

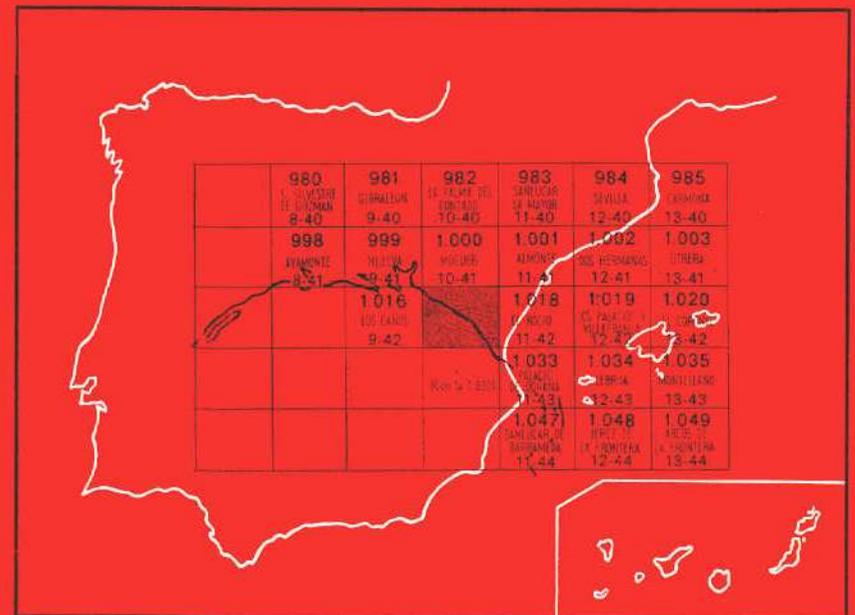
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

EL ABALARIO

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

EL ABALARIO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO, S. A., con normas, dirección y supervisión del I. G. M. E.

Cartografía y Memoria: F. Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas, y F. Pastor González, Ingeniero de Minas.

Sedimentología: F. Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Micropaleontología: C. Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas, y L. Granados Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: S. Antón Alfonso, Ingeniero de Minas.

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,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 5.717-1976

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de El Abalarío se sitúa regionalmente en la Cuenca del Valle del Guadalquivir, en su borde costero-suroccidental, quedando comprendida en los límites de la provincia de Huelva.

La Cuenca del Guadalquivir está formada por depósitos marinos de edad neógena, parcialmente arrasados o recubiertos por sedimentos continentales pliocenos y cuaternarios.

La cuenca queda limitada al Norte por los terrenos antiguos del borde de la Meseta; el borde meridional está constituido por el frente de los materiales del Olistostroma Subbético de procedencia sur, constituido por rocas de edades muy diversas que van del Trías al Terciario Superior.

En el borde de la cuenca encontramos los sedimentos neógenos descansando directamente sobre el Paleozoico, y en muy contadas ocasiones, vértice NE. de la cuenca, sobre materiales de edad triásica, autóctonos, del borde de la Meseta.

El contacto puede seguirse en una trayectoria marcadamente rectilínea con un recorrido de unos 400 km., cortando los pliegues de dirección NO.-SE. de la Meseta. Debido a la forma del contacto y a la presencia en algunas ocasiones de un claro escarpe entre el Paleozoico y el Neógeno, se pensó inicialmente en la existencia de una gran falla entre el Paleozoico y el Terciario, falla que a su vez condicionaba la existencia de la Depresión del Guadalquivir y al cauce actual del río.

Investigaciones realizadas por la E. N. ADARO, con destino a prospecciones petrolíferas, mediante sísmica de reflexión y las correlaciones establecidas entre las formaciones anteneógenas de la Meseta, y las que se cortaron en los sondeos de prospección, permitieron demostrar la inexistencia de esta gran falla, la cual no es sino una suave flexura de zócalo que se hunde suavemente hacia el Sur, con lo que la hipótesis de una tectónica violenta queda desechada.

En el borde sur los sedimentos neógenos descansan sobre los materiales de litología y edades variadas, que constituyen el frente más avanzado del Olistostroma Subbético, del que quedan isleos en el centro de la cuenca, rodeados por las formaciones neógenas. La serie neógena marina está compuesta por sedimentos de las siguientes edades y litología:

Tortonense Superior-Andalucense:

Facies de borde: Conglomerados y areniscas, y calizas.

Andalucense: Margas azules.

Facies de la regresión: Margas y arenas intermedias de Sevilla, areniscas de Carmona, calcarenitas de Carmona y limos amarillos.

Las litologías dadas para la facies de borde y regresiva son cambios laterales de facies dentro de una misma unidad litoestratigráfica.

Plioceno: Margas verdes de Carmona y margas y arenas de Huelva.

La serie pliocuaternaria y cuaternaria marina está compuesta por las arenas basales pliocuaternarias y las terrazas marinas cuaternarias de la abertura costera de la Cuenca del Guadalquivir en el Golfo de Cádiz.

Los depósitos continentales pliocuaternarios y cuaternarios, fundamentalmente están compuestos por la raña, terrazas fluviales, depósitos coluviales, suelos de alteración y acumulaciones eólicas y turberas en la faja costera.

En la Hoja de El Abalario sólo se encuentran sedimentos holomarininos de edad pliocuaternaria, arenas basales; los sedimentos cuaternarios se componen de playas, dunas de diversa antigüedad y mantos eólicos. Se presentan localmente turberas en las arenas basales y en las dunas.

1 ESTRATIGRAFIA

Los sondeos de El Asperillo y Moguer, realizados por Valdebro dentro del ámbito de la Hoja, nos permiten conocer la serie completa desde el Paleozoico hasta los terrenos más recientes.

Los datos que poseemos sólo nos permiten indicar que, bajo los tramos

aflorantes, se encuentra una potente serie miocena, en especial margas y areniscas, hasta una profundidad de 1.200 m., aproximadamente.

Infrayacente se encuentra una serie jurásico-cretácica hasta los 2.300 m., cuya litología es esencialmente calizas y margocalizas. La serie miocena se encuentra transgresiva y discordante sobre esta serie jurásico-cretácica.

Infrayacente al tramo anterior y hasta una profundidad de 3.300 m. se cortaron sedimentos triásicos de litología variada, dolomías hacia el techo y margas yesíferas, yesos masivos y capas dolomíticas hacia la base.

Tanto los sedimentos triásicos como la serie jurásico-cretácica son sedimentos autóctonos de la Cuenca del Guadalquivir.

De todos estos términos conocidos en sondeos, solamente aflora, dentro del ámbito de la Hoja, una potencia muy reducida de los tramos finales, a los que atribuimos una edad pliocuaternaria y una serie de sistemas eólicos cuaternarios.

1.1 PLIOCUATERNARIO

1.1.1 Arenas basales (T_2^B -Q)

Por datos regionales de campo y sondeos recientes (FAO e IRYDA) realizados dentro de la Hoja y en zonas próximas, podemos decir que si bien no es posible observar en la Hoja la base de estos sedimentos, sabemos que se encuentran suprayacentes y discordantes sobre los sedimentos de edad andaluciense (margas azules y limos margo-arenosos, descritos en la Hoja de Moguer).

Atribuimos el nombre de arenas basales a esta formación por ser la base de los sedimentos terrígenos posteriores a la regresión andaluciense.

Los afloramientos de arenas basales se encuentran a todo lo largo de la costa, con potencia variable entre los 10-30 m. y dando el talud de costa.

Las máximas potencias las encontramos entre el sector de Mazagón y el Médano del Asperillo, reduciéndose gradualmente hacia el Oeste y el Este. Dan, pues, la impresión de bóveda anticlinal de gran radio.

En el resto de la Hoja los afloramientos son superficiales o con muy poca potencia, allí donde las formaciones eólicas suprayacentes han sido erosionadas o se encuentran muy laminadas.

En las figuras 1, 2 y 3 mostramos tres sucesiones litológicas que consideramos representativas de este tramo.

La figura 1 es la columna representativa del sector Mazagón-Parador Nacional-Cristóbal Colón. La figura 2 es representativa del sector Playa de Castilla-Torre del Loro, y la figura 3, del sector del Médano de El Asperillo.

Nos limitaremos a dar las características principales sin describir tramo a tramo, toda vez que la figura creemos es más representativa del conjunto.

En el sector O., Mazagón-Parador Nacional, lo más interesante es que,

en el tramo basal, se han localizado capas de minerales pesados, a veces con continuidad lateral de 100-150 m. y espesores variables de 2-12 cm. A una altura variable de 8-10 m. encontramos un banco de 1-1,5 m. de espesor, de arenas rojas-violáceas, con finas láminas de arcilla roja intercaladas. Este nivel actúa como tramo impermeable, lo que hace que gran cantidad de agua del acuífero superior escape a lo largo de dicho nivel.

Todo el conjunto de sedimentos restantes son arenas de coloración variable del blanco al amarillento-naranja, debido a la mayor o menor proporción de óxidos de hierro (limonita) o minerales pesados.

Las estructuras encontradas en este sector son las que van a ser generales en toda la formación: laminación paralela, estratificación y/o laminación cruzada con suave buzamiento hacia el mar, que cuando los barrancos cortan la formación perpendicularmente a la línea de la costa se observa con fuerte buzamiento hacia tierra. En los tramos superiores, estratificación difusa o masiva, y en los bancos, laminación cruzada y megaondular, definida por finas láminas de arena amarillento-naranja piritosa.

En el sector Playa de Castilla-Torre del Loro, en el tramo inferior, encontramos un banco de espesor variable y continuidad de 200-250 m., con paso lateral a margas gris amarillentas muy arenosas, y constituido esencialmente por óxidos de hierro nodulares y compactos. El contacto de este banco con las arenas ferruginosas que constituyen su techo y muro es ondulante.

Con altura variable de 3,5-4 m. encontramos en este sector una capa de turba arenosa y margosa hacia el techo, con espesor variable de 20-40 cm. Las arenas intermedias entre ambas capas van variando de arenas ferruginosas hacia la capa de óxidos de hierro, a arena turbosa en la base de la capa de turba. Estas arenas presentan localmente «spongy structure».

El conjunto de los tramos superiores son arenas de colores variables blanco-amarillentos y con las estructuras sedimentarias primarias que describíamos para la figura 1.

La figura 3, columna representativa del sector del Médano de El Asperillo, la potencia visible de esta formación ya es sensiblemente menor (10-15 m.), y en toda la línea de costa comprendida entre el sector anterior y éste, la separación con los tramos dunares superiores viene marcada por una capa de turba de espesor variable, 30 cm. a 1,30 m.

