

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ESTEPONA

Segunda serie - Primera edición

1072

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores: Don Carlos Chamón Cobos, don Custodio Estévez González y don Eduardo Piles Mateo, con la colaboración de don Fernando Fresno López y don Gregorio Gómez Moreno.

El estudio petrográfico ha sido realizado por don Antonio Pérez Rojas.

El estudio micropaleontológico ha sido realizado por don José María González Donoso.

Los estudios sedimentológicos han sido realizados por don Cristino Dabrio y don Angel Carlos López Garrido.

Supervisión del IGME: Don Pedro Ruiz Ruiz.

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-8.967-1978

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

1 INTRODUCCION

Esta Hoja está situada en la provincia de Málaga, muy cerca del límite entre las provincias de Málaga y Cádiz. Representa una pequeña área de la costa malagueña y estribaciones de Sierra Bermeja.

Geológicamente está situada en la zona bética s.s. de las Cordilleras Béticas, en transición a los depósitos terciarios que definen el Campo de Gibraltar.

Los trabajos de campo y la redacción de la Memoria se han efectuado durante el año 1973.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 COMPLEJO ALPUJARRIDE

El Complejo Alpujárride está representado en esta Hoja por un afloramiento en el extremo NO., entre la Intrusión ultrabásica y el Complejo Maláguide. Además, existen algunos afloramientos aislados que se sitúan sobre las peridotitas o al borde de éstas.

La litología de esta unidad está muy transformada, debido al metamorfismo, pudiendo distinguirse únicamente mármoles y gneises granitoides.

Debido a esta litología tan transformada, su atribución al Complejo Alpujárride resulta problemática.

KOCKEL (1963) incluía estas litologías dentro del Bético de Málaga. Posteriormente, BUNTFUSS (1967), ya las consideró como pertenecientes al Alpujárride, aunque no en su totalidad, ya que consideraba maláguides los gneises de la parte superior. Nosotros, dada la similitud de litología de esta parte superior con la inferior y la falta de estructuras tectónicas, que hagan pensar lo contrario, hemos creído más acertado considerar todo el conjunto como perteneciente a una misma unidad.

2.1.1 MARMOLES (Δ)

Son rocas calcáreas dolomíticas muy cristalinas de grano grueso, de color blanco, con algunos niveles fajeados de color gris. En fractura fresca son fétidos.

Se encuentran en la serie entre los gneises, aunque también aparecen algunos lentejones de gneises dentro de los mármoles.

La potencia aproximada es de unos 600 m.

Dado el grado de metamorfismo que presentan es una serie azolca, por lo cual y a falta de otros criterios no puede determinarse su edad.

2.1.2 GNEISES GRANITOIDES (ζ_r)

Llamamos gneises granitoides a unas rocas de aspecto granítico, de color gris azulado en estado fresco y herrumbroso en alteración. La estructura es masiva o con restos de foliación muy difusos en la masa granítica. La textura es inequigranular, a menudo porfídica, con fenocristales de cuarzo y feldespatos, estos últimos a menudo maclados e idiomorfos.

Son frecuentes los restos de rocas metamórficas con bordes netos, cuyo tamaño medio es de 1 a 2 cm., pero que pueden alcanzar los 30 cm.

Los gneises granitoides yacen siempre en contacto con la peridotita, formando una aureola muy definida alrededor de ella. En la aureola de granitoides no se desarrollan diques ni otras manifestaciones pegmatíticas propias de las zonas de migmatización regional.

2.2 COMPLEJO MALAGUIDE

En esta Hoja el Complejo Maláguide se muestra muy completo en su estratigrafía, observándose con claridad los tramos basales, que en otras regiones no afloran. Al descender en la estratigrafía, el metamorfismo regional aumenta progresivamente.

Para la parte inferior, los cortes mejores se encuentran al N. de Estepona.

2.2.1 ESQUISTOS (PC-S^ΛΞ)

Encima de los granitoides alpujárrides yacen, por discordancia tectónica subhorizontal, los esquistos maláguides. Son rocas de esquistosidad finamente irregular, con exfoliación escamosa debido al crecimiento de minerales metamórficos que alteran la esquistosidad. La serie consta de alternancias de sedimentos pelíticos, transformados en esquistos biotíticos y sedimentos samítico-pelíticos de tonos oscuros que han originado esquistos arenosos, metasamitas, etc. Los minerales metamórficos que se observan con lupa son andalucita, especialmente ligada a abundantes lentejones de cuarzo blanco exudado y granates de pequeño tamaño.

La inclusión de estos esquistos en el manto Maláguide se justifica por los siguientes hechos:

- a) Discordancia tectónica entre estos esquistos y los granitoides alpujárrides, con inyección local en el plano de brechificación de cuñas peridotíticas.
- b) Salto de metamorfismo brutal entre los granitoides y los esquistos.
- c) Direcciones de pliegues no coincidentes entre los esquistos y los mármoles incluidos entre los granitoides.
- d) Concordancia perfecta y coincidencia de pliegues, incluso menores, entre los esquistos y los tramos maláguides más altos (calizas alabeadas, etc.).

La potencia del tramo no es calculable, pues no se conoce el muro. Además, el replegamiento puede ser importante. Como potencia mínima hay que pensar en 300 m.

2.2.2 ESQUISTOS Y FILITAS (PC-S^Λ)

Hacia arriba, en la serie, el metamorfismo regional disminuye apreciablemente y las rocas situadas encima del tramo anterior tienen una esquistosidad mucho más regular. Son una transición entre las filitas y los esquistos. Existen muy esporádicas intercalaciones carbonatadas en las cercanías del Cerro Atanasio, de color azul oscuro.

La potencia del tramo se estima en unos 300 m.

2.2.3 CONGLOMERADO INTRAFILITAS (cg)

Frecuentemente, encima del tramo anterior y concordante con él hay un nivel muy definido de conglomerado de cuarzo. Es de gran importancia como nivel guía, que permite reconstruir la estructura y situarse estratigráficamente.

Se trata de un conglomerado de cantos de cuarzo blanco redondeados y algún canto de lidita. La matriz es cuarzoarenosa. Los cantos se encuentran típicamente aplastados en el sentido de la esquistosidad-estratificación por causas tectónicas. Su tamaño medio en sección oscila sobre los 3 cm., pudiendo llegar a 10 cm. Intercalados con el conglomerado hay finas hiladas de tipo samítico y esquistos arenosos. La potencia del conjunto varía desde 0 (en algunas zonas no existe) hasta 30 m.

El significado de este nivel conglomerático, como revelador en última instancia de una fase epirogénica, es muy interesante. La gran madurez de este sedimento y su relativa potencia y extensión indica un período amplio de trabajo sobre su material.

Cabe interpretarlo como el registro de una fase caledónica o incluso huroniana, pero en ausencia de una datación previa de las rocas situadas inmediatamente encima y debajo del conglomerado, estamos en el campo de las hipótesis.

2.2.4 FILITAS SUPERIORES (PC-S^f)

Encima del conglomerado yace concordantemente un conjunto filitoso (filitas color humo) de tonos azulados, oscuros o casi negros. La esquistosidad es excelente y coincide con la estratificación, según se observa en algunos niveles finamente arenosos.

Su potencia varía entre 20 y 100 m.

2.2.5 CALIZAS Y CALCOFILITAS (c, S-D)

Dentro de la serie de pizarras y filitas de que consta en su mayor parte el Paleozoico del manto Maláguide, destaca al primer golpe de vista este conjunto, tanto por el color como por el nivel característico que representan las «calizas alabeadas» de ORUETA (1917), nivel que da nombre a este paquete sedimentario y por el que es conocido en la bibliografía de la región.

