las mismas NNE-SSW resulta ser paralela al accidente del río Barbate, hacia el cual basculó el bloque subsidente de Vejer-Barbate. Simultáneamente se generaron algunas fallas normales con dirección submeridiana. Estas direcciones resultan ser paralelas a la dirección de la cadena, en este sector, del Arco de Gibraltar.

También actuaron como fallas normales las demás fracturas con dirección N55°E., N100°E. y N80°E. En suma, esta diversidad de familias de fallas de gravedad impide definir una dirección de extensión determinada.

Hay que tener en cuenta que las etapas distensivas se caracterizan, tal como han puesto ya de manifiesto algunos autores, por la ausencia de esfuerzos tangenciales, actuando libremente los movimientos en la vertical debidos a los reajustes isostáticos propios de una cadena de formación reciente. En este contexto puede llegar a funcionar como falla normal cualquier fractura preexistente, independientemente de su orientación.

3.1.2. La compresión Finipliocena y Pleistocena

Para este periodo es posible establecer una etapa claramente compresiva, durante la cual el

Plioceno inferior y medio alcanzó buzamientos de hasta 15° y el Plioceno superior un plegamiento, casi imperceptible y de gran radio de curvatura. Así en la playa situada entre el Hotel Flamenco y el Cabo Roche, puede observarse un afloramiento de dichos materiales. Los grandes pliegues heredados de la etapa anterior fueron acentuados hasta adquirir su geometría actual, generándose además algunos pliegues menores existentes en los sedimentos miocenos. Durante esta misma fase actuaron como fallas horizontales derechas las fracturas preexistentes en las inmediaciones del Hotel Flamenco. Dichas fracturas presentan estrías horizontales y una de ellas pliegues de arrastre en las capas previamente inclinadas del Mioceno superior.

En los acantilados de la Torre del Puercu se han encontrado diversas fracturas afectando a unas capas de la base del Mioceno superior, muy ricas en yeso. Dichas fracturas presentan fibras de crecimiento de este mineral que permiten deducir la evolución de las mismas. Inicialmente actuaron como grietas tensionales y posteriormente como microfallas con desplazamiento horizontal, siendo el único lugar donde aparecen dos desgarres conjugados cuya bisectriz señala una dirección de compresión WNW-ESE.

También puede atribuirse a esta fase compresiva la falla inversa con dirección submeridiana, localizada en el km. 41 de la Ctra. Nacional Cádiz-Algeciras, la cual afecta a los materiales del Cuaternario antiguo.

Fuera de la Hoja de Vejer, pero en las inmediaciones de su ángulo nororiental, se han reconocido en las calcarenitas miocénicas dos fallas inversas con la misma dirección de la fractura anterior, las cuales presentan esquistosidad milonítica y micropliegues de arrastre como claros indicadores de su movimiento.

Por otro lado se han realizado diversas medidas de diaclasas tensionales existentes en las dunas fósiles de la zona Caños de Meca-Barbate, correspondiendo a las familias: N50°E; N100°E y N-S, análogas a las familias de fracturas de la cobertera mio-pliocena sobre la que descansan dichas dunas.

En conclusión, las direcciones de las estructuras (pliegues y algunas fallas) de la primera etapa de deformación, con diapirismo acompañante y de la segunda etapa compresiva, son análogas a las direcciones generales de la cadena en esta región (NNE-SSW), siendo lógico pensar que dichas direcciones y la orientación de los esfuerzos que dieron lugar a la formación del Arco de Gibraltar hayan perdurado hasta el Cuaternario condicionando la evolución neotectónica. De hecho en las regiones orientales de la cadena, la dirección de la compresión cuaternaria (NNW-SSE) resulta ser perpendicular a la dirección de las estructuras de aquélla (G.R.N. del l'Arc de Gibraltar, 1977).

El segundo episodio compresivo finiplioceno-cuaternario ha dado lugar a la reactivación, como fallas horizontales derechas, de las fracturas con dirección N80°E a N100°E y la de algunas fallas con dirección submeridiana como fallas inversas.