En este sector las capas de turba son la nota más característica. Aunque la capa superior es la de mayor espesor y continuidad lateral, pueden localizarse localmente hasta tres capas, una de ellas a nivel 0, constituida esencialmente por trozos de materia vegetal con matriz de arcilla arenoso-bituminosa de color pardo. Los restos vegetales se encuentran a nivel de mareas, por lo que son fácilmente recubiertos por la arena de playa, lo que ocasiona que su observación sea esporádica.

Los niveles turbosos, o bien se laminan, o donde las arenas intermedias pierden espesor, se juntan, dando lugar a un solo banco.

Las arenas presentan las mismas características litoestratigráficas reseñadas para los sectores anteriores, aunque la abundancia de minerales pesados las acercan más al sector oeste.

Aunque los desprendimientos del talud hacen difícil el poder seguir la continuidad de las capas, creemos que los lechos de turba pasan lateralmente a arcillas y/o margas arenosas, con gran cantidad de materia orgánica y óxidos de hierro descritos en la figura 2, lo cual nos daría el entorno completo de un medio parálico.

En las figuras 4 A y 4 B mostramos dos agrupaciones típicas de las curvas acumulativas para las muestras de esta formación.

La agrupación 4 A nos definiría un sedimento cuyo medio de depósito sería intermedio entre una génesis eólica con retoques de medio de playa.

La agrupación 4 B es más típica de sedimentos de playa «sensu lato». Dado que la mayoría de las curvas acumulativas para el total de las muestras estudiadas se encuadraría en la agrupación 4 B, podemos considerar en principio que son sedimentos de playa con las lógicas interferencias eólicas de este medio.

En la tabla 1 damos los parámetros $Qd\phi$, He y Md para las muestras de esta formación.

El diagrama C-M (Passega) es más determinativo aún que las agrupaciones anteriormente descritas. En un diagrama con gran concentración para playa marina.

La petrografía de esta formación la hemos resumido en los histogramas superiores de las figuras 9 y 10.

En el histograma superior de la figura 9 representamos la composición mineralógica media sobre el total de las muestras de la formación.

Como puede observarse, el predominio de Q sobre los demás constituyentes es notorio, y sus características petrográficas diversas. Hay cuarzo plutónico, filoniano, con numerosas inclusiones de circón, rutilo, etc., metamórfico y ortocuarcítico.

Su redondeamiento varía de 0,5-0,8, es decir, de subredondeado a redondeado, y localmente, cuando la proporción de óxidos de hierro es abundante, se encuentra aureolado por una fina película roja, debido a impregnación por aguas cargadas de óxidos de Fe.

Los feldespatos son más abundantes que los fragmentos de roca.

Los feldespatos potásicos predominan sobre los Ca-Na. Tanto unos como otros están muy poco alterados o no presentan alteración.

Los fragmentos de roca, muy escasos, son en general granos de chert y cuarcitas micáceas.

Los accesorios son muy abundantes cuantitativa y cualitativamente. En las figuras 1, 2 y 3 representamos no exhaustivamente los que se observan con mayor frecuencia. Encontramos turmalina, epidota, m. metálicos (ilme-

nita-magnetita), circón, rutilo, anfíbol, titanita, granate, sillimanita, piroxeno, etc.

El histograma descrito nos daría una roca media para esta formación tipo subarkosa.

En el histograma superior de la figura 10, sobre las determinaciones petrográficas del total de muestras, pueden observarse con más precisión los distintos porcentajes. Aunque en principio pueda parecer que hay una cierta diversificación de sedimentos, no es así; las subarkosas predominan con mucho sobre las demás, sobre todo aquellas muestras que están en el límite subarkosas-arkosas. Las litarkosas, litarenita feldespática y litarenita son muestras que están igualmente en el límite con subarkosas y sublitarenitas.

Es, pues, una formación con sedimentos cuya composición mineralógica es bastante homogénea y que podríamos agrupar en el triángulo de Folk, en un área muy reducida, tránsito subarkosa-arkosa o sublitarenita-litarenita, estos últimos con mucha menor proporción.

De su composición mineralógica y características petrográficas podemos decir que se trata, en general, de un sedimento bastante maduro y que en parte puede haber sufrido reciclado en cuanto a su génesis.

Como conclusión final y atendiendo a todo lo anteriormente expuesto, en cuanto a estructuras sedimentarias primarias, acumulaciones de minerales pesados, capas de turba con sus secuencias colaterales y diagramas e índices sedimentológicos, y por otra parte a la mineralogía y petrografía de estos sedimentos con abundantes feldespatos no alterados y minerales pesados altamente inestables, podemos considerar que la génesis de esta formación hay que buscarla en un medio complejo, pero al mismo tiempo bien definido. Creemos que son sedimentos holomarininos en el sentido de (OOKENS, 1970; LAGAAIJ y KOPSTEIN, 1964); es decir, sedimentos depositados en ambiente marino, constituidos a partir de sedimentos fluviales aportados por transferencia lateral. Las series holomarininas descritas por MALDONADO, A. (1972) para el Delta del Ebro presentan unas características muy parecidas a esta formación.

La poca abundancia de fauna queda explicada en estos sedimentos porque la porosidad permite una circulación continua de las aguas, lo que unido a la contaminación de los sulfuros existentes, hace que la disolución de las conchas sea muy rápida y su conservación sólo pueda darse esporádicamente.

GAVALA, J. (1952) cita, no obstante, fragmentos de *Chlamys opercularis*, *Lutraria elliptica*, *Panopoea Glycymeris*, *Solecurtus Strigilatus*, etc., sin ningún valor estratigráfico, puesto que actualmente estas especies perduran.

Le atribuimos a esta formación una edad pliocuaternaria porque regionalmente es suprayacente y discordante con el Andalucense y Plioceno

marino indiferenciado, y sobre ella descansan formaciones continentales cuaternarias que imposibilitan su datación superior.

No admitimos, en ningún modo, el esquema paleogeográfico de CARATINI, C., y VIGUIER, C. (1973), en cuanto a medio de depósito y edad. Consideramos que las características de esta formación y su contacto regional no se ajustan a un depósito cuya génesis sea un ambiente eólico por transporte en suspensión, y en cuanto a la edad, la correlación de las turberas interestratificadas en esta formación con la turbera de Las Madres, a la que posteriormente aludiremos, es inadmisibile, toda vez que esta última es un sistema que se encaja morfológicamente en la formación de arenas basales; por tanto, la turbera de Las Madres es indudablemente posterior a las que se observan en el sector Torre del Loro y Médano del Asperillo. Si bien es lógico aceptar una edad holocena para la turbera de Las Madres (MENEDEZ AMOR, J., y FLORS CHUTZ, F., 1964), la edad de las turberas interestratificadas será sensiblemente anterior.

1.2 CUATERNARIO

1.2.1 Manto eólico-Dunas (QD-QD₁)

Aunque cartográficamente hayan sido separados, estratigráficamente son un mismo tramo. Ocupan una gran extensión en la Hoja, aunque su potencia es muy reducida. Por lo general varía de varios decímetros a 2 m. en sectores muy localizados.

Sus características de campo son muy uniformes. Se presenta como un manto de arena muy blanca que localmente toma un color pardo o amarillento-marrón, por la acción de materia orgánica acumulada, bosques de eucaliptus, pequeñas lagunas turbosas, etc.

Creemos que su origen son antiguos trenes de dunas que avanzaron prácticamente igual que los que actualmente se desgajan de la barrera de costa. Aún conserva su morfología dunar muy atenuada, en toda la banda próxima a la barrera de costa; en el manto está totalmente degradada.

En la figura 5 representamos la agrupación de curvas acumulativas para las muestras de esta formación.

Observamos que si bien son curvas de tipo eólico, la contaminación, bien de las arenas basales, bien del drenaje fluvial actual, hay cierta desviación de una curva típicamente eólica, en cuanto a pendiente de la curva. En la tabla 2 codificamos los parámetros Qd ϕ , He y Md para las muestras de esta formación. En la figura 8 A mostramos el diagrama C-M de Passega para esta formación, típicamente eólico.

La petrografía es idéntica a la que describíamos para esta formación en la Hoja de Moguer. Los histogramas intermedios de las figuras 9 y 10

nos muestran la composición mineralógica media y el histograma de determinaciones petrográficas, respectivamente.

En el de la figura 9 podemos observar la casi absoluta preponderancia del Q sobre feldespato y fragmentos de roca.

El Q presenta características petrográficas similares al que describíamos para arenas basales; los feldespatos son, en general, potásicos en granos pequeños y alterados, y los fragmentos de roca son del tipo cuarcita micácea, en general.

El redondeamiento es de subredondeados a redondeados (0,7-0,9). Son pues, cuarzarenitas en general con débil proporción de subarkosa y sublitarenita en términos intermedios de paso a cuarzarenita en pocas muestras.

Es, pues, una formación totalmente diferenciada petrográficamente de las arenas basales infrayacentes, y como describiremos posteriormente, de las dunas encostradas y barrera de costa que ruedan sobre el manto eólico.

1.2.2 Barrera de costa (QD₂)

Aunque cartográficamente la barrera de costa se ha diferenciado como un solo tramo, en sectores como el de Torre del Loro y Médano del Asperillo, se pueden diferenciar claramente dos tramos eólicos.

El contacto barrera de costa-arenas basales infrayacentes está claramente definido en el sector anteriormente aludido, por la capa de turba superior. En los demás sectores es una superficie ferrificada (suelo ferralítico).

En el sector anteriormente aludido, figura 2, pueden observarse tres sistemas de dunas encostradas y el médano actual. Lateralmente, el sistema de dunas encostradas se reduce a uno, o bien los médanos actuales se apoyan directamente sobre las arenas basales.

La figura 6 muestra la agrupación de curvas acumulativas para esta formación. Como puede observarse es eólica, aunque no muy bien clasificada, dado que los tamaños inferiores se acercan a diámetros de 1 mm.

En la tabla 2 codificamos los parámetros Q ϕ -He-Md para las muestras de esta formación.

La figura 8 B presenta el diagrama C-M (Passega). Como puede observarse es típicamente eólico por su concentración.

Los histogramas finales de las figuras 9 y 10 nos muestran la mineralogía media y las determinaciones petrográficas.

Aunque para la construcción de estos histogramas se han agrupado todas las muestras pertenecientes a las dunas encostradas y médanos actuales, creemos conveniente hacer un comentario por separado para ambos subtramos, toda vez que su petrografía es muy diferente.