Ampliamente representado al E. de Estepona y en concordancia con el conjunto filitoso yacente, constituye un magnífico nivel guía, como ya indica MOLAT, que permite obtener la mesoestructura de la región, difícil de obtener sin este horizonte, debido a la similitud litológica existente entre las unidades que la confinan.

Se trata de una serie en la que domina la fracción pelítica: filitas grafitosas, con intercalaciones de niveles grauwáquicos y niveles lentejonares de calizas. Lo primero que llama la atención son los colores azul oscuro y casi negro de las calizas.

Intercalado con las filitas aparecen unos niveles calcáreos de grano fino, con aspecto algo masivo en superficie, pero al corte se ve que están formados por lechos de 3 a 4 mm. de espesor, dando un aspecto de caliza

tableada. No obstante, es frecuente también este aspecto tableado a nivel de afloramiento.

Su color es azul oscuro, aunque en alteración puede presentarse en tonos gris-azulado más claro. Es característica la presencia de pequeños nivelillos de calcita blanca atravesando el conjunto y cristales aislados de piritas.

Tanto la textura de la roca como los datos microscópicos, indican un metamorfismo muy bajo.

La potencia total de la serie oscila entre 200 a 300 m., correspondiendo unos 100 m. a los niveles carbonatados, aunque este valor es apreciativo, dado su carácter lentejónar y su disposición irregular, siendo por tanto un valor local.

KOCKEL (1959-1962) estudió la fauna conodóntica encontrada en niveles de calizas con las mismas características y posición estratigráfica superior a éstas, obteniendo una edad devónica.

2.2.6 PIZARRAS Y GRAUWACKAS (D-H^A, cg)

Concordante con las calizas y filitas silúrico-devónicas aparece un conjunto de materiales que se diferencia del tramo anterior por su carácter detrítico, ya que dentro de las filitas existen niveles de grauwas, cuarcitas e incluso lentejones de conglomerado.

Es muy difícil obtener una serie estratigráfica completa debido a que los afloramientos son pequeños y que han sufrido una fuerte tectonización.

Es, fundamentalmente, una serie de filitas de tonos oscuros, satinadas y sin recristalización aparente, alternando con otras más detríticas.

En estas filitas se encuentran distribuidos de manera irregular lentejones de grauwas.

Hacia el centro de la serie aparece un conglomerado de cuarzo en lentejones que no presentan continuidad lateral y que raras veces se ha podido cartografiar por aparecer muy fracturado. Está formado por cantos de cuarzo de diámetro máximo 1 cm. y por término medio 6 a 7 mm., y con una matriz filítica.

En algunos puntos se han encontrado niveles de calizas tableadas de muy poca potencia. Son calizas de grano fino, algo recristalizadas y semejantes a las silúricas.

La potencia de este tramo puede estimarse en unos 200 m.

En algunos puntos (Monte Mayor) se encuentran sobre esta serie bloques de brechas que pueden confundirse con el conglomerado. Un estudio más detallado pone de manifiesto un origen distinto.

Sus cantos son muy angulosos, las litologías más heterogéneas y sin estructuras sedimentarias. Por aparecer próximos a una falla, pensamos que son antiguas brechas de falla.

La edad atribuida a este tramo comprende casi todo el Devónico y el Carbonífero Inferior.

2.2.7 CONGLOMERADO POLIGENICO (H^B)

Dispuesto discordantemente sobre el tramo anterior, se encuentra un conglomerado poligénico denominado por BLUMENTHAL (1949) conglomerado de Marbella. La distribución en esta Hoja es muy escasa e Irregular, apareciendo únicamente en tres puntos, siendo el mejor afloramiento el situado al N. del Cerro de los Jaralillos.

El carácter principal que permite distinguirlos de los anteriores conglomerados es su poligenia.

Entre los cantos se han podido distinguir: cuarzo lechoso, cuarcitas, pizarras, grauwackas, calizas, apilitas, etc.

Tienen una buena madurez textural, pero no mineralógica.

El tamaño de los cantos es variable, presentándose zonas en que predominan tamaños gruesos de varios centímetros y otras en que el tamaño de grano máximo no supera los 2 cm.

Localmente pueden presentar cierta orientación.

La matriz es detrítica.

La potencia visible en el afloramiento citado es de unos 75 m., formando un fuerte resalte.

Por tratarse de un nivel detrítico, no se ha encontrado fauna, pero la bibliografía regional lo sitúa dentro del Carbonífero Superior.

2.2.8 ARENISCAS ROJAS (P-T₄)

Sobre el conglomerado de Marbella y en general sobre los materiales maláguides, yace discordante una formación continental de edad permotriásica, con facies muy próxima a las del Triás Germánico Inferior (facies Röt): Areniscas de cuarzo con estratificaciones cruzadas y matriz roja ferruginosa; margas abigarradas, rojas y verdes; conglomerados de cuarzo, de cantos bien rodados y matriz areniscosa-ferruginosa. El conjunto es una facies continental de «areniscas rojas» que fosiliza un viejo relieve finihercínico. En el paisaje, el permotriás destaca bien por sus coloridos intensos sobre las formaciones oscuras más antiguas.

Es frecuente la presencia de paleocanales en las areniscas.

De acuerdo con la clasificación de FOLK, las muestras se pueden clasificar como sublitarenitas y litarenitas, según el porcentaje de cuarzo. Según PETTIJOHN, serían protocuarclitas y subgrauwackas.

2.3 FORMACION «FLYSCH» (T₂₋₃^A, T₂^Ag)

Esta formación está ampliamente representada en las cercanías de Este-

pona y en afloramientos aislados en el resto de la Hoja. El mejor corte puede verse en la carretera nacional de Málaga a Cádiz, en la bifurcación de la carretera de Benahavis.

El «flysch» está formado por una alternancia de areniscas en bancos de 1 a 5 m. de potencia, englobadas en un importante conjunto margoso. Las areniscas son de naturaleza silíceas y micáceas, con granos mal clasificados por tamaños y estructuras groseras de granoselección, que llegan a incluir cantos redondeados de cuarzo de varios centímetros de eje mayor. Son frecuentes las estructuras de carga, así como estratificación oblicua. En algunos puntos llegan a observarse niveles conglomeráticos. El diaclasado es relativamente abundante, con relleno de material ferruginoso. A veces existen nódulos arcillo-ferruginosos con estructura concéntrica, que algunos autores interpretan como «cantos blandos».

En las zonas de derrubios de esta formación se observan algunas veces cantos de calizas micríticas blancas, que deben proceder del flysch, aunque no se han encontrado nunca «in situ».

La formación «flysch» se apoya discordantemente sobre el manto Maláguide y las peridotitas.

Todas las muestras recogidas han resultado azolcas, por lo que su edad se refiere a la bibliografía regional. Según BLUMENTHAL y KOCKEL la edad del flysch varía entre el Eoceno Superior y el Oligoceno. Cerca de Estepona, DIDON reconoce el Mioceno Inferior en parte de la serie. Pensamos, pues, que para La Hoja de Estepona puede aceptarse una edad Paleógeno Mioceno Inferior. Esta formación es de gran importancia para la datación de los mantos de corrimiento y la intrusión peridotítica.

Los datos sedimentológicos inducen a pensar en un ambiente sometido a la acción de corrientes no muy intensas, que son capaces tan sólo de transportar las fracciones arena y lutita (lmo más arcilla). La presencia de laminación oblicua apoya esta interpretación:

Las areniscas son muy maduras. La procedencia es siempre de rocas ígneas básicas y ultrabásicas, así como de metamorfitas de alto grado.