4. GEOMORFOLOGIA

Antes de describir las formas y los correspondientes depósitos que aparecen en la Hoja, situaremos a los diferentes elementos dentro de una categoría geomorfológica conforme a los siguientes criterios: de mayor a menor grado *Dominio morfogenético*, área de morfología variada pero cuyas formas están relacionadas genéticamente; *Sistema morfogenético* que sería el conjunto de acciones que configuran un proceso determinado; *Unidades geomorfológicas*, áreas donde la morfología y el proceso están relacionadas; *Elementos morfológicos*, que corresponden a depósitos o formas que presentan una geometría concreta; estos últimos son siempre cartografiables.

En la Hoja de Vejer se han distinguido los siguientes grados geomorfológicos:

4.1. DOMINIO MARINO

Todos los depósitos entran dentro del Sistema litoral y sublitoral estando representadas las Unidades de Posplaya (Backshore), a la que pertenecen los Elementos siguientes: cordones litorales que se extienden fundamentalmente al Norte del Cabo de Trafalgar, donde están constituídos por bloques correspondientes a la demolición del nivel marino Ouljiense; el tómbolo de Trafalgar que queda unido al continente por cordones de dunas; la pequeña flecha litoral que se forma en la desembocadura del Barbate obligando al río a dirigirse paralelamente a la costa antes de comunicar con el mar; y, por último, las enormes playas arenosas que se extienden ampliamente en la zona de Conil.

Dentro de la Unidad del Stran (Foreshore) el Elemento más característico es el bancal de oleaje que en algunos sectores, como en la zona de Trafalgar, presentan gran variedad de rasgos geomorfológicos, con cubetas y **marées** en las zonas altas y **vasques** en el límite de la marea baja.

Dentro del sistema sublitoral, la única Unidad representada es la Subtidal (Shoreface) a la que deben su primitivo origen las terrazas marinas cuaternarias, que hoy en día constituyen estrechas plataformas que en disposición escalonada, Norte de Trafalgar y Norte de Zahara, descienden hacia el mar.

4.2. DOMINIO MIXTO

Con el Sistema estuarino que en este caso corresponde al río Barbate cuyo estuario es de tipo Mesotidal, con una amplitud de mareas que oscila entre 3,40 m en aguas vivas y 2,40 m en mareas muertas, comporta como Unidad fundamental las **Marismas** con sus elementos morfológicos fundamentales al **slikke** y el **schorre** o marisma salada.

4.3. DOMINIO CONTINENTAL

Representado por numerosos Sistemas entre los que cabe destacar el Sistema fluvial, al que pertenecen los Elementos morfológicos siguientes: abanico aluvial del río Barbate, y conos de deyección de los numerosos barrancos que desembocan en la marisma, el glacis de cobertera que se extiende en la zona de Conil cuya morfología en parte ha sido desfigurada por la tectónica y las pequeñas terrazas que se observan en la depresión de la Janda correspondientes a antiguos niveles del Barbate.

El sistema eólico es el que alcanza más desarrollo en la Hoja estando representado por elementos fósiles, como las dunas longitudinales que se extienden entre Barbate y Trafalgar, y actuales como el manto eólico que cubre a la primera generación en la misma zona, pero que luego penetra varios kilómetros hacia el interior por el sector de Las Lomas y, por último, las impresionantes dunas rampantes que tapizan las laderas del Cerro de Meca.

El Sistema Palustre, representado por unas zonas deprimidas, que quedan aisladas del mar por cordones litorales, y en los que se establece un mal drenaje, lo que favorece el desarrollo de suelos de carácter vértico. Estas áreas planas y bajas se reconocen en el sector de El Palmar.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En esta Hoja se pueden distinguir dos dominios con una evolución geológica distinta que durante el Mioceno inferior se han aproximado tectónicamente.