Las dunas encostradas, al igual que decíamos para el manto eólico, es un tramo perfectamente definido petrográficamente.

La proporción de cuarzo es indudablemente predominante sobre feldespatos y fragmentos de roca.

Los feldespatos potásicos son dominantes sobre los calcídicos. Ambos se encuentran bastante alterados y los fragmentos de roca, más abundantes que en las formaciones infrayacentes, son además de distinta mineralogía. Predominan los fragmentos de roca metamórfica tipo pizarra, limolitas metamórficas de bajo índice y metacuarcitas. Como puede observarse, estos fragmentos de roca no aparecen ni en las arenas basales infrayacentes ni en el manto eólico. Así pues, el origen de los sedimentos que constituyen en parte estas dunas encostradas hay que buscarlo en la formación roja (Qcg), apartado 2.3.1, descrita en la Hoja de Moguer, cuya composición en componentes líticos permite ser considerada, bien el origen, o bien que en el tiempo sean simultáneas. La posición de ambas formaciones, el que ambas tengan una petrografía similar, las acumulaciones de Fe que dan en una la intensa tinción roja y en las dunas encontradas tres suelos ferrolíticos, nos hace pensar que ambas formaciones puedan ser simultáneas en parte, con aporte parcial de las arenas basales y mutuo entre ambas.

La petrografía de las dunas actuales es diferente de la de las encostradas, con mucha mayor proporción de cuarzo y menores de feldespato y fragmentos de roca; son, en general, cuarzarenitas más parecidas al manto eólico, pero con fragmentos de roca distintos y reciclados de las dunas encostradas.

El redondeamiento de las encostradas varía de 0,5-0,8 de subanguloso a subredondeado, y el de médanos actuales de 0,7-0,9 subredondeados a redondeados.

Los accesorios, reflejados en la figura 3, son esencialmente los mismos de las arenas basales, pero con menor abundancia, decreciente hacia el techo de los médanos actuales. Encontramos epidota, turmalina, zircón, rutilo y menas metálicas (Ilmenita, magnetita) como más abundantes.

1.2.3 Turbera (Qt)

En los límites NO. y NE. encontramos dos ramificaciones de las turberas de Las Madres y Rociana, respectivamente. Las características son prácticamente idénticas y nos remitimos a los trabajos específicos de MENENDEZ AMOR, J., y FLORSCHUTZ, F. (1964). El espesor que dichos autores dan para la turbera de Las Madres es de 20 m., aproximadamente; el espesor de la turba en la de Rociana creemos que es sensiblemente menor, pero sólo como apreciación de campo.

La edad atribuida a la turbera de Las Madres en este estudio es de 5.536 años, hasta una profundidad estudiada de 5,5 m. superficiales, es decir, a comienzos del Suboreal y finales del Subatlántico.

1.2.4 Playa (QP)

Creemos que las playas comprendidas en la zona Mazagón-Sanlúcar de Barrameda tienen un gran interés, bien porque su evolución actual, en la última década, nos muestra los recientes movimientos tectónicos por los avances de línea de costa, en la zona de Mazagón-Torre del Loro, y la retirada en el sector de Matalascañas, con playas colgadas que aumentan en su extensión hacia Sanlúcar de Barrameda (Hoja de Palacio de Doñana), ya por las concentraciones, que creemos muy interesantes, de minerales pesados que en algunos puntos presentan acumulaciones de 10-15 cm. de espesor.

Las arenas en general son cuarzarenitas con escasos feldespatos y un porcentaje de pesados variable entre 1 por 100 al 97 por 100, en las zonas de máxima concentración.

El estudio de muestras en las zonas de concentración ha dado gran variedad cualitativa de pesados. Encontramos ilmenita-magnetita como más abundante, y secundarios anfíbol, turmalina, epidota, zircón, rutilo, granate, piroxeno, sillimanita, estauroлита, titanita, andalucita y espinela. Son, pues, los mismos que en las arenas basales, de los que proceden por lavado y concentración natural densimétrica.