Dada la ausencia de fósiles en las muestras estudiadas, no es posible precisar más sobre el medio sedimentario. No obstante, nada se opone a pensar que se trate de un ambiente marino somero, sometido a la acción de corrientes de tracción.

Un corte de la bifurcación de la carretera de Benahavis con la carretera Cádiz-Málaga es el siguiente:

De muro a techo, la sucesión está constituida por:

— 1 m. de areniscas micáceas-amarillentas, que hacia el techo presentan laminación oblicua.

- 1 m. de arenas grises y rojas.
 - 6-7 m. de areniscas amarillentas ferruginosas, que se presentan en bancos de 1 m. Hacia el techo aparece un nivel intercalado de arcillas grises de 20 cm. de espesor. En la base del paquete de areniscas, que se le superpone al nivel arcilloso, hay estructuras de carga. Las areniscas muestran un diaclasado relativamente abundante y las diaclasas están rellenas de material ferruginoso.
 - 2,5 m. de arcillas ferruginosas grises amarillentas.
 - 20 m. de areniscas blanco-amarillentas con «cantos blandos» arcillosos, entre las que se intercalan niveles arcillosos semejantes a los descritos anteriormente. La potencia media de los niveles areniscosos es de 2 m. y la de los arcillosos de 20 a 30 cm.
 - 5 m. de arcillas verde-grisáceas con intercalaciones de niveles areniscosos de 20 cm. de espesor.
 - 4 m. de areniscas y arcillas alternantes. Potencia: los niveles de areniscas tienen 1,5 m. y los de arcillas 20-25 cm.
 - 5 m. de arcillas similares a las descritas.
 - 8-10 m. de areniscas.
 - 3 m. de arcillas.
 - Más de 3 m. de areniscas.
- Ver figura 1.

Fracción pesada

Los valores medios de las distintas muestras estudiadas son los siguientes:

	%
Enstatita	50-60
Augita	20-30
Granates	1-4
Opacos	10-15
Hornblenda, menos del	1
Turmalina, menos del	1
Moscovita	1-2
Biotita	1
Andalucita	1
Anatasa	trazas
Otros	1

Según estos valores, se trata de areniscas muy maduras, con escaso porcentaje de feldspatos y fragmentos de rocas, lo que indica que el sedimento es el resultado final de unos procesos de meteorización, abrasión y selección prolongados.

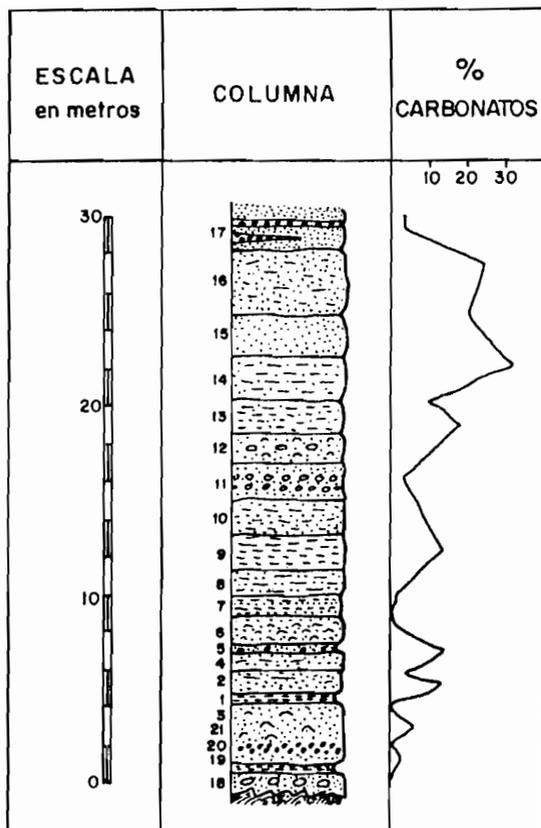


Figura 1.—Columna estratigráfica del plioceno en la rambla de la Cala.

Atendiendo a la clasificación de FOLK, las muestras que se han estudiado están en el límite entre subarcosa y sublilitarenita, aunque con tendencia a estas últimas, dada la proporción ligeramente superior de los fragmentos de rocas.

Si se clasifican según el criterio de PETTIJOHN, corresponde a Proto-cuarclitas.

Por lo que respecta a la fracción pesada, se deduce que la procedencia es la misma que la de todas las muestras tratadas anteriormente, es decir, rocas ígneas básicas y ultrabásicas y metamórficas de alto grado.

Localmente, al N. de los Cerros de la Romera (borde N. de la Hoja) el

«flysch» se apoya en discordancia erosiva sobre una formación brecholde de aspecto y origen problemático (T_2^A g). Está constituida por cantos bastante angulosos, de los mantos Maláguide y Alpujárride. Los cantos de peridotita son escasos. Parece tratarse de sedimentos correlativos a la formación de una pequeña fosa.

2.4 JURASICO DE ESTEPONA (J_1)

En el extremo S.-O. de la Hoja, dentro de la formación del «flysch», afloran unas calizas de difícil interpretación. Los puntos en que aparece no permiten hacer el estudio de su posición tectónica por ser muy pequeños. El más representativo de los afloramientos es el situado en el puerto de Estepona, aunque debido a las recientes edificaciones también ha perdido importancia.

Son unas calizas micríticas de color gris claro algo rosado, de una facies muy similar a las de las unidades subbéticas.

Se presentan tableadas con superficies nodulosas, siendo el espesor de las capas centimétrico.

Alternando con las calizas se encuentran unas margas grisáceas relativamente compactas, con fractura finamente concoldea cuando están muy secas.

En otro afloramiento, concretamente al NO. de Estepona, esta caliza tiene carácter brecholde con cantos monogénicos angulosos y cemento calcáreo.

Este afloramiento se ha asociado a los anteriores pensando que puedan ser brechas intraformacionales, aunque no hay ningún criterio que confirme esta hipótesis.

Dado el problema que presentaban estos afloramientos, se hicieron láminas delgadas de las calizas y levigados de las margas para su datación, pero los fósiles encontrados no dan una edad definida. Únicamente, según el informe paleontológico, se puede pensar en un Lías por la facies.

BLUMENTHAL también les daba edad Liásica por haber encontrado un fragmento de *Amioceras* sp. o *Arletites* sp., del Lías Superior.

Su atribución a una unidad tectónica resulta problemática. DURR las incluye dentro de la Unidad del Tajarillo.

No obstante, y dada su posición respecto a los materiales béticos más próximos, cabe la posibilidad de que se trate de parte de la cobertura Mesozoica del Maláguide.

2.5 PLIOCENO (T_2^B , T_2^B m, T_2^B s, T_2 cg)

Apoyándose en discordancia erosiva-angular sobre el «flysch» yace una serie fundamentalmente detrítica muy extendida en la Hoja. También fossiliza a la Unidad Maláguide y al macizo de peridotita en su borde S.

La base transgresiva es una formación conglomerática basta (T_2^B cg), con cantos y bloques de peridotita, mármol, gneises diversos, esquistos, etc. La matriz es roja, arcillo-arenosa. La potencia de este tramo no supera los 15 m., haciendo frecuentes cambios laterales y verticales a otras facies.

En la zona oriental, la sedimentación continúa con facies margo-arenosas (T_2^B s), con algunas intercalaciones de niveles de arcillas. Las arenas son sueltas, de grano medio y colores gris-verdoso. El aspecto general es de molasas. Son muy frecuentes las tanatocenosis de fragmentos de animales bentónicos. Abundan los pectínidos, coralarlos, ostreidos, carditáceos, dentalium, escafópodos, gasterópodos, etc. Estas asociaciones de macrofauna son comunes a otros muchos yacimientos de la Hoja.