El primer dominio, situado en la mitad septentrional de la Hoja, y que posiblemente se prolongaría hacia el Sur, bajo el Complejo Tectosedimentario y depósitos del Mioceno superior, hasta la falla de Barbate, estaría constituido por sedimentos incluidos dentro del Subbético (BAENA et al, 1982).

El sedimento más antiguo reconocido en este dominio es el triásico, que ocupa grandes extensiones en esta Hoja. Se trata de una sucesión de arcillas y yesos con intercalaciones de dolomías y areniscas, resultando un conjunto de elevada plasticidad, fácilmente deformable, que se ha movido o se ha disuelto parcialmente, casi sin interrupción desde el Jurásico a la actualidad. Sus movimientos han condicionado en gran medida los rasgos paleogeográficos y los límites de distribución de sedimentos, durante los momentos de mayor actividad tectónica, la dirección y extensión de los transportes tectónicos y los estilos estructurales de las diversas zonas.

Durante esta época tiene lugar la formación de estos potentes depósitos salinos, bajo unas condiciones climáticas cálidas y de aridez, estableciéndose una sedimentación carbonatada ya en el Lías, en extensas plataformas, que con pequeñas modificaciones, continuará hasta el Oligoceno superior NP-24-25 (ver Hoja de Algar, 13-45).

De esta plataforma carbonatada sólo se observan pequeños bloques, de margas y margocalizas blancas del Cretácico inferior y margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos del Eoceno medio, incluidos dentro de los materiales triásicos.

En el tránsito del Oligoceno al Mioceno se desarrollan en este dominio intensos procesos de diapirismo que motivaron la rotura e inclusión, dentro de las arcillas y yesos del Triás, de toda la serie subbética, comprendida desde el Jurásico hasta el Oligoceno, originando un umbral, que va a tener una gran influencia sobre los procesos tectónicos y sedimentarios que se desarrollan a continuación.

Es posible que en esta Hoja se encuentre situado el talud, actualmente delimitado por varias fracturas (Barbate y Conil-5ª. de las Cabras) con dirección NE-SW, que, desde el Cretácico, separaría la plataforma carbonatada subbética, de los depósitos turbidíticos, sedimentados más al Sur.

El segundo dominio es el constituido por las series turbidíticas de Almarchal y Algeciras, con edades comprendidas desde el Cretácico hasta el Oligoceno superior (NP, 24-25) y que en el tránsito Oligoceno-Mioceno, con posterioridad a los movimientos diapíricos que afectan a la serie subbética, se han emplazado tectónicamente en la zona.

Posteriormente, durante el Aquitaniense y en zonas situadas al Este de esta Hoja, en el surco comprendido entre el manto de las Series de Almarchal y las Zonas Internas, se depositarán las Areniscas del Aljibe (ver Hoja de Tarifa, 1077) sobre series turbidíticas comprendidas desde el Cretácico superior al Oligoceno, estando sólo representadas en esta Hoja las calcarenitas y arcillas de la **Formación Benaiza** (Eoceno Superior-Oligoceno).

Las Areniscas del Aljibe son un sistema de abanicos ricos en arena que se depositan rápidamente por procesos de actividad tectónica, procedentes del Sur en líneas generales. Presentan unas características peculiares, entre las que cabría destacar el tipo y tamaño del grano, su madurez textural y mineralógica, la abundancia de estructuras debidas a inestabilidad tectónica (tramos slumpizados de gran espesor, diques de arena, etc.), la ausencia de una distribución geográfica definida de las facies proximales y distales e, incluso, aparentes contradicciones en esta distribución.

Este conjunto de características especiales, junto con la extensión de las facies y el hecho de que las Areniscas del Aljibe no constituyen un **manto** en el sentido que se dió al **manto numídico**, obliga a pensar en una serie de hipótesis sobre el mecanismo de formación.