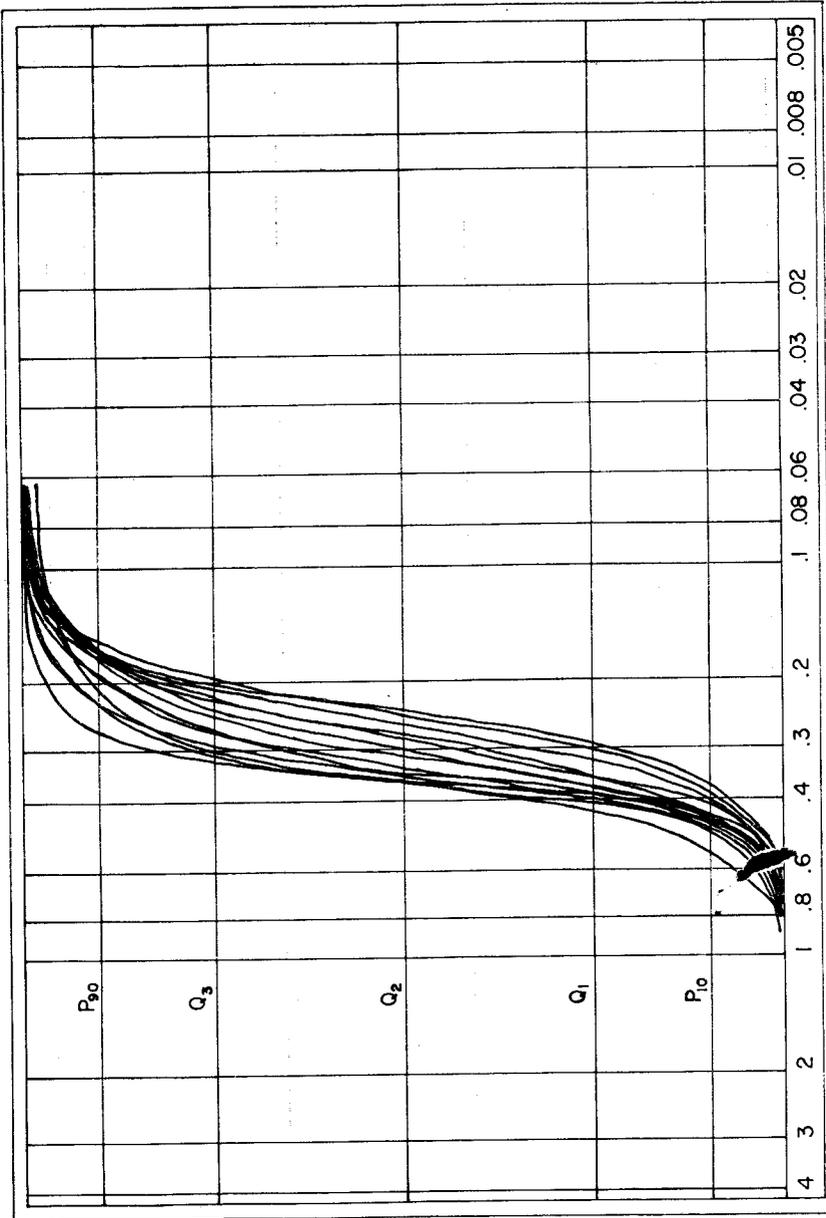


Figura 4 A

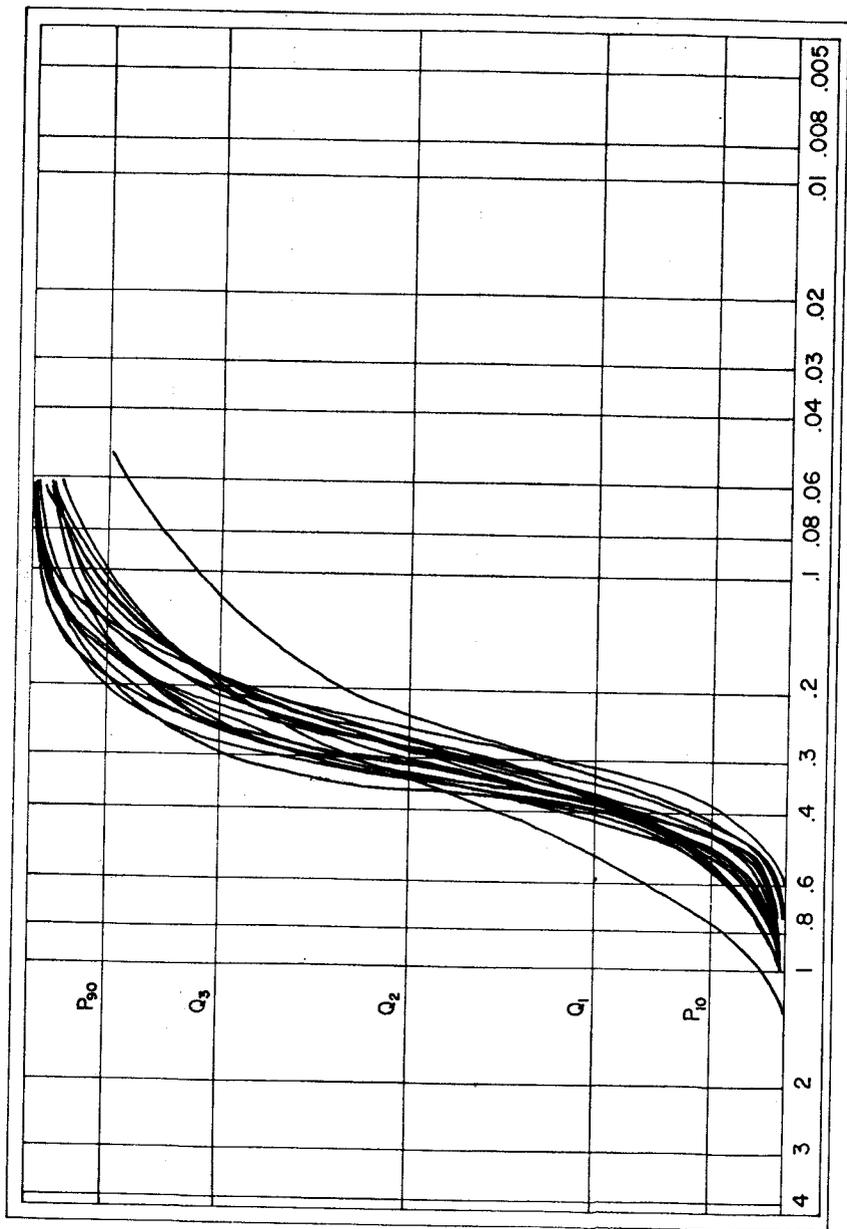


Figura 4 B

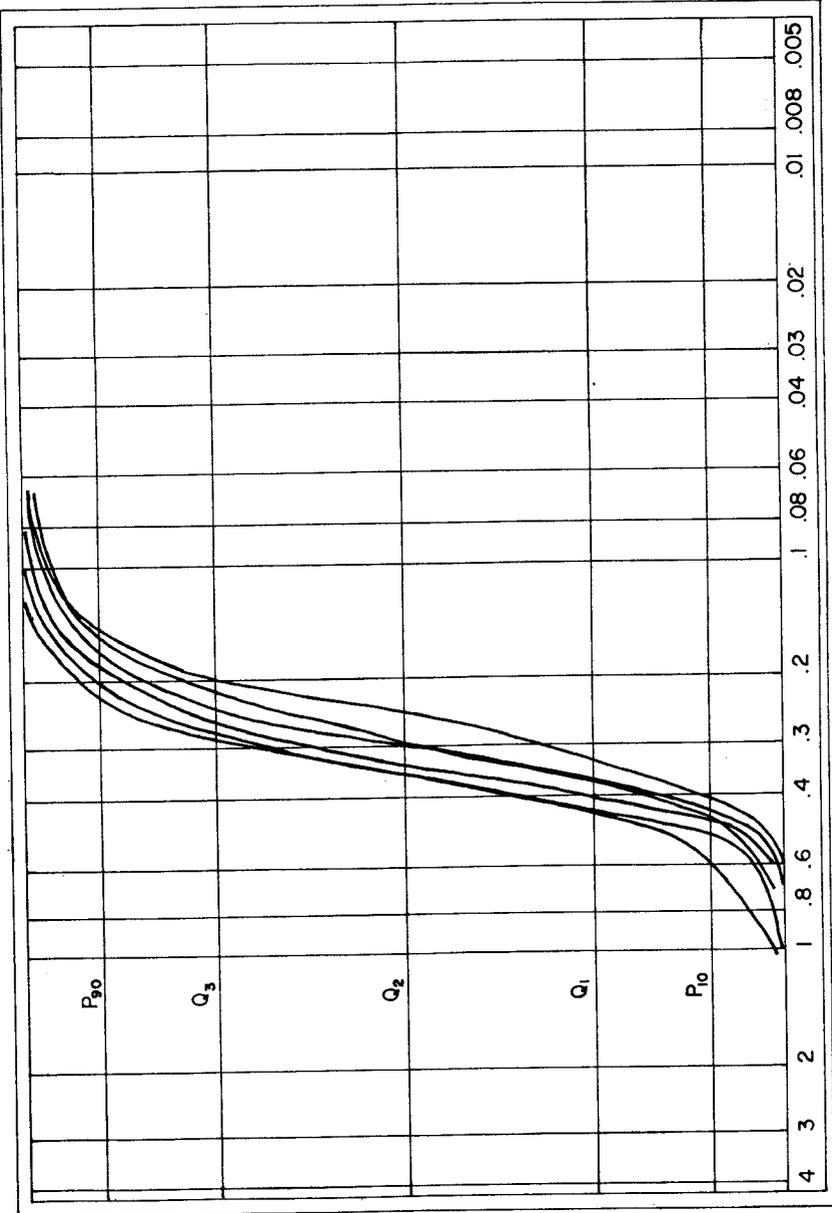


Figura 5

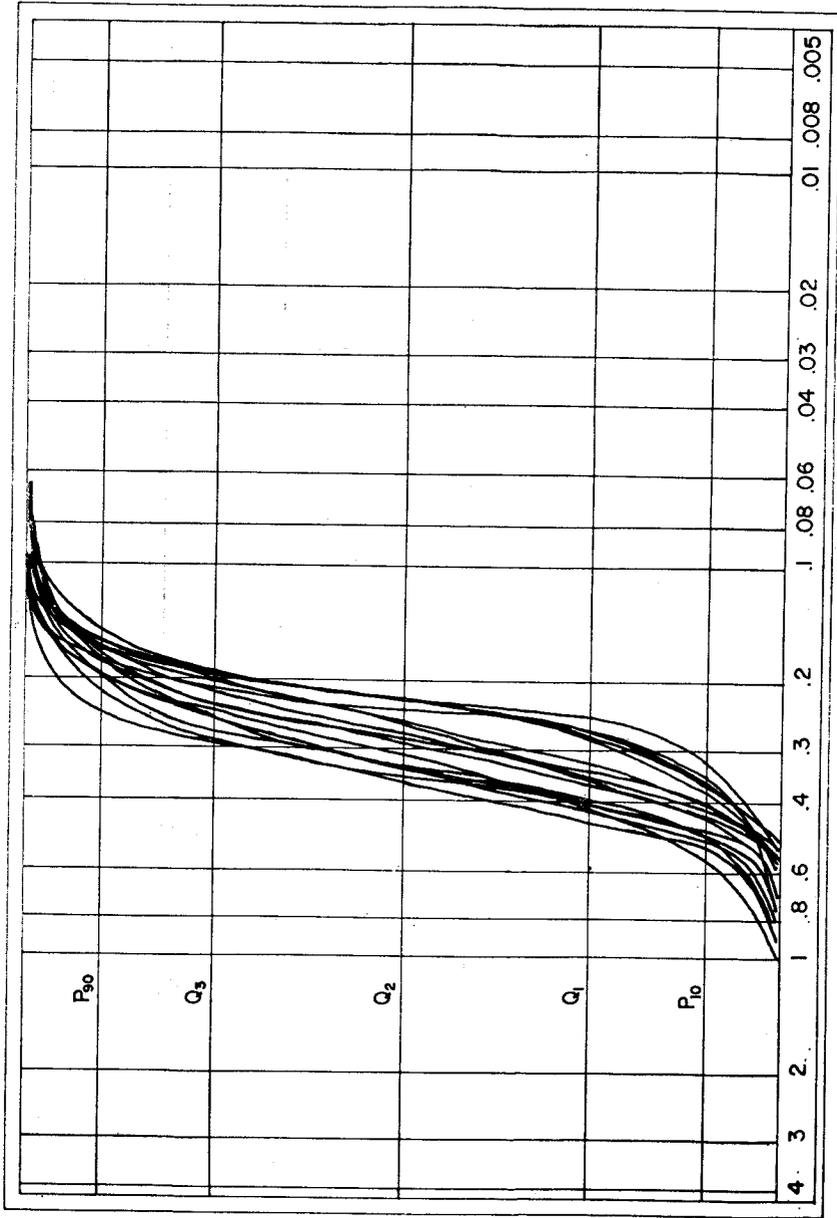


Figura 6

Tabla 1
FORMACION ARENAS BASALES

Núm. muestra	Qd	He	Md
	Unid. ϕ	Unid. ϕ	en mm.
1	0,30	0,24	0,26
2	0,35	0,31	0,35
3	0,25	0,21	0,37
4	0,31	0,31	0,32
5	0,31	0,30	0,34
6	0,27	0,25	0,32
7	0,40	0,32	0,26
9	0,40	0,30	0,30
10	0,25	0,25	0,26
11	0,31	0,27	0,29
12	0,32	0,27	0,25
13	0,25	0,25	0,34
14	0,30	0,29	0,33
15	0,30	0,28	0,34
16	0,30	0,27	0,33
17	0,45	0,35	0,28
18	0,30	0,27	0,32
19	0,40	0,30	0,26
20	0,45	0,40	0,34
21	0,27	0,25	0,32
22	0,30	0,30	0,29
23	0,23	0,21	0,35
24	0,37	0,32	0,26
25	0,30	0,30	0,27
26	0,31	0,29	0,26
27	0,42	0,39	0,28
28	0,35	0,30	0,31
29	0,30	0,22	0,34
30	0,31	0,26	0,34
31	0,29	0,26	0,30
32	0,65	0,55	0,35
33	0,30	0,26	0,33
35	0,20	0,20	0,35
36	0,35	0,31	0,34
37	0,45	0,35	0,28
38	0,22	0,20	0,35
39	0,37	0,32	0,31
40	0,27	0,26	0,30
41	0,35	0,30	0,30
42	0,32	0,32	0,29
43	0,31	0,30	0,34
44	0,34	0,26	0,35
45	0,30	0,26	0,31

Tabla 1 (continuación)

Núm. muestra	Qd	He	Md
	Unid. φ	Unid. φ	en mm.
46	0,35	0,32	0,30
47	0,30	0,25	0,33
48	0,50	0,45	0,27
49	0,35	0,35	0,29
50	0,29	0,27	0,35
62	0,25	0,20	0,29
63	0,30	0,25	0,34
64	0,25	0,25	0,30
65	0,27	0,25	0,25
66	0,31	0,27	0,25
67	0,25	0,25	0,23
68	0,42	0,40	0,26
73	0,25	0,20	0,34
74	0,37	0,35	0,26
75	0,45	0,40	0,25
76	0,30	0,29	0,26
77	0,25	0,25	0,34
78	0,30	0,29	0,36
81	0,32	0,30	0,32
82	0,35	0,32	0,32
83	0,32	0,28	0,26
84	0,40	0,39	0,30
85	0,40	0,39	0,31
86	0,32	0,29	0,31
87	0,33	0,32	0,30
88	0,40	0,35	0,29
89	0,31	0,29	0,26
90	0,41	0,32	0,29
91	0,21	0,20	0,35
92	0,40	0,35	0,31
93	0,26	0,24	0,28
94	0,40	0,35	0,35
96	0,35	0,30	0,26
97	0,42	0,41	0,28
98	0,31	0,31	0,25
99	0,35	0,30	0,34
101	0,55	0,55	0,24
102	0,31	0,29	0,31
103	0,42	0,40	0,25
104	0,42	0,30	0,24
105	0,35	0,31	0,24
106	0,40	0,35	0,25
107	0,45	0,45	0,25
108	0,32	0,29	0,24

Tabla 1 (continuación)