Hacia el techo visible, las facies vuelven a ser conglomeráticas (T_2^B cg) con múltiples indentaciones samíticas.

En la región de Las Mesas, las facies conglomeráticas se desarrollan en toda la serie más ampliamente que hacia el E.

En la zona occidental, por encima de los conglomerados basales se desarrollan facies arenosas de tipo molasa, pero los niveles de lutitas comienzan a tener importancia en la serie.

CORTE DEL RIO DE LA CALA

Descripción de la serie

El corte se ha comenzado en la confluencia del Arroyo de la Victoria con la rambla de la Cala y se prosigue aguas abajo de dicha rambla hasta la carretera nacional Cádiz-Barcelona, unos 300 m. al E. del Cementerio de Estepona.

De muro a techo, la sucesión es la siguiente:

- 1 m. de arenas fosilíferas con cantos de pizarras. Este nivel marca la discordancia con los materiales más antiguos.
- 7 m. de arenas amarillentas, en las que se intercalan niveles de limos y uno de conglomerados.
- 8 m. de arenas, que presentan abundantes restos de conchas fósiles, algunos restos de plantas y niveles con cantos de peridotitas.
- 2 m. de arenas con grandes lamelibranchios y conglomerados bien redondeados con cantos de tamaño medio de 20×7 cm.
- 10 m. de arenas y limos amarillentos muy fosilíferos.
- 2 m. de areniscas muy fosilíferas con niveles de conglomerados.

Ver figura 2.

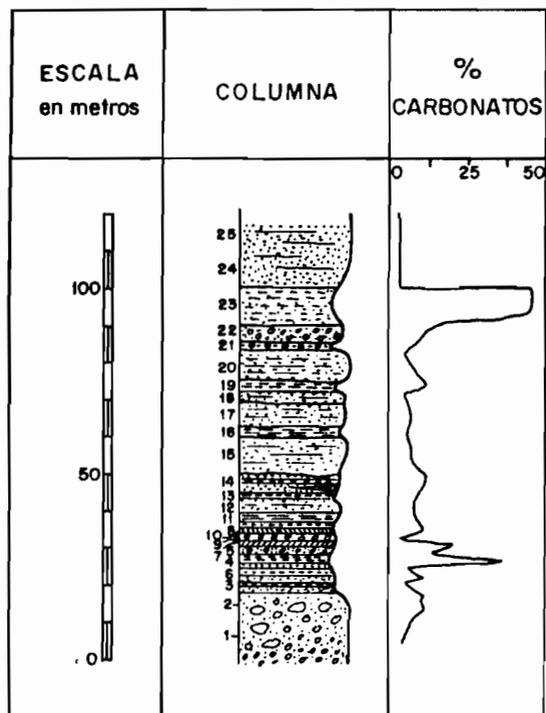


Figura 2.—Columna pliocena del río Padrón.

CORTE DEL RIO GUADALMANSA

Descripción de la serie

Es un corte parcial realizado para controlar las posibles variaciones en la sedimentación, en el conjunto de la cuenca sedimentaria.

No se llegan a observar ni el techo ni el muro de la serie.

— En el corte afloran alrededor de 60-70 m. de arenas y limos arenosos, fosilíferos, semejantes a los descritos en el corte anterior.

CORTE DEL RIO PADRON

Descripción de la serie

El corte a lo largo del río Padrón muestra una sucesión muy completa, ya que pueden observarse más de 100 m. de materiales de la serie neógena.

Por ello, este corte se puede considerar como el más representativo de todos los estudiados.

De muro a techo la sucesión es:

- 15 m. de conglomerados de matriz areno-arcillosa. En la base los cantos son de color rojizo. Hacia el techo existen muchos «cantos blancos» de arcillas o margas. Existen también bloques de tamaño variado.
- 10 m. de arenas y margas grises-amarillentas. Los niveles de margas alcanzan una potencia de 50 cm. y los de arenas algo más.
- 3 m. de alternancia de conglomerados y arenas, con grandes lamelibranchios (*Clhamys*).
- Nivel de 0,5 cm. de arcillas con restos de plantas limonitizadas.
- 3 m. de arenas con niveles de conglomerados. Este tramo es muy fosilífero y presenta estratificación cruzada.
- Nivel arcilloso de 0,5 m., semejante al anterior.
- 50 m. de alternancia de arenas grises fosilíferas con *Clhamys* y limos. Existen algunos nichos de conglomerados. Los niveles de limos no superan los 3 m. de potencia. Los de arenas son variables de 2 a 10 m.
- 4 m. de arenas con intercalaciones de conglomerados de 0,20 m. de espesor.
- 10 m. de margas arenosas.
- Más de 10 m. de arenas.

Ver figura 3.

La presencia de *Globorotalia margaritae* BOLLÍ BERMUDEZ y la ausencia de *Globorotalia puncticulata* y de *G. Grassaformis* definen el Tabianense Inferior para la parte inferior y media de la serie sedimentaria del río Guadalmanza. Igual edad se obtiene en la zona oriental.

Sin embargo, el muro de la serie que se apoya sobre el «flysch» en el cruce de la carretera de Benahavís con la Nacional de Málaga-Cádiz (km. 175), ha dado una edad Piacenzense Medio, por la presencia de *Globorotalia Crás-sula viola* BLOW. Resulta, pues, que la zona del citado km. 175 se mantuvo emergida o como zona sin sedimentación durante el Tabianense, hasta que un hundimiento posterior dio lugar a la deposición de los materiales piacenzenses. Se trata de una pequeña transgresión de tipo muy local, posiblemente ligada a la tectónica pliocena.

Como características comunes a toda la serie pliocena estudiada hay que señalar su uniformidad, salvo detalles locales, en toda la Hoja.

El ambiente sedimentario fue marino, poco profundo y cercano a la costa. Hubo una clara acción de corrientes de distintos tipos, con intensidad variable en el tiempo. La sedimentación se inició con un nivel conglomerático basal, en el que aparecen los primeros fósiles. La energía del medio era elevada, y algunas partículas sufrieron un transporte prolongado. Más tarde

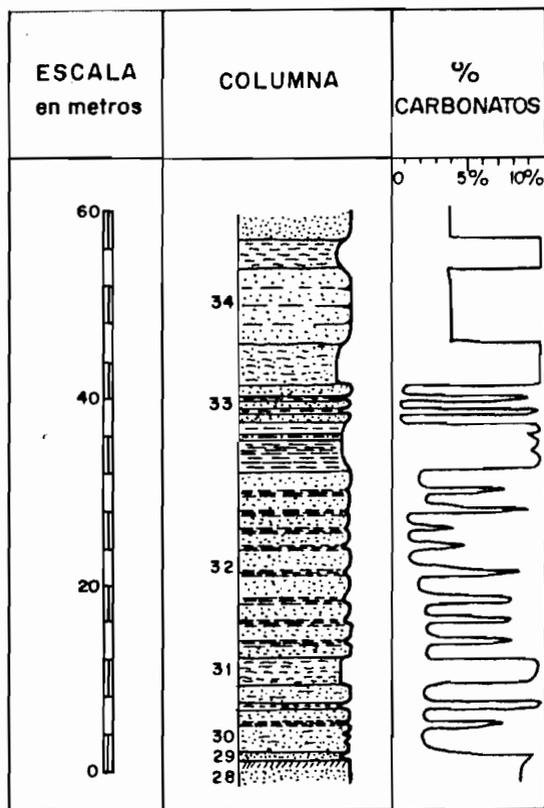


Figura 3.—Columna estratigráfica del «Flysch» situado en el cruce de la carretera nacional Cádiz-Barcelona con la de Benahavís.

la energía del medio fue fluctuante. Unas veces hubo corrientes fluviales que, procedentes del continente, transportaban partículas groseras y restos vegetales. Otras, las corrientes eran débiles, de tipo laminar, transportando partículas muy finas. La precipitación de carbonatos marinos se veía constantemente interrumpida por los aportes groseros continentales, sin que llegaran a formarse calizas.