Es posible que procedan de una zona de costa evolucionada bajo condiciones que llevan a una alta madurez textural y mineralógica. Los granos son en su mayor parte redondeados y mates y es frecuente encontrar cantos facetados de origen eólico, por lo que el mecanismo posible para su **maduración** es una amplia orla costera sometida a la acción de las olas (lavado, clasificación, madurez mineralógica) y del viento (lavado, picoteado, ventifactos).

La acumulación en esta orla costera tuvo que ser bastante rápida, generando un enorme volumen de sedimentos, lo que hace que los mecanismos de deriva litoral resulten insuficientes para explicarla, si no es a partir de una o varias zonas de entrada de sedimentos del continente. Por estas razones, no es aventurado pensar en la presencia de deltas destructivos de ola, el mecanismo más eficaz de introducir en una zona somera grandes cantidades de sedimento de tamaño arena.

La entrada de estos sedimentos en la zona de acumulación se debe producir por **vuelco** desde el **borderland** norteafricano. Esta entrada se originó por causas tectónicas, lo que explica la alta velocidad de acumulación y la presencia de diques de arena, zonas de **slump** y **bloques**.

El **vuelco** probablemente fue acompañado de una **onda tectónica** que avanzó de Sur a Norte, produciendo **resedimentación** de los materiales en forma de nuevos lóbulos. Esto explicaría las aparentes contradicciones entre la relación proximidad-distalidad y la distribución geográfica, las variaciones bruscas de espesor en pequeñas distancias y la amplia extensión de una facies que en condiciones normales tienen muy pequeña amplitud.

En esta Hoja los depósitos de edad miocena inferior corresponden al denominado Complejo Tectosedimentario, formado por arcillas rojas y verdes con *Tubotomaculum*, acompañados de una gran variedad, tanto en tamaño como en naturaleza, de bloques.

El origen de estas arcillas estaría posiblemente relacionado con series que comprenderían desde el Paleoceno hasta el Oligoceno, situadas al Este de esta Hoja, en el borde de las Zonas Internas, con clara afinidad Predorsaliana y que en el Oligoceno formarían parte de un amplio talud.

Dentro de estas arcillas con *Tubotomaculum*, se puede observar capas turbidíticas, formadas

fundamentalmente a expensas de materiales del Cretácico superior y que posiblemente están relacionadas con la erosión, al Oeste de esta Hoja, de la Serie de Almarshal.

Durante el Burdigaliense superior-Langhiense, (fase tectónica principal) en esta Hoja continúan depositándose arcillas, con estas mismas características, junto con bloques de distinto tamaño y naturaleza, aunque principalmente de Areniscas del Aljibe, producidos más al Este y Sureste (ver Hojas de Tahivilla, 1074 y Tarifa 1077) por el apilamiento de escamas imbricadas, según un mecanismo **piggy back**.

A continuación se produce la fase de retrocabalgamiento, de sentido opuesto a la fase de imbricación anterior, desplazando parte de las arcillas con Tubutomaculum hacia el Este.

Posteriormente se desarrolla un sistema de fracturas de dirección NW-SE producidas por un acortamiento en dirección N-S que presenta su máxima expresión en las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar.

La sobrecarga tectónica y el rejuego de varios sistemas de fallas de dirección NO-SE y NE-SO originarían la formación de pequeñas cuencas donde se depositarían los materiales del Mioceno superior-Plioceno inferior, produciéndose secuencias regresivas interrumpidas por pequeñas oscilaciones positivas.

Durante el Plioceno superior el mar ocupaba en el litoral de Cádiz dos amplios golfos, uno que coincidía aproximadamente con la actual Bahía de Cádiz y otro, más al Sur en la zona de Barbate-Vejer.

Cerrando este ciclo regresivo se depositan las **Arenas rojas**, formación que presenta un carácter mixto-continental sobre las que se desarrolla el primer suelo rojo observado en la zona. A partir de este momento es cuando comienzan a depositarse los materiales fluviales relacionados con los cauces fundamentales actuales, en este caso el Barbate, que deja extensos abanicos aluviales sobre los que a su vez se desarrolla otro suelo rojo.