Núm. muestra	Qd	He	Md
	Unid. ϕ	Unid. ϕ	en mm.
111	0,22	0,20	0,35
112	0,27	0,26	0,34
118	0,40	0,35	0,25
119	0,25	0,20	0,24
120	0,23	0,20	0,24
121	0,45	0,40	0,24
122	0,37	0,30	0,29
123	0,32	0,28	0,29
124	0,28	0,25	0,25
125	0,25	0,20	0,25
126	0,26	0,24	0,29
127	0,38	0,30	0,29
128	0,37	0,34	0,29
129	0,27	0,25	0,19
130	0,30	0,29	0,23
131	0,35	0,30	0,29
132	0,38	0,30	0,29
133	0,55	0,45	0,30
134	0,45	0,30	0,30
137	0,35	0,30	0,24
138	0,35	0,30	0,25
139	0,40	0,38	0,29
140	0,32	0,28	0,26
141	0,28	0,25	0,30
142	0,30	0,25	0,25
143	0,30	0,28	0,35
144	0,31	0,28	0,30
145	0,30	0,28	0,29
146	0,30	0,20	0,25
147	0,24	0,21	0,31
148	0,35	0,30	0,29
149	0,31	0,25	0,25
150	0,65	0,40	0,24
151	0,25	0,21	0,30

Tabla 2
FORMACIONES EOLICAS

Manto eólico

Núm. muestra	Qd	He	Md
	Unid. φ	Unid. φ	en mm.
135	0,38	0,30	0,29
136	0,28	0,25	0,30
156	0,35	0,28	0,35
157	0,49	0,36	0,34

Dunas antiguas

Núm. muestra	Qd	He	Md
	Unid. φ	Unid. φ	en mm.
155	0,35	0,30	0,25
158	0,30	0,25	0,34
159	0,35	0,3	0,33
160	0,50	0,40	0,26

Barrera de costa

Núm. muestra	Qd	He	Md
	Unid. φ	Unid. φ	en mm.
57	0,27	0,25	0,28
58	0,25	0,19	0,35
109	0,31	0,29	0,33
110	0,31	0,30	0,34
152	0,35	0,30	0,28
153	0,38	0,30	0,25
154	0,17	0,15	0,24
51	0,35	0,32	0,31
52	0,31	0,30	0,25
53	0,45	0,32	0,28
54	0,37	0,35	0,33
55	0,31	0,25	0,34
56	0,33	0,32	0,35
113	0,25	0,20	0,29
114	0,27	0,24	0,24
115	0,20	0,15	0,23
116	0,25	0,21	0,23
117	0,25	0,20	0,23

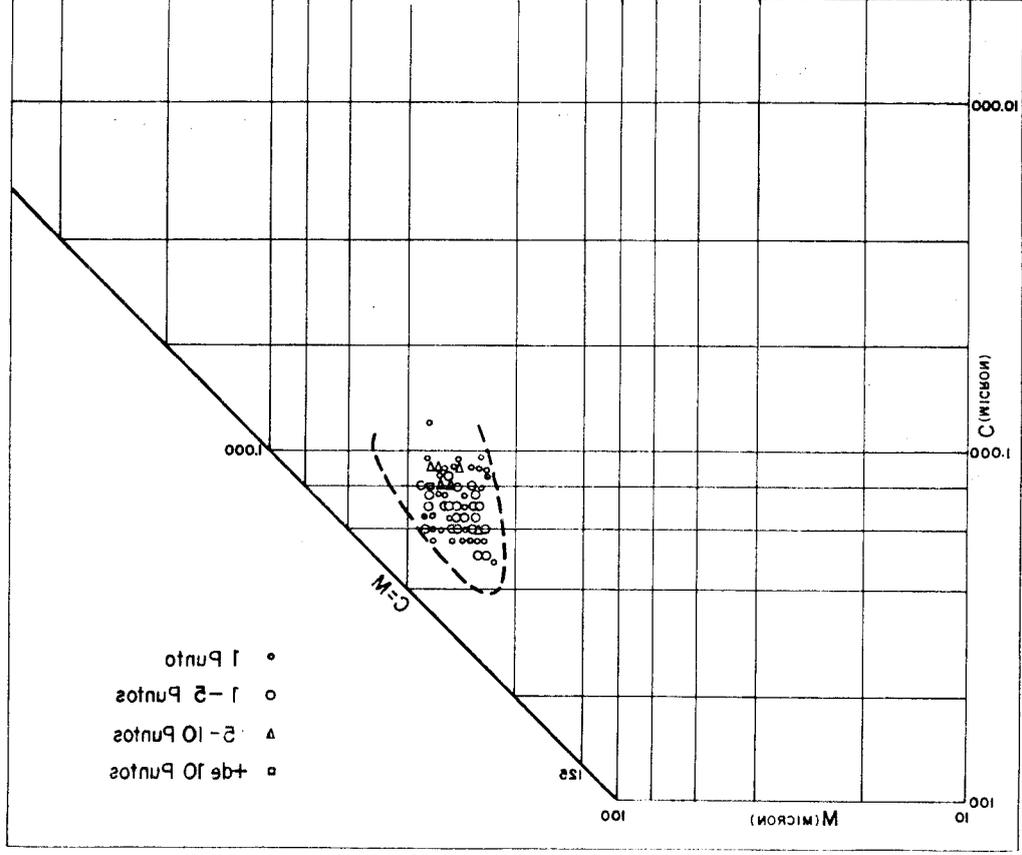


Figura 7

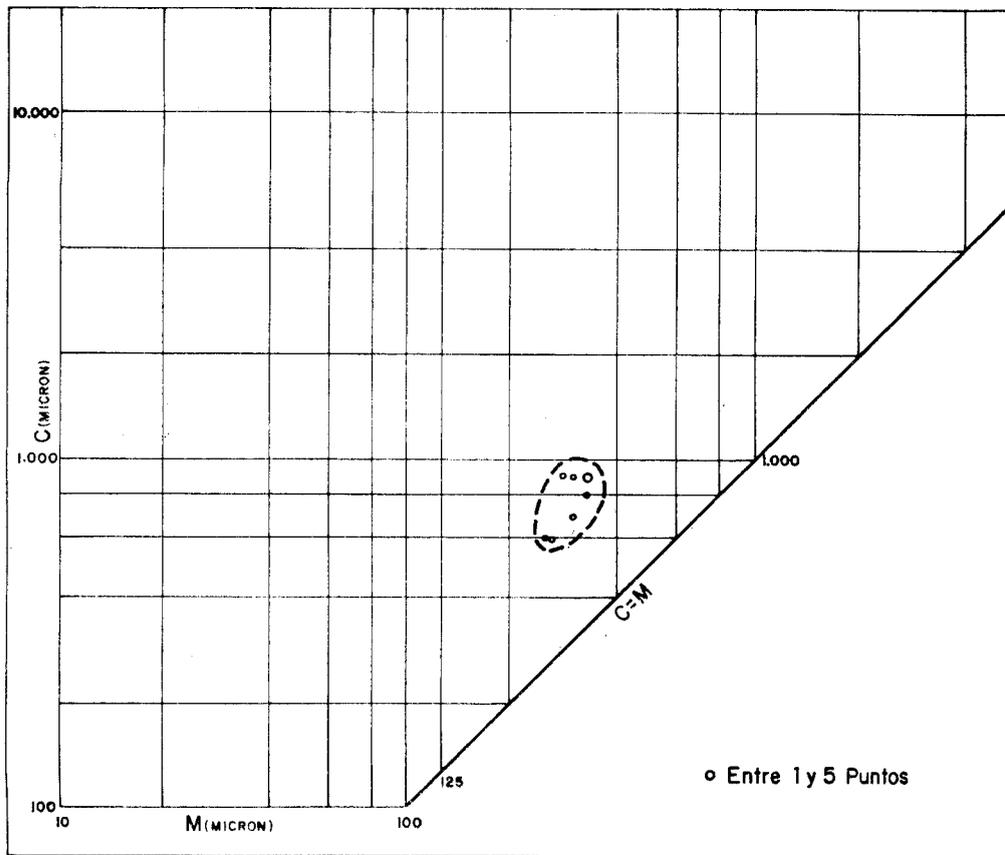


Figura 8 A

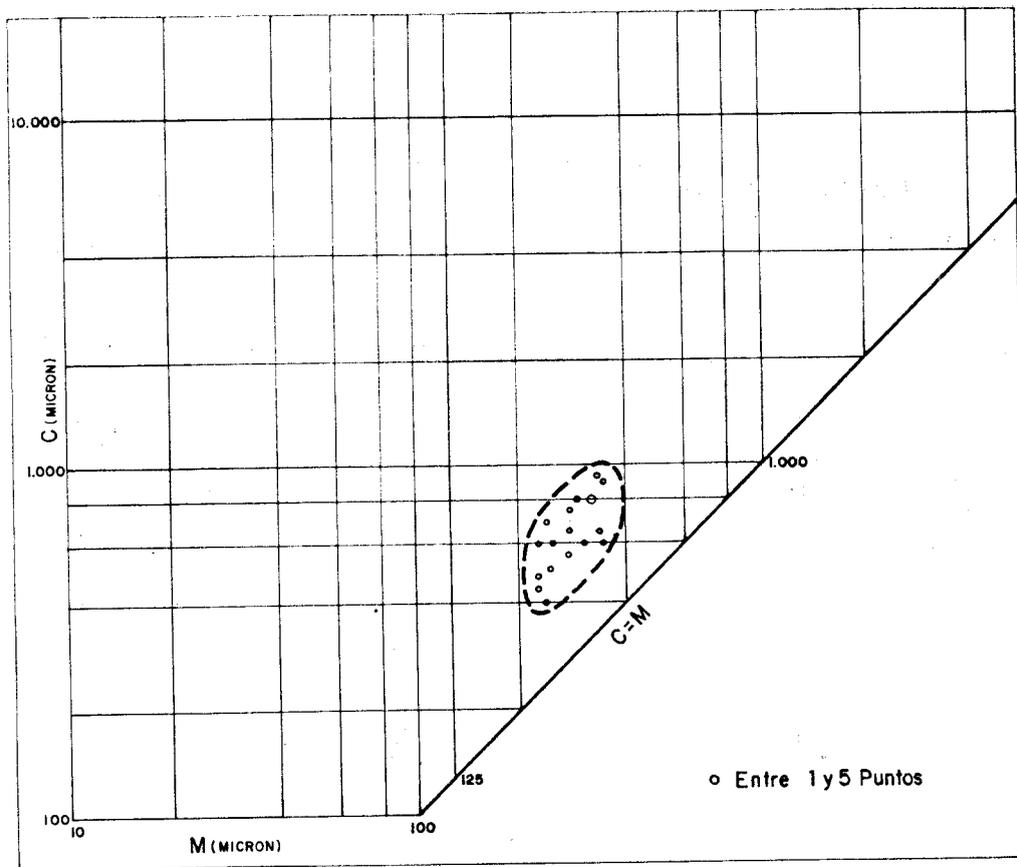


Figura 8 B

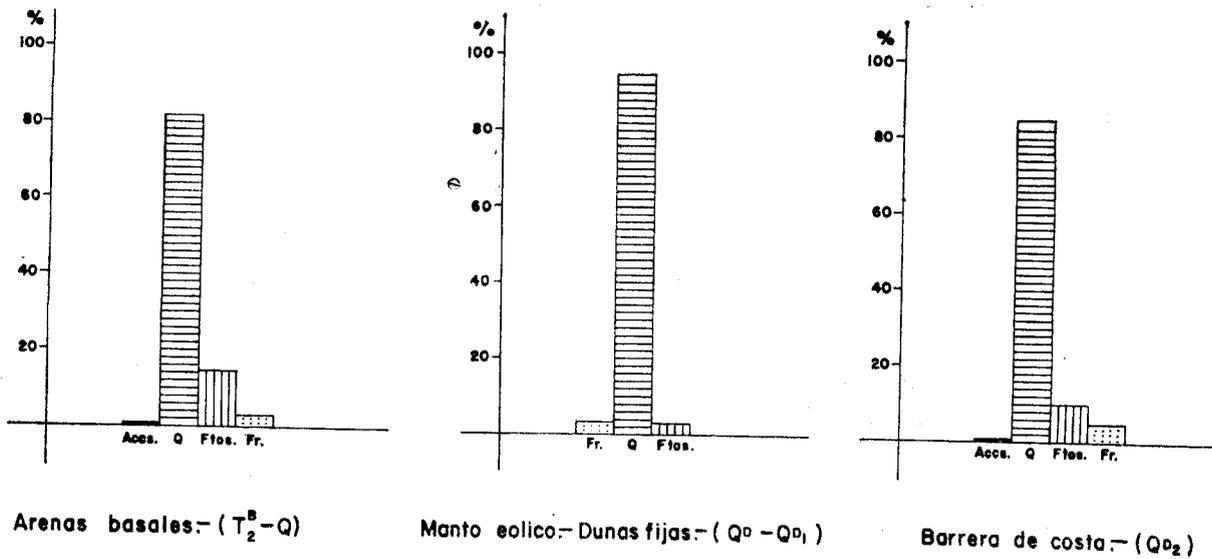


Figura 9.—Histogramas petrográficos. Mineralogía media sobre el total de las muestras de cada formación.

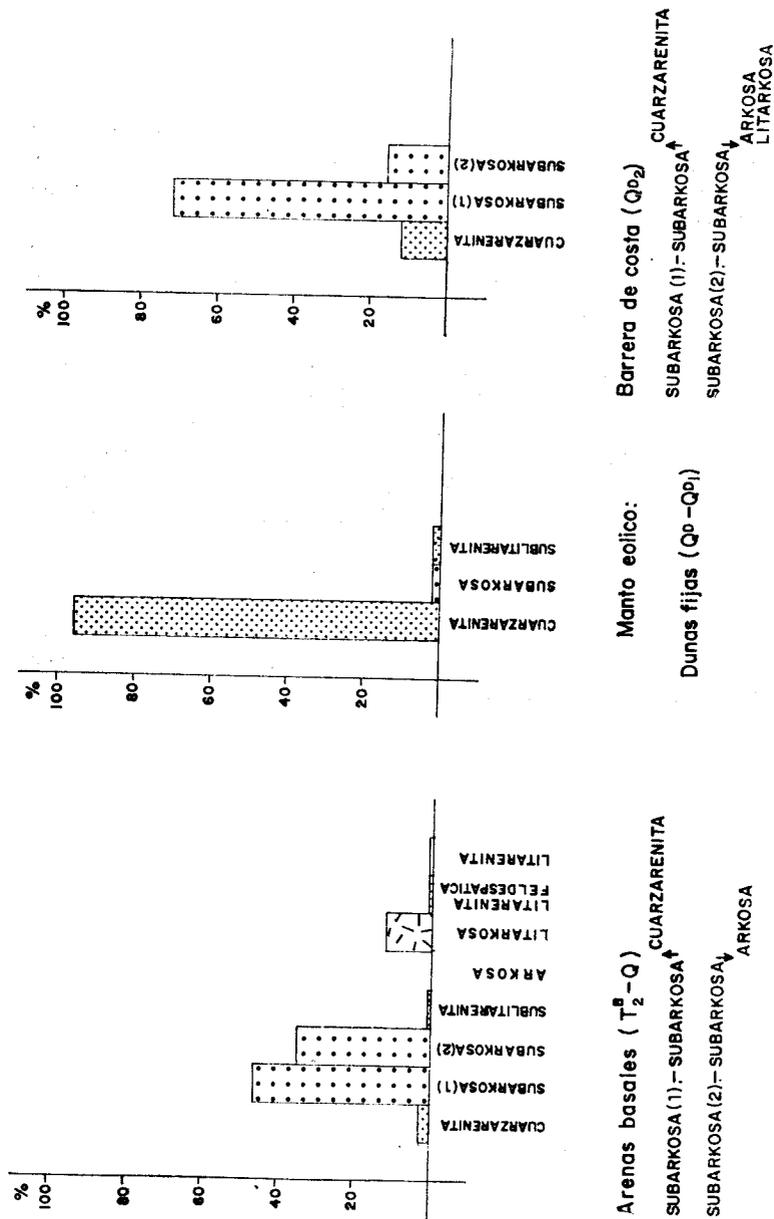


Figura 10.—Histogramas de frecuencias de las determinaciones petrográficas para la totalidad de las muestras de cada formación.

2 TECTONICA

A lo largo de la costa y en los escasos afloramientos del interior, hemos podido observar una disposición subhorizontal en los sedimentos detríticos aflorantes, que se acomodan a la pendiente topográfica (unos 3 grados buzando hacia el mar).

Por tanto, al hablar de tectónica, es preciso señalar que hasta épocas muy recientes ha de considerarse prácticamente nula. Decimos esto porque actualmente son observables movimientos costeros que indican una tectónica reciente.

Al igual que en Moguer, creemos en la existencia de un abombamiento o cúpula (cursos menores divergentes) cuyo eje se hunde hacia el Sur.

Por otra parte, se puede comprobar que en la zona urbanizada de Mazagón el mar en los últimos diez años ha avanzado tierra adentro unos 50 m. (Inmuebles derruidos o desaparecidos.) De igual modo es observable la retirada del mar en las playas al este de Matalascañas, como lo atestiguan playas colgadas escalonadas.

Tanto el abombamiento topográfico como el basculamiento hacia el SO. de la costa nos reafirman en la idea de una tectónica reciente, debida al amoldamiento que sufren los sedimentos neógenos y cuaternarios, con respecto a reajustes de fallas que afectan al zócalo, detectadas por geofísica, pero imposibles de seguir en superficie.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Es fundamental para reconstruir la historia geológica de esta zona el referirnos de nuevo a los sondeos a que hacíamos mención en el apartado de Estratigrafía, ya que con ellos podemos, en líneas generales, reconstruir la historia geológica del Bajo Guadalquivir desde el Paleozoico a la actualidad, a pesar de que los terrenos aflorantes sólo abarcan el Pliocuaternario y el Cuaternario.

Aunque el tránsito Paleozoico-Triásico no está claramente definido en estas formaciones, o quizá no se corta, podemos suponer una sedimentación marina continua desde el Triásico Inferior al Cretácico Inferior. En las figuras 11 y 12 pueden observarse las isobatas del Paleozoico, de la base del Mioceno y la posible línea de costa mesozoica. En las figuras 13, 14 y 15 aparecen cortes y la reconstrucción paleogeográfica esquemática del sector de la Cuenca del Guadalquivir que nos ocupa.

De estos datos podemos deducir que, al final del Paleozoico, la cuenca entró en subsidencia parcial, instaurándose un mar triásico que ocuparía hasta la franja limitada por la línea de costa del Triásico y en el que se depositó una potente serie de sedimentos cuyas características recuerdan el Triásico Subbético en facies andaluza.

Las líneas de costa del Liásico y Jurásico-Cretácico Inferior, unidas a la potencia de estos sedimentos, nos sugieren una subsidencia de equilibrio en un mar regresivo.

Con posterioridad al Jurásico-Cretácico Inferior, los movimientos alpinos pliegan estos sedimentos, aunque se desconocen con detalle las características tectónicas de este plegamiento. Posteriormente sobreviene una etapa erosiva que perdura hasta el Mioceno Superior, en el que la Cuenca del Guadalquivir pasa a un estado de subsidencia generalizada con la gran transgresión miocena iniciada en el Tortoniense Superior.

Las características de las margas azules de edad tortoniense, así como su enorme potencia, nos hacen pensar en una cuenca marina de subsidencia pronunciada con un mar de profundidad grande a media.

En los bordes de la cuenca marina de este período se depositan formaciones marinas someras que constituyen las facies de borde Tortoniense-Andaluciense, y que fundamentalmente son calizas paraarrecifales y formaciones detríticas de areniscas y conglomerados, con cambios laterales de facies rápidos.

Hacia el final del período de deposición de las margas azules, ya en el Andaluciense, estas margas se van haciendo más arenosas, alternando a veces con niveles de areniscas para pasar a limos arenoso-arcillosos y/o

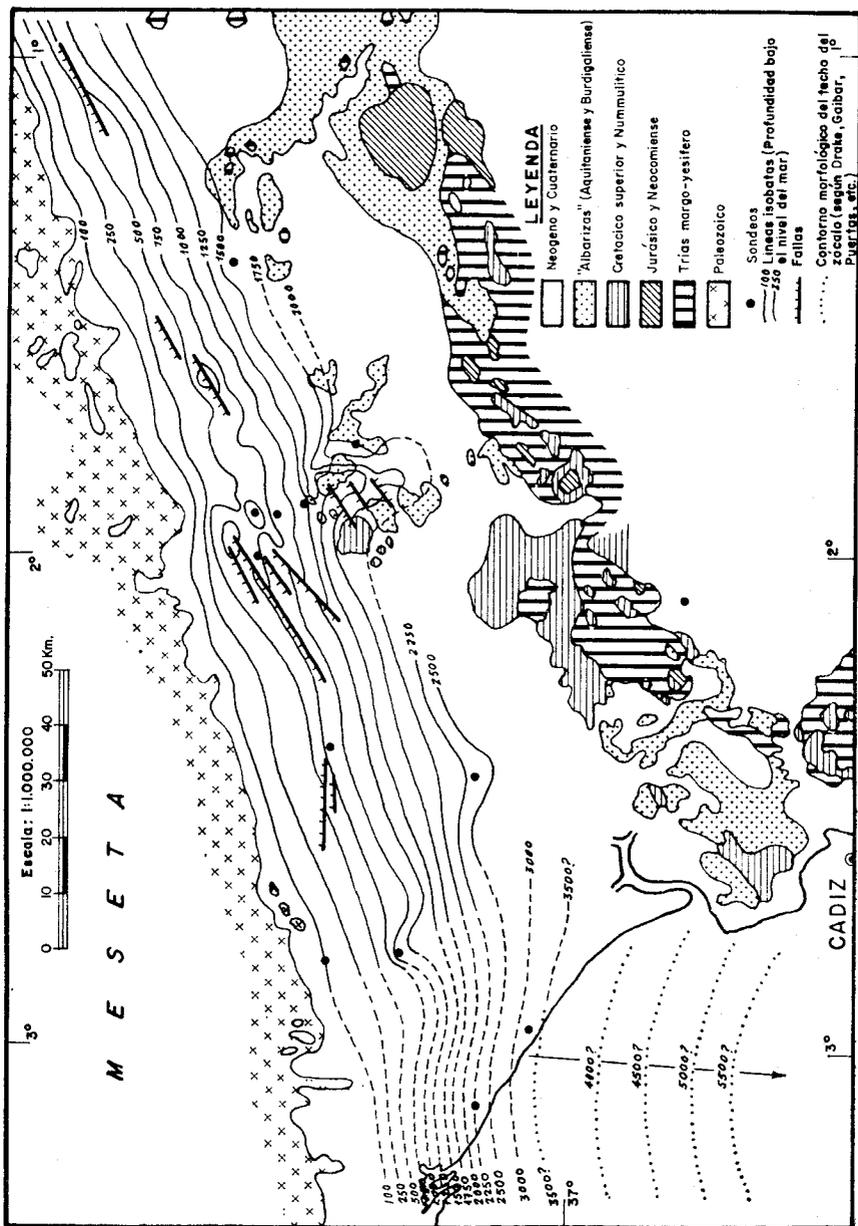


Figura 11

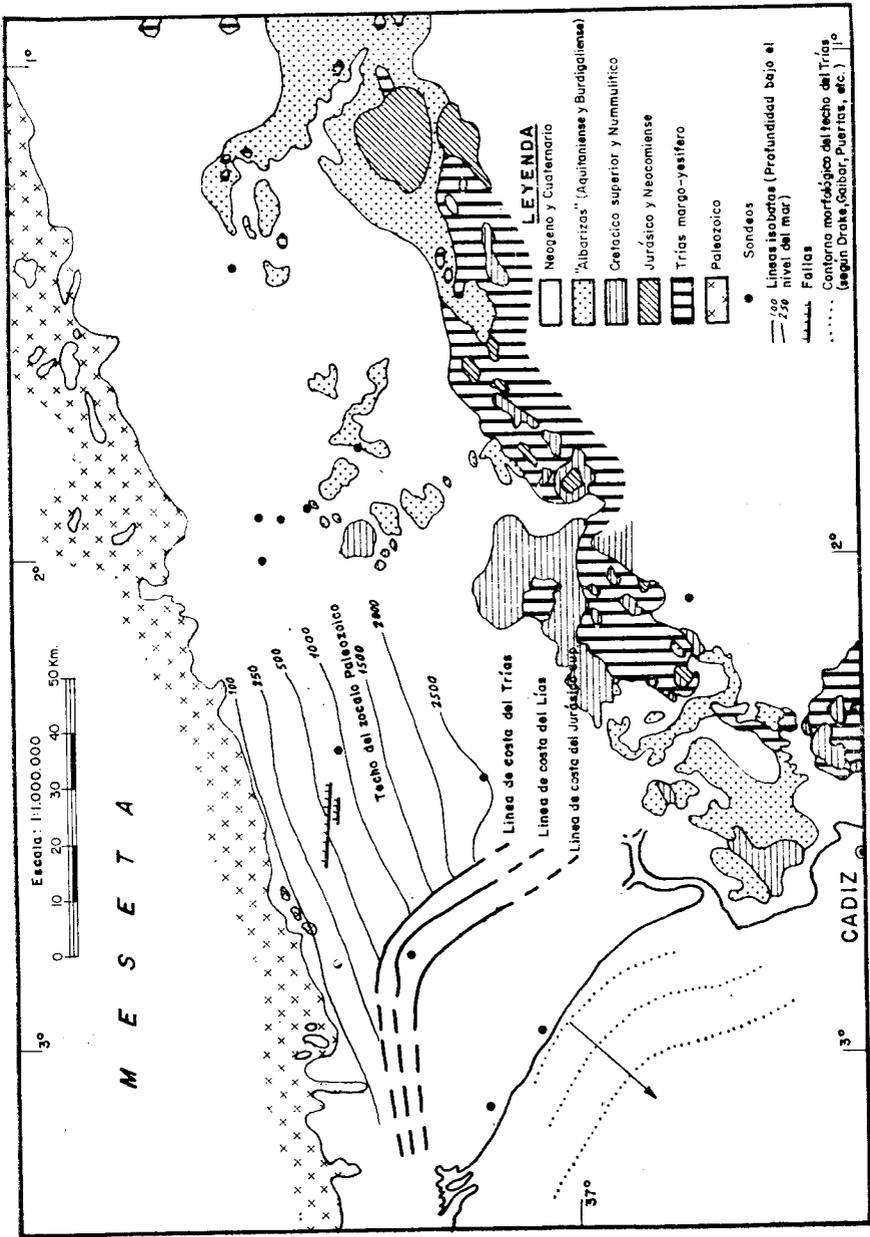


Figura 12

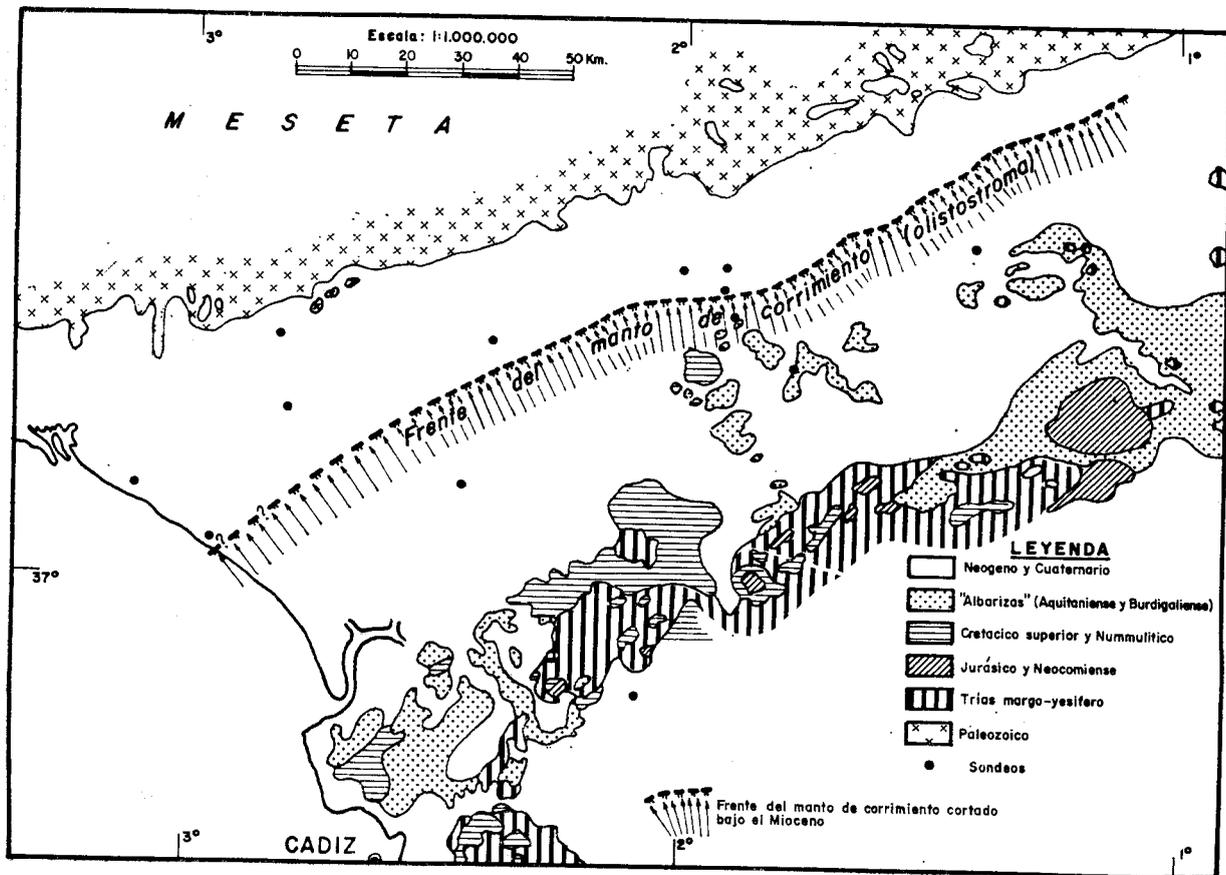


Figura 13

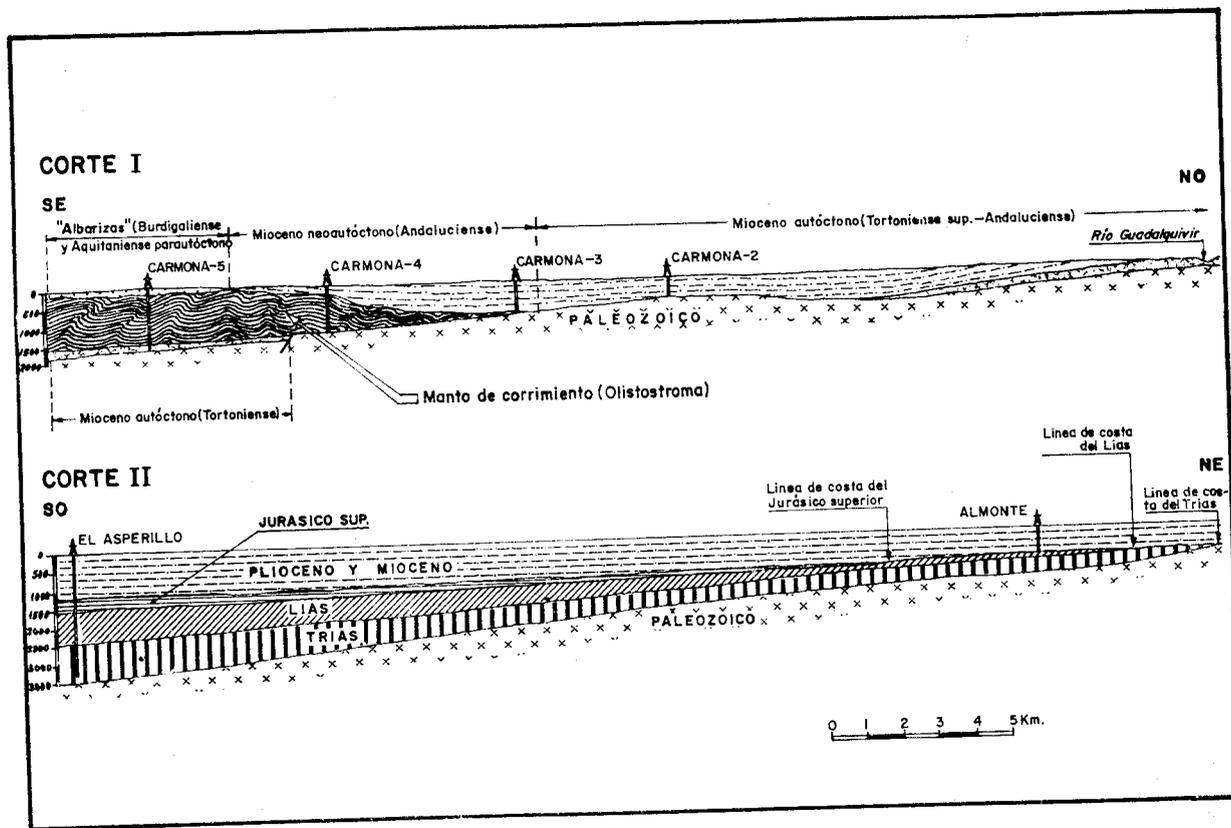


Figura 14

arenas limoso-arcillosas de color amarillento verdoso a gris amarillento. Localmente estos limos amarillos pasan lateralmente a formaciones detríticas más groseras y compactadas, como son las calcarenitas de Carmona.

Este tramo del Andaluciense final es francamente regresivo. La cuenca comienza una emersión progresivamente más rápida, lo que provoca que el aporte de terrígenos sea mayor cuanto más se sube en la serie.

Con el final del Andaluciense sobreviene la emersión casi total de la cuenca marina, aunque no totalmente generalizada, ya que en el centro de la cuenca, Carmona, y en sus bordes: Huelva y marismas, datos de sondeos, puede testificarse una sedimentación marina en el Plioceno y Pliocuaternario.

En el sector de Moguer y El Abalarío la discordancia Andaluciense-arenas basales pliocuaternarias nos indica que aunque la regresión fue muy localizada y poco pronunciada, ya que el contacto discordante es suave y en ocasiones casi acordante, fue lo suficientemente importante como para dejar expuestos a la erosión los limos amarillos andalucenses que fueron parcialmente arrasados.

Las arenas basales, que en Moguer y El Abalarío yacen discordantes sobre el Andaluciense, en la zona occidental de Huelva yacen discordantes sobre un Plioceno indiferenciado, llegando incluso a superar los límites de la transgresión miocena y pliocena, ya que se apoyan a veces directamente sobre el Paleozoico, vértice NO. de la Hoja de Huelva, y en el centro de la cuenca, en la zona de marismas (datos de sondeos), aparecen concordantes o acordantes sobre la serie marina del Mioceno, lo que nos indica una subsidencia parcial de la cuenca en la amplia zona ocupada por estos sedimentos. Las características de estos sedimentos nos llevan a considerarlos como holomarininos, propios de estuario y/o ensenada. La edad pliocuaternaria que les atribuimos sin mayor precisión se debe a la imposibilidad de datar esta formación, toda vez que sólo se han encontrado algunos restos de moluscos indeterminables y escasos Cibicides triviales que no permiten una datación precisa.

En este período hubo momentos de aguas someras y ambiente reductor que produjeron los depósitos de turba y de hierro de pantanos que se intercalan en esta formación.

Con posterioridad a la deposición de estos sedimentos, la emersión de la cuenca es total. Se produce un arrasamiento parcial de los mismos, con la instauración de un extenso glacis de acumulación, formación roja, de arenas y gravas procedentes de los macizos paleozoicos, a veces en paleocanales divagantes; esta formación no aparece en El Abalarío.

Posteriormente sólo cabe citar en la Hoja de El Abalarío generaciones de sistemas de dunas, de las cuales la más antigua está totalmente degradada y reducida a un manto eólico, que conserva localmente morfología dunar.

Los cambios del nivel de base durante el Cuaternario permiten un enca-

jamiento de la red fluvial de esta zona, poco desarrollada y divergente, debido a un abombamiento de las arenas basales.

Podemos, por tanto, suponer que con posterioridad al encajamiento de la red fluvial, y simultáneamente con el avance de los trenes de dunas, que por su degradación dieron lugar al manto eólico, las desembocaduras de algunos arroyos quedaron cerradas, y al quedar impedido o dificultado el drenaje, se originaron ambientes parálisis en los que se desarrollaron las capas de turba que actualmente se observan en las turberas de Las Madres y de Rociana.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

Metalotecto (arenas basales)

A lo largo de las playas y en zonas próximas al acantilado de arenas, el mar deposita, por concentración natural densimétrica, unas arenas de color negro.

En algunos puntos estas arenas negras llegan a formar capas de hasta 15 cm. de potencia.

Estudiadas en una preparación que hemos compactado, se ha visto que contienen 97 por 100 de minerales pesados (ilmenita-magnetita, 90 por 100, turmalina, granate, zircón, anfíbol, piroxeno y epidota).

La proporción tan elevada de ilmenita-magnetita hace que se esté montando en Mazagón una planta industrial de obtención de titanio, a partir de estas arenas negras.

Si bien el mar está continuamente concentrándolas, creemos que lo verdaderamente interesante es la extensión del metalotecto (arenas basales), y si hoy no son económicamente explotables, no dudamos que ante la situación mundial, referente a materias primas, lo serán en fecha próxima.

4.2 HIDROGEOLOGIA

Al igual que sucede en la Hoja de Moguer, los materiales detríticos que nos ocupan reúnen condiciones idóneas de porosidad y permeabilidad, lo que unido a que la base está constituida por limos y arcillas impermeables, hace que exista un manto acuífero semiconfinado.

La inclinación topográfica indicada hacia el mar hace que exista un drenaje continuo a lo largo de la línea de playa. La importancia del acuífero queda muy disminuida por este hecho.

La alimentación es claramente pluvial, que alimenta el acuífero y los cursos menores de agua (arroyo de Las Madres, arroyo de Rociana).

Los numerosos pozos existentes a lo largo de la costa indican que no existe contaminación del acuífero por el agua del mar, es decir, que la interfase agua dulce-marina se encuentra por debajo del nivel de marea.

La potencia máxima del acuífero se puede calcular en unos 60 m.

Debido a la abundante vegetación, el fenómeno de evapotranspiración creemos que queda ampliamente compensado por el aporte anual pluviométrico.

5 BIBLIOGRAFIA

- CARATINI, C., y VIGUIER, C. (1973).—«Etude palynologique et sedimentologique des sables Holocenes de la falaise littorale d'El Asperillo (Huelva)». *Est. Geol.*, vol. XXIX, C. S. I. C., Madrid.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R., y PHILLIPS, L. (1971).—«Depositional structures and processes in the non-barred High-energy nearshore». *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, núm. 3, pp. 651-670.
- GAVALA, J. (1936).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.017, El Asperillo». *IGME*, Madrid.
- (1949).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.018, El Rocío». *IGME*, Madrid.
- (1952).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.033, Palacio de Doñana». *IGME*, Madrid.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1970).—«Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona». *Bull. Soc. Géol. France*, t. XII, pp. 200-209, París.
- MALDONADO, A. (1972).—«El delta del Ebro». *Bol. Estrat., Facultad de Ciencias*, Barcelona.
- MENENDEZ AMOR, J. (1964).—«Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva». *Est. Geol., Inst. Lucas Mallada*, C. S. I. C., vol. XX, pp. 183-186, Madrid.
- MUÑOZ CABEZON, C.—«Memoria del Sondeo núm. 9 "El Asperillo"». *Comisión de Investigaciones Petrolíferas «Valdebro»*, Madrid, septiembre 1967 (inédito).
- PASSEGA, R. (1957).—«Texture as characteristic of clastic deposition». *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 41, núm. 9, pp. 1.952-1.984.
- PASTOR, F., y LEYVA, F. (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.000, Moguer». *IGME*, Madrid. (En prensa.)
- PERCONIG, E. (1962).—«Livre a la mémoire du professeur Paul Fallot. L'évolu-

- tion paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe». *Soc. Géol. France*, t. I, París.
- (1964).—«El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno». *II Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo (Sabadell-Madrid). Cursos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C.*, fasc. IX, pp. 218-229, Madrid.
- (1966).—«Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico andaluzense para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina». *Not. y Com. IGME*, vol. 91, pp. 13-40, Madrid.
- (1966).—«Sull'esistenza del Mioceno Superiore in facies marina nella Spagna meridionale». *III Reunión C. N. M. S.*, pp. 288-303, Berna.
- (1968).—«Biostratigrafía della sezione di Carmona in base al foraminiferi planctonici». *Giornale di Geologia, IV Congreso Intern. de Geología*, vol. 35, pp. 191-218, Bologne.
- (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta». *ADARO, Rev. Microp.*, vol. 29, pp. 309-323, Madrid.
- (1974).—«Informe geológico sobre el substrato de la parte occidental del Valle del Guadalquivir». *E. N. ADARO* (Div. de Geología) (inédito).
- PEREZ MATEOS, y ORIOL RIBA (1961).—«Estudio de los sedimentos pliocenos y cuaternarios de Huelva». *II Reunión de Sedimentología, C. S. I. C.*, pp. 88-94, Madrid.
- SAAVEDRA, J. L., y BOLLO, M. F. (1966).—«Estudio geológico-estructural de la cuenca del río Genil». *Ministerio Obras Públicas, C. E. H.*, pp. 1-45, Madrid.
- TORRES, T. (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 999, Huelva». *IGME*, Madrid. (En prensa.)
- VIGUIER, C. (1969).—«Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)». *Bol. Geol. y Min. IGME*, t. LXXX, vol. 6, pp. 545-546, Madrid.