2.6 CUATERNARIOS

Después de los tiempos pliocenos no vuelve a haber sedimentación ma-

rina, siendo los depósitos cuaternarios continentales y ligados a la topografía pliocuaternaria.

2.6.1 TERRAZAS Y ALUVIALES (QT, Q AI)

El aparato fluvial de la región consta de una serie de ramblas, que desembocan perpendicularmente a la costa. En ellas se han podido distinguir los lechos aluviales de inundación y algunas terrazas, todas ellas pertenecientes a un nivel situado a unos 15 ó 20 m. sobre el cauce.

Los sedimentos de las terrazas son conglomerados con cantos predominantes de peridotita sobre otras litologías. El redondeamiento es bueno y la alteración de las peridotitas es tan grande que a menudo se desmigajan con la mano. El tamaño máximo es de 40 cm., siendo la media de unos 25 cm.

La matriz visible es una arcilla roja mezclada íntimamente con gravas y arenas cuya litología procede de la parte alta de la cuenca. Dado el tamaño de los cantos, hay que pensar que su disposición fue violenta, impidiendo el depósito simultáneo de la arcilla de la matriz. Creemos que gran parte de la arcilla roja intersticial no es verdadera matriz, sino producto de la meteorización de la terraza una vez constituida.

Los aluviales están bien desarrollados en longitud y anchura, ya que los ríos de la región son más bien ramblas con escorrentía intermitente. En estas condiciones se han desarrollado extensos lechos de inundación, colgados de 1 a 4 m. sobre el actual cauce.

La litología predominante es de rocas ultrabásicas, en grandes bolos redondeados. El predominio de la peridotita sobre otros materiales en la fracción gruesa se debe a la facilidad de las peridotitas de desgajarse en grandes bloques, muy resistentes al choque. Las otras rocas esquistos, filitas y gneises no suelen dar bloques, sino arenas y gravas empastados en una matriz arcillo-arenosa.

Asociados a valles encajados de la Sierra hay depósitos aluviales que han quedado disecados posteriormente a modo de terrazas de poca extensión, pero de gran potencia. Su significado no es equivalente al de las terrazas descritas, bien enrasadas y dispuestas, paralelamente a las ramblas. En cambio, estas otras terrazas (en el arroyo Guadalobón, por ejemplo) no son sino restos de depósitos debidos a niveles de base locales que ya han sido limados.

2.6.2 CONOS Y PIEDEMONTES (Q Cd)

El relieve enérgico de la Sierra de Bermeja ha producido todo un conjunto de piedemontes y coluviones que llegan hasta el límite de la llanura pliocena. Su litología depende estrictamente del área madre local.

2.6.3 CUATERNARIO INDIFERENCIADO (Q)

En este apartado se ha incluido todos aquellos depósitos problemáticos cuyo estudio, realmente interesante, supera el plan de este trabajo.

En la plataforma costera que ocupan los sedimentos pliocenos se desarrollan amplios mantos de gravas y arenas embutidas en una matriz roja arcillosa. Su posición es más cercana a la costa que a la Sierra. Parece probable que estos sedimentos no estén trabajados por el mar, dado su alto contenido en matriz arcillosa.

2.6.4 PLAYAS (QP)

La costa malagueña pertenece al tipo pacífico, con cadenas montañosas paralelas a ella. La línea de costa es casi rectilínea, sin accidentes bruscos. El perfil es suave, con desarrollo de playas y ausencia de acantilados.

3 PETROLOGIA

3.1 PERIDOTITAS

Este apartado, así como la tectónica interna de las peridotitas (4.2) y la zonación del mismo en la cartografía, ha sido suministrado por el Instituto Geológico y Minero.

Con los datos suministrados por el estudio microscópico se ha diferenciado una serie de unidades litológicas que agrupan las muestras en relación con su mayor o menor basicidad y de acuerdo con las características diferenciales para cada una de ellas observadas en el campo.

Se puede observar la presencia de un núcleo central, correspondiente a la unidad más baja del macizo peridotítico, constituido por una asociación de dunitas piroxénicas-harzburgitas, con ortopiroxenos de gran tamaño, que se van haciendo más pequeños hacia el borde. Esta facies es continua según la dirección de alargamiento máximo en todo el centro del macizo.

Sobre este tramo encontramos uno más superior, en el cual la composición media de las rocas encontradas es ligeramente más ácida correspondiendo a harzburgita-lerzollita.

También el tamaño del grano va siendo más fino, a medida que nos alejamos del centro del macizo. En la mitad S. aparecen lentejones de piroxenitas dispuestos paralelamente al layering, con potencia de hasta 1 m. y desarrollo, según el rumbo, de varios metros.

En general, podemos decir que en su composición predominan los clinopiroxenos y son muy abundantes las espinelas y las plagioclasas.

Un nuevo tramo dispuesto sobre el anterior presenta como rocas más abundantes las dunitas, que con cierta frecuencia tienen composición de dunitas piroxénicas, y aunque existen algunas harzburgitas, su porcentaje es bajísimo.

El tamaño de grano de los piroxenos de las peridotitas más próximas al contacto con la roca de caja no llega a alcanzar un milímetro; cuando aparecen los granos de estas últimas dimensiones se origina lo que se ha denominado «facies fina», que constituye una subfacies dentro del tramo que estamos definiendo.

Por último, hay que señalar la presencia de lo que llamamos facies de borde, formada por rocas de grano fino, de composición dunítica, a la que se asocian dunitas piroxénicas. Su característica principal es la de que en su masa se presentan granates y espinelas rosadas, y también aparecen unos piroxenos tabulares, que alcanzan hasta 10 cm. de dimensión máxima.

Esta facies se interpreta como una interacción entre la roca de caja y la roca ultrabásica, que en el momento de intruirse presenta características especiales de presión y temperatura que, en nuestra opinión, no son iguales en todo el macizo.

Una intrusión filoniana ácida tardía, que origina pegmatitas y apalitas, amén de un sinnúmero de filoncillos que pueden observarse en las transversales de Estepona-Pujerra.

En cuanto a los contactos entre las ultrabásicas y las rocas de caja se pueden definir dos tipos perfectamente diferenciados, el magmático y el tectónico. El primero aparece siempre que encontramos la facies de borde y como característica más significativa aparece el layering de la roca básica concordante en rumbo y buzamiento con los gneises de la roca de caja.

A veces también existen contactos magmáticos en zonas en donde no existe esta concordancia en la estratificación. En principio podría pensarse que esto habría de corresponder a un contacto tectónico, en relación con los contactos de las zonas en que aparecen las facies de borde, pero la observación directa en el campo muestra que no pertenecen a este último tipo.

Los contactos tectónicos más claramente observados se encuentran a todo lo largo de la mitad S. del macizo, en aquellos puntos en que la serie sin metamorfismo del Bético de Málaga se pone en contacto con las rocas ultrabásicas.

En estos puntos se puede ver una desarrollada milonita de hasta 10 m. en la línea de contacto y, por supuesto, no existe la concordancia antes explicada entre el layering y la roca de caja. Las facies duníticas próximas al contacto desaparecen en casi todos los puntos.

3.1.1 PETROLOGIA

Las muestras estudiadas forman un grupo muy homogéneo cuya principal característica es el predominio de los minerales ferromagnesianos. Sólo en algunas de ellas la plagioclasa supera el 10 por 100 en volumen de la composición total. La mayor parte de las muestras corresponde a rocas ultramáficas. Minerales esenciales primarios son olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La desaparición de uno de estos tres componentes es excepcional. Entre los minerales accesorios se encuentra siempre espinela y accidentalmente plagioclasa.

Suelen ser frecuentes fenómenos de sustitución de los minerales esenciales por serpentinas y antofilitas, que se consideran como debidos a alteración meteórica o a recristalizaciones durante el emplazamiento del macizo.

Cuando el grado de transformación secundaria es elevado, resulta difícil reconocer los minerales primarios, por lo que las rocas con un contenido en serpentina superior al 95 por 100 se denominan serpentinitas.

La proporción mineralógica determinada mediante análisis modal ha permitido establecer los siguientes grupos mineralógicos: Harzburgitas, dunitas, piroxénicas, lertzolitas, piroxenitas (dentro de ellas se incluyen también los gabros, noritas e hiperitas), dunitas y wehrilitas. A éstos hay que añadir el de las serpentinitas. Los tres primeros son los más abundantes, bastante por encima de los demás.

Las rocas quedan casi todas cerca del vértice del olivino del diagrama triangular de clasificación de STRECKEISEN, presentándose desviaciones del porcentaje hacia los campos de las harzburgitas y las lertzolitas. Las wehrilitas aparecen sólo escasamente en el macizo de Ronda.

La composición petrológica muestra una fuerte variedad, análoga o mayor que la de los demás macizos peridotíticos conocidos.

3.1.1.1 Dunitas (σO_0^6)

Texturalmente, las muestras de este grupo son de grano medio a fino, panalotriomorfo y equigranular. Los cristales de olivino forman un mosaico homogéneo en el que aparece esporádicamente clinopiroxeno intersticial en cristales de menor tamaño; en estos últimos se observan finas exsoluciones laminares de ortopiroxeno. Los minerales accesorios, magnetita y espinela, aparecen como inclusiones en los granos de olivino; la primera forma cristales idiomorfos o subidiomorfos de mayor tamaño que los de espinela, que son alotriomorfos y menos abundantes.

Los cristales de olivino están distintamente afectados por procesos de serpentinitización en los bordes y grietas en las rocas frescas y muy serpentinizados en otras; presentan extinción ondulante y fracturación en sectores

como consecuencia de procesos de deformación mecánica. Con todo, la estructura cataclástica no es muy intensa en las muestras de dunitas estudiadas.

3.1.1.2 Dunitas piroxénicas, harzburgitas, lertzolitas ($\sigma\tilde{O}_a^6$) y wehrlitas

La paragénesis mineralógica primaria de las rocas de este grupo, en orden decreciente de abundancia media, es:

Olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela + plagioclasa.

En general el ortopiroxeno está en mayor proporción que el clinopiroxeno (harzburgitas), llegando a faltar en algunos casos este último mineral. El ortopiroxeno siempre existe, incluso en los tipos en que es más abundante el clinopiroxeno (wehrlitas y algunas lertzolitas). Entre los tipos con predominio de ortopiroxeno y los que tienen más clinopiroxeno existen todas las transiciones; las rocas forman, por tanto, una serie continua de variación; también hay una serie continua en la variación de las proporciones de olivino.

El tamaño de grano es variable, de medio a grueso, formando los minerales un mosaico panalotriomorfo. En muchos casos la textura es equigranular, pero cuando el ortopiroxeno es relativamente abundante, forma cristales de mayor tamaño, originándose variedades heterogranulares. Es característico que el ortopiroxeno esté formando placas más o menos alargadas, siempre alotriomorfas, de tamaño mayor que los demás minerales.

El clinopiroxeno suele presentarse como cristales de pequeño tamaño intersticiales con respecto a los dos componentes principales. Raramente alcanza tamaño de grano igual o superior al del ortopiroxeno.

La espinela más frecuente es una picrotita cromífera de color pardo, tanto más oscura cuanto mayor contenido en cromo tiene. A veces aparecen espinelas de color rosado. Los cristales de espinela son siempre alotriomorfos, a veces lobulados. Cuando aparece plagioclasa, el feldespato forma una corona en torno a la espinela o está en relación inmediata con ella. Se interpretan estas asociaciones como resultado de una reacción entre la espinela y los piroxenos monoclinicos (paragénesis que se establece a alta presión) producida en niveles más superficiales de menor presión donde es estable la plagioclasa. En algunas muestras la plagioclasa puede aparecer formando núcleos de varios cristales asociados, sin relación directa con espinela, con tendencia a formar cúmulos lenticulares con piroxenos, marcando la formación de microbandas irregulares de composición piroxénica o norítica dentro de la peridotita. En estas muestras, la composición global dominante es la lertzolítica.

En todas las rocas de este grupo son más o menos perceptibles estruc-

turas que se interpretan como debidas a formaciones más o menos intensas de la roca provocadas por esfuerzos dinámicos.

El olivino, el mineral más sensible a estas deformaciones, aparece con extinción ondulante o fragmentado en láminas de deformación o con fenómenos de granulación cataclástica seguida de recristalización. Estos tres fenómenos representan estadios crecientes de deformación mecánica.

El ortopiroxeno es más resistente a la deformación, llegando raramente a la fase de la granulación mecánica. Los fenómenos de deformación son, sin embargo, perceptibles por las torsiones y deformaciones muy frecuentes en las láminas de exsolución o planos de exfoliación. El clinopiroxeno se comporta de análoga manera, aunque la deformación de planos de exfoliación o láminas es menos frecuente que en el ortopiroxeno.

En casos extremos de deformación, por granulación completa del olivino, se forma una matriz de grano fino en la que «flotan» los cristales de mayor tamaño de ortopiroxeno y clinopiroxeno, generándose estructuras porfidoclasticas de claro origen tectónico. En alguna muestra los pequeños cristales de olivino tienen hábito tabular y en otras, también muy deformadas, se origina un bandeo debido a diferenciaciones de flujo según zonas de composición diferente.

Todos estos fenómenos de deformación mecánica parecen de origen tectónico. Aunque en este caso no se han realizado diagramas petroestructurales, por no disponer de muestras orientadas, por comparación de las estructuras observadas al microscopio con las de otras muestras de la misma zona y de otras regiones donde se han realizado aquellas determinaciones, se puede admitir que la fábrica de muchas de estas rocas corresponden a la de rocas tectonizadas.

La deformación mecánica parece haber afectado con intensidad variable a todos los materiales estudiados, como por otra parte la deformación es posterior a la formación de láminas de exsolución de los piroxenos y está seguida de recristalización parcial de los minerales afectados, consideramos que la generación de estas estructuras de origen mecánico se ha producido durante el proceso de ascenso y emplazamiento de todo el macizo ultramáfico más que por una tectonización según planos definidos después que el macizo llegase a adquirir la posición actual.

El grado de alteración de estas rocas es muy variable. En todas ellas el olivino está al menos transformado en los bordes y grietas en minerales serpentínicos, aunque en muchos casos este material llega a sustituir pseudomórficamente a casi todo el cristal. El olivino queda reducido a pequeños núcleos aislados entre sí, que conservan la orientación inicial. La serpentización está asociada también con la formación de óxidos de hierro secundarios que forman alineaciones de pequeños granos dentro de la masa de serpentina.

Cuando la serpentización del olivino es muy avanzada el fenómeno de

sustitución puede afectar parcialmente al ortopiroxeno, en sus bordes y grietas. El clinopiroxeno se altera mucho menos.

Con más frecuencia, el ortopiroxeno es sustituido parcialmente por agregados de anfíboles alargados de pequeños tamaños que han sido diagnosticados como antofilita. Los agregados de antofilita a veces pueden sustituir completamente a los cristales de ortopiroxeno. Teniendo en cuenta las condiciones de formación de estos anfíboles, se puede deducir que su generación ha tenido lugar antes que el macizo alcanzase su posición actual durante el proceso de ascenso de la masa ultramáfica desde las zonas profundas a los niveles superficiales en los que está emplazado.

3.1.1.3 Piroxenitas ($\sigma \chi^6$) y rocas máficas feldespáticas

Se han descrito anteriormente ciertos tipos de composición leucocrática que tienen bandas irregulares en que se acumulan piroxenos, espinela y plagioclasa. Estos acúmulos pueden presentarse en forma de crecimientos muy finos originando texturas de tipo simplectítico. Cuando disminuye considerablemente la proporción de olivino, se pasa insensiblemente a un tipo de piroxenitas olivínicas.

En las piroxenitas con olivino, formadas por clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y espinela con antofilita secundaria, predominan las texturas granudas, panalotriomorfas de grano fino. El olivino forma un mosaico equigranular en el que destacan los cristales de ortopiroxeno de mayor tamaño. En esta zona aparecen abundantes cristales de pequeño tamaño de plagioclasa maclada. Las rocas son estructuralmente heterogéneas, pues esporádicamente aparecen zonas lenticulares o alargadas de grano más grueso con abundante espinela verde (no cromífera) clinopiroxeno, olivino y plagioclasa. El ortopiroxeno puede estar sustituido parcial o totalmente por antofilita.

Existen también piroxenitas sin olivino. En ellas el mineral más abundante es el clinopiroxeno. Tienen también una estructura heterogénea, pues aparecen zonas de grano medio alternando con otras de grano más fino.

Las rocas de mayor tamaño de grano están formadas por un agregado en mosaico de cristales de clinopiroxeno, y ortopiroxeno en cantidad subordinada, que destacan sobre un agregado de cristales de plagioclasa y clinopiroxeno de menor tamaño. En estas rocas hay espinela cromífera de color marrón. En las rocas de grano más fino los minerales que aparecen son clinopiroxeno y plagioclasa con entrecrecimiento simplectítico; aquí la espinela es verde, no cromífera.

En estas rocas los piroxenos han sido afectados en gran medida por procesos de deformación mecánica, observándose estiramientos y deformación intensa de las láminas de exsolución y líneas de exfoliación. Los cristales mayores de piroxeno se continúan en las zonas de crecimiento simplectítico de grano más fino. Puede suponerse que estas últimas han sido

el resultado de una granulación cataclástica con recristalización posterior de una roca inicialmente homogénea, el hecho de que la espinela sea menos cromífera pudiera hacer pensar en una expulsión del cromo de las zonas de máxima deformación.

También en estas rocas aparece antofilita como producto secundario del ortopiroxeno en las zonas de grano más grueso. En las zonas de grano más fino donde aparecen la plagioclasa y el clinopiroxeno íntimamente entrecruzados, se han encontrado pequeños cristales de hornblenda parda y de flogopita, en proporción muy reducida.

Algunas de estas piroxenitas presentan granates en el centro de los crecimientos simplectíticos. En sección delgada el granate es incoloro o ligeramente rosado y se presenta en granos redondeados más o menos corroídos por las transformaciones simplectíticas.

En relación con las piroxenolitas descritas existen en los macizos peridotíticos rocas con mayor contenido en plagioclasa que no pueden considerarse como rocas ultramáficas. Tienen como constituyentes principales piroxeno y plagioclasa, pudiendo haber pequeñas proporciones de olivino. Sus caracteres más sobresalientes son su composición feldespática y sus texturas bandeadas, alternando bandas de ferromagnesianos y plagioclasas. En función de su composición mineralógica pueden clasificarse como noritas y gabros con términos de transición de hiperitas.

3.1.1.4 Serpentinitas (S^o)

Dentro de este grupo se han incluido únicamente las rocas en que la transformación a serpentina es prácticamente total (serpentina, más del 95 por 100).

Estas rocas están formadas por una masa de serpentina procedente de la alteración total de los olivinos, en la que destacan algunos ortopiroxenos de mayor tamaño que conservan aún su forma inicial, aunque están también transformados a serpentina y en algún caso a antofilita. Se observa además magnetita y óxidos de hierro, así como espinela correspondiente a los términos más oscuros, casi opacos.

Dado que el estudio de la serpentización y de los minerales serpentínicos necesita técnicas (análisis térmico diferencial, microscopía, electrónica, etc.) muy diferentes de las usuales en petrografía, en este estudio se ha prescindido de abordar estos aspectos. Como, por otra parte, los minerales serpentínicos (antigorita, crisotilo, etc.) que pudieran separarse, petrográficamente sólo tienen un significado textural, hemos prescindido de profundizar en modo alguno en el estudio de este tipo de rocas.

3.1.2 PETROGENESIS

El carácter del macizo estudiado es francamente ultramáfico y ultrabá-

sico muy acentuado. La media general de las rocas estudiadas da unos contenidos en olivino del 60 por 100. Los tipos de composición dunitica o próxima a ella son abundantísimos, mientras que los gabros y noritas son verdaderamente escasos.

En los complejos estratiformes se observa que las rocas dominantes son de composición predominantemente gabroide, lo mismo que en las peridotitas zonadas de alta temperatura. Sin embargo, la mayor parte de los complejos de tipo alpino tienen un carácter ultramáfico más fuertemente acentuado, que se hace aún mayor en el Macizo de Ronda. Otros datos favorables al carácter alpino son el predominio del olivino muy magnesiano sobre el ortoproxeno, la falta de composición críptica en la composición de los minerales y la relación Mg/Fe muy elevada.

Estructuralmente, si bien existen bandeados observables a gran escala, no aparecen cuando ésta es menor. Ni en las muestras de mano ni en las láminas delgadas se han encontrado las texturas acumulativas típicas de los complejos estratiformes. Por el contrario, aun las rocas menos deformadas presentan texturas en mosaico panalotriomorfas.

Por el contrario, son casi generales los fenómenos en cataclisis, granulación o laminación, más características de las peridotitas alpinas que en las pertenecientes a complejos estratiformes.

Desde el punto de vista morfológico, el Macizo de Ronda es una anti-forma, que tiene plegamiento cilíndrico (en su parte occidental) e incluso isoclinal. El bandeo suele seguir estas directrices mayores continuando paralelamente al borde en el cierre «periclinal» occidental de Ronda o estrellándose contra las rocas de caja en el resto de este macizo. Pueden, asimismo, aparecer esquistosidades secundarias cortantes a las estructuras mayores del bandeo o bien desarrollarse «pliegues» con charnelas netas dentro de las peridotitas, probable producto de la deformación tectónica de materiales estructurales anteriormente.

Los datos estructurales y la concordancia de las bandas litológicas cartografiadas con las foliaciones, además de la distribución de las facies ultramáficas inducen a pensar en complejos zonados. Sin embargo, los complejos zonados conocidos hasta ahora presentan una clara aureola de contacto.

Los argumentos en contra de esta última hipótesis son la ausencia de facies de borde en el sector del afloramiento ultramáfico de la parte centromeridional, en el contacto con los gneises alpujárrides que aparecen junto al río Guadalra y dividen el macizo en dos partes, unidas por un pequeño «Istmo» peridotítico al N. Lógicamente el contacto debería desarrollarse siguiendo un paralelismo entre las rocas alpujárrides y las facies de borde. Esta duda induce a pensar que toda la zonación, tanto facial como estructural, observada en Ronda se deba simplemente a plegamiento.

Otro dato que puede aclarar la atribución a complejos de alta tempera-

tura es la presencia de metamorfismo de contacto. Pero en caso de haberlo, choca con la ausencia de facies peridotíticas de borde en ciertas partes del macizo.

La serie de dudas planteadas entre la presencia de complejos zonados o no se comprende teniendo en cuenta el deficiente estado actual de conocimientos, tanto sobre la génesis y morfología de ambos. En caso de encontrar una solución exacta a esta incógnita, resultaría que el macizo de Ronda es diferente a los demás que se conocen a la escala mundial, que a su vez son diferentes entre sí, según se desprende de la bibliografía actual.

Y los problemas relativos a la estructuración de los macizos de una intrusión múltiple o bien producida por la tectónica del plegamiento sólo podrán solucionarse mediante un detallado estudio tanto de las masas peridotíticas como de las rocas encajantes.

En cuanto a la procedencia de las rocas ultramáficas, las asociaciones minerales definen paragénesis primarias que pueden agruparse en facies (O'HARA, 1967). En los macizos estudiados pueden distinguirse:

Facies	Paragénesis	Denominación
II	Fo - Di - En - An	Lerz. con ortopirox. y plag.
III	Fo - Di - En - Sp	Lerzollitas con espinela.
III - A	Di - En - Au - Sp	Selland (píroxenitas).
III - B	Di - En - Sp - Gr	Arlegre (píroxenitas).
IV	Fo - Di - En - Gra	Lerzollitas con granate.

Las paragénesis primarias más frecuentes encontradas en los macizos estudiados son las que definen las facies II y III. Realmente la asociación de la facies II no existe como tal, sino como espinela, por lo que se puede considerar la existencia de una facies de transición entre la II y la III. Las subfacies III - A y III - B sólo se desarrollan localmente y apenas tienen importancia superficial en los macizos. La facies IV se desarrolla únicamente en algunos bordes de los macizos (ha sido llamada facies de borde). La masa principal de los afloramientos de ultramafitas estudiados corresponden a la facies III y a la transición II - III.

La facies II es estable, según los datos de O'HARA (1967) hasta 9 kilobares de presión para temperaturas del orden 1.300° C. La facies III es estable hasta cerca de los 20 kilobares para temperaturas del orden de los 1.400° C.

Podría pensarse que rocas correspondientes a la transición de las facies II y III eran estables a presiones superiores a los 8 e inferiores a los 20 kilobares de presión en ambiente sólido, es decir, para temperaturas por

debajo de 1.200 a 1.300° C. Estas presiones corresponden a profundidades superiores a 25-30 km. e inferiores a 55-60 km., que hacen considerar a las peridotitas de Málaga como procedentes del manto superior.

La existencia de rocas de facies IV eleva las condiciones de presión hasta 30 kilobares para temperaturas por debajo de unos 1.400° C., lo cual reafirma el carácter de peridotita del manto.

Su emplazamiento, desde las grandes profundidades de formación, hasta los niveles superficiales que ocupan en el conjunto de materiales plegados de las Béticas, pudo realizarse a favor de las grandes discontinuidades tectónicas longitudinales con respecto al eje del Mediterráneo en la zona de convergencia de las placas africana y europea. Independientemente del carácter especulativo de esta hipótesis, existen en todo el Mediterráneo (Italia, Grecia, Chipre, Turquía) abundantes macizos de rocas ultramáficas de tipo alpino, sin relación con conjuntos ofiolíticos.

Analizando la distribución de facies en los macizos de Málaga se tiene, de forma muy general: en la parte occidental del macizo de Ronda, la facies IV se localiza siempre en los bordes. De esta zona, aproximadamente la mitad sur tiene rocas de la transición entre las facies II y III (con plagioclasa) y la mitad N. de la facies III (sin plagioclasa) exclusivamente. Hasta el E. de la línea de discontinuidad más occidental, desaparecen las facies de borde y la distribución de la II-III y IV es más difícilmente caracterizable, aunque parece que la mayor parte de las rocas de esta zona tienen plagioclasa. Ello podría interpretarse como una traslación mecánica de todas las estructuras hacia el N., con algunos contactos (observados) cabalgantes sobre las rocas encajantes, que además de producir una estructura de pliegue isoclinal con vergencia S., haría desaparecer bajo el cabalgamiento las facies de borde y la III, característica de la parte N. del macizo al O. de la discontinuidad citada. Esta interpretación se da solamente a título de hipótesis de trabajo y su confirmación esté en relación con los estudios petroestructurales del macizo antes mencionados.

Referente a las transformaciones de las rocas ultramáficas durante el proceso de emplazamiento, las reacciones entre espinela y piroxenos para originar plagioclasa pueden suponerse originadas en el proceso de ascenso de las masas ultrabásicas hacia la superficie. Esta reacción requiere considerable temperatura y puede suponerse que se desencadena cuando las rocas ascienden lentamente desde las profundidades iniciales hasta profundidades menores a los 25 km., probablemente mucho menores si se admite un gradiente geotérmico normal.

De menor profundidad y temperatura es la transformación de ortopiroxeno en minerales del grupo de la antofilita, que requiere además la presencia de agua para producirse, y aún menor es la transformación de los minerales ferromagnesianos (fundamentalmente el olivino en serpentina). La antofilita puede comenzar a formarse a temperaturas por debajo de los

700° C aproximadamente y se puede establecer aun después de la formación de serpentina, que se inicia por bajo de los 500° C aproximadamente. Aunque es difícil realizar una evaluación de la serpentina que pueda haberse formado durante el proceso de emplazamiento y cuál es la que pueda deberse a simple alteración superficial, las observaciones texturales indican que parte de ella se ha formado durante el proceso de ascenso.

3.2 PETROLOGIA DE LAS UNIDADES BETICAS

3.2.1 COMPLEJO MALAGUIDE

3.2.1.1 Rocas comprendidas entre el silúrico y la base del Mesozoico

Los materiales comprendidos entre las formaciones pretriásica y silúrica son muy poco o nada metamórficas.

En el tramo superior, atribuido al Permotriás (P-T_A), aparecen cuarcitas y areniscas más o menos feldespáticas, grafitosas o ferruginosas, que están desprovistas de toda transformación metamórfica. Intimamente asociadas a ellas aparecen pizarras rojizas, a veces con importante fracción samítica.

Las grauwackas (D-H^A y S-D) infrayacentes pueden variar en el tamaño de los clastos, siendo bastante monótona la composición de todas ellas, independientemente de la posición estratigráfica. Están formadas por clastos angulosos o subangulosos y heterométricos de cuarzo (o de cuarcita) y escasos granos de plagioclasas detríticas macladas. En menor proporción que el cuarzo y las plagioclasas suelen encontrarse fragmentos de fillitas grafitosas formadas tanto por biotita como por micas blancas y cantos de sílex. La matriz que envuelve todos estos clastos heterométricos es principalmente cuarzo-sericítica (con cantidades importantes de grafito) y constituye en volumen la mayor parte de la roca. La débil orientación y recristalización de esta matriz aparece frecuentemente y permite pensar que estas rocas se encuentran en el límite entre la diagénesis y los comienzos del metamorfismo.

Asociados a los diferentes tipos de grauwackas se presentan pizarras sericíticas o silíceas. En las primeras se encuentran algunos pequeños clastos de cuarzo o plagioclasa.

Las calizas de edad silúrica (c), son a lo sumo muy ligeramente cristallinas y contienen cantidades variables de cuarzo, plagioclasas, grafito o sericita. El flysch calizo (S-D) relacionado con las denominadas calizas