Una serie de transgresiones, claramente cuaternarias, con poca penetración hacia el interior y siguiendo un contorno similar al de la costa actual, se instalan a lo largo del litoral donde sus depósitos y su fauna acompañante sugieren un ambiente muy somero.

Los depósitos eólicos, que en muchos casos representan el ciclo regresivo de algunos episodios marinos, se desarrollan con gran intensidad sobre todo en la región de Trafalgar y Barbate. Un amplio manto eólico penetra bastante hacia el interior cubriendo extensas zonas en las que a veces se superponen a edificios dunares más antiguos.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen en la Hoja labores mineras importantes en actividad, aunque hay que destacar las explotaciones de azufre, observadas al Este de Conil, actualmente abandonadas.

En los afloramientos del Keuper, a lo largo del río Salado, se localizan pequeñas explotaciones de yeso, la mayoría de ellas actualmente inactivas.

Respecto a los materiales canterables se han observado, en el curso del Salado, varias explotaciones de áridos de trituración a partir de las dolomías tableadas del Muschelkalk que se encuentran distribuidas como bloques dentro de la matriz, margo arcillosa, del Triasico superior. Asimismo son frecuentes las explotaciones, como áridos naturales, de las biocalcarenitas del Mioceno superior ya que, al ser un material detrítico, bastante poroso y permeable, presenta fabulosas características de drenaje y consistencia (media a baja), lo que facilita su compactación; además es bastante friable, por lo que su explotación en canteras no necesita explosivos, factores que determinan su gran utilidad como relleno y subbase de carreteras.

Por último hay que destacar las explotaciones de margas azules del Tortoniense, con destino a las industrias cerámicas, observadas en las cercanías del Cerro Algarrobillo.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Las biocalcarenitas y depósitos arenosos del Mioceno superior-Plioceno constituyen los acuíferos más importantes observados dentro de los límites de este Hoja.

Estas unidades originan acuíferos colgados con alta transmisividad, observándose incluso carstificaciones locales incipientes, dando lugar las zonas de contacto con las unidades margosas y arcillosas inferiores a numerosas fuentes y surgencias como las observadas en las zonas de Caños de Meca y la Muela.

Dentro del Complejo Tectosedimentario se pueden encontrar bloques de areniscas que dan origen a pequeños acuíferos confinados.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

Se han localizado en este área dos puntos que pueden presentar un interés geológico especial debido tanto a sus características geológicas y didácticas como de observación.

El primer punto se encuentra situado en la playa de la Fontanilla, en las cercanías de Conil, donde se puede observar el tramo basal de Mioceno terminal constituido por margas azules muy bioturbadas y niveles biocalcareníicos con abundantes estructuras sedimentarias y trazas fósiles.

El segundo punto se sitúa en la Ctra. Nacional Cádiz-Málaga, en el sector denominado Barca de Vejer, en donde se observa el tramo final del Mioceno terminal con abundantes estructuras sedimentarias correspondientes a barras bioclásticas, originadas por corrientes mareales.

8. BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971). *Sur un modèle explicatif de l' Arc de Gibraltar*. Earth Planet. Sci. Lett. 12, pp 191-198.
- ANDRIEUX, J.; MATTAUER, M. (1973). *Précisions sur un modèle explicatif del l' Arc de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France (7) 15, pp 115-118
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974). *Plate tectonics and Volcanism in the Gibraltar Arc*. Tectonophysics, 24, pp 197-212.
- BAENA, J.; JEREZ, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la zona Bética* I.G.M.E. Colección informe.
- BENKHELIL, J.; GIRAUD, R. (1975). *Les déformations post-nappes de la région de Cadix*. 3 em R.An. del Sciences de la Terre. pp 33.
- BENKHELIL, J. (1976). *Etude néotectonique de la terminaison occidental dans les Cordillères Bétiques (Espagne)*. Thèse de 3em cycle. Univ. Nice pp 180.
- BOUILLIN, J.P.; DURAND-DELGA, M.; GERALD, J.P.; LEIKINE, M.; RAOLT, J.F.; RAYMOND, D.; TEFIANI, M.; VILA, J.M. (1970). *Définition d' un flysch Massylien et d' un flysch Mauritanien au sein des flysch allochtones de l' Algérie*. C.R. Acad. Sci. Paris. 270, pp 2249-2252.
- BOURGOIS, J. (1977). *D' une étape geodynamique majeur dans la genèse de l' arc de Gibraltar* C. R. somm. S.G.F.
- BOURGOIS, J. (1978). *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d' evolution de l' arc de Gibraltar*. Annales Scient. de l'Univ. Geologie 3 em série, fasci. 30, pp 445.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; PEYRE, Y. (1970). *Le domaine des flysch dans l'Ouest des Cordillères Bétiques*. Ann Soc. Geol. Nord. t. XC, n° 4, pp 384-286.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; PEYRE, Y. (1973). *Trame de l' histoire post. aquitaniennne des Cordillères Bétiques occidentales*. C.R. Acad. Sci. Paris 276, pp 1393-1396.
- BOUSQUETS, J.C.; MONTENAT, C. (1974). *Présence de décrochements nord-est-sud-ouest plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne)*. Extensión et signification generales. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 278, Serie D, pp 2617-2620.
- CHAUVE, P. (1960-1962). *Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)*. Livre Mém. Prof. Fallot. Soc. Geol. France. 1 pp 257-264.
- CHAUVE, P. (1962). *La unidad de Paterna en el Norte de la provincia de Cádiz*. Not y Com. Inst. Geol. y Min. de España, n° 67, pp 103-108.
- CHAUVE, P. (1964). *Sobre el significado de la unidad de Paterna (provincia de Cádiz)*. Not y Com. Inst. Geol. y Min. de España, n°73, pp 201-203.
- CHAUVE, P. (1968). *Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale)*. Mem. Inst. Geol. Min. España n°68, pp 337.
- DIDON, (1960). *Le flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d' Algeiras (Province de Cádiz Espagne)*. Bull. Soc. Géol. France (7) 2, pp 352-261.

- DIDON, J. (1964). *Présence de Miogysinidés á la base des Grés de l' Aljibe (Espagne)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France 1, pp 32-33.
- DIDON, J. (1966). *Styles tectoniques de l' unité de l' Aljibe au Nord du Détroit de Gibraltar (Espagne méridionale)*. Bull. Soc. Geol. France (7) 7, pp 521-526.
- DIDON, J. (1967). *L' unité parautochtone d' Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)* C.R. Somm. Soc. Géol. France. pp 201.202.
- DIDON, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar*. Thèse Doct. Univ. Paris. pp. 539.
- DIDON, J. (1973). *Accidents transverses et coulissages longitudinaux dextres dans la partie Nord de l' Arc de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France. 15, pp 121-127.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. (1959). *Existence d'un flysch margogréseux du tithonique-neocomien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 248, pp. 2779-1781.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; KORNPBST, J. (1973). *Homologies géologiques entre les deux rives du Détroit de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France 15 pp 77-105.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. (1973). *Hypothèses sur la genese de la courbure de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France (15) pp 119-120.
- ESTEBAN SANTIESTEBAN, F. (1969). *Aportaciones geofísicas al conocimiento de los acuíferos existentes en las proximidades de Chiclana de la Frontera, Puerto Real y el Puerto de Sta. María (Cádiz)*. Bol. Geol. Min. España, T. LXXX-111 pp. 252-261.
- FERNANDEZ-LUANCO, M.C. (1971). *Sedimentología de las unidades del sector meridional del Campo de Gibraltar (Provincia de Cádiz)*. I. Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom. Secc. 1 (Geol) 1, pp 171-182.
- GAVALA, L. (1924). *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. 1 mapa E. 1:100.000, Inst. Geol. Min. España. Madrid.

IGME:

- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja de La Línea (1078) Segunda serie.
- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja de S. Roque (1075) Segunda serie.
- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja de Jimena de la Frontera (1071) Segunda serie.
- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja de Cortes de la Frontera.
- LEBLANC, D. y FEINBERG, M. (1982). *Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc) Implications géodynamiques*. Bull. Soc. Géol. France t. 24. n°4, pp. 861-865.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973). *Corte de Vejer de la Frontera*. XIII Coloquio Europeo Micropal. España, E.N.A.D.I.M.S.A. pp 271-273.
- MOYENS, J. (1973). *Les ostracodes de la coupe de Vejer de la Frontera*. XIII Coloquio Europeo Micropal. España pp. 258-287.

- MULDER, C.J.; PARRY, G.R. (1977). *Late tertiary evolution of the Alboran Sea at the Eastern entrance of the strait Gibraltar*. Inter. Symp. Struct. Hist. Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia). Edit. Technin. Paris pp 401-410.
- PENDON, J.G. (1974). *Rasgos sedimentológicos de las areniscas en las unidades de Algeciras y del Aljibe (Campo de Gibraltar)*. Cuadernos Geol. 5 pp 101-115.
- PENDON, J.G. (1976). *Diferentes tipos de trazas orgánicas existentes en las turbiditas del Campo de Gibraltar*. Estudios Geol. 33.
- PENDON, J.G. (1978). *Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar*. Secre. Publi. Univ. Granada pp 249.
- PENDON, J.G.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; POLO, M.D.; VERA, J.A. (1974). *Sobre el flysch de Punta Carnero (Unidad de Algeciras, Campo de Gibraltar)*. III Congr. Grupo Esp. Sedim. Bellaterra Tremp Sep. 1974, Resumen comunic. pp 79-80.
- PENDON, J.G.; POLO, M.D. (1975). *Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las Areniscas de Aljibe. Campo de Gibraltar*. Act. Geol. Hisp. 10, pp. 146-149.
- PENDON, J.G.; VERA, J.A. (1975). *Turbiditas del Campo de Gibraltar. Facies y asociaciones de facies*. Cuadernos Geol. 6, pp. 143-164.
- PERCONING, E. (1960/62). *Sur la constitution géologique de l' Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir*. Livre. Prof. P. Fallot Mem. h serie, S.G.F., t. 1 pp 229-256.
- PERCONING, E. (1974). *Etat actuel de nos connaissances sur l' etage andalousien* V Congr. Neog. Mediterranéen Lion 1971, Mém. B.R.G.M. 11 pp 659-662.
- PERCONING, E.; MARTINEZ DIAZ, C. (1977). *Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental*. Bol. Geol. y Minero, t LXXXVIII, pp 61-77.
- RAFFI, S. (1973). *Macrofossili della sezione de Vejer de la Frontera*. XIII Col. Eur. Micropal. España E.N.A.D.I.M.S.A. pp 288.
- SAAVEDRA, J.L. (1971). *Observaciones micropaleontológicas sobre las unidades de Algeciras y del Aljibe (Provincia de Cádiz)*. I Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Economica. Secc. 1, pp 421-434.
- SECEGSA (1981). *Estudio monográfico sobre la geología del Estrecho de Gibraltar*. 261 p. 72 fig. Madrid.
- SECEGSA (1982). *Coloquio Internacional sobre la factibilidad de una comunicación fija a través del Estrecho de Gibraltar*. Coloquio de Madrid.
- ZAZO, C. (1980). *El Cuaternario marino continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- ZAZO, C.; OVEJERO, G. (1976). *Niveles marinos cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz*. Trabajos sobre Neógeno- Cuaternario. 5. pp 141-145.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C. (1983). *Medios de transición en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno*. Res. X Congr. Nac. de Sedimentología. Menorca.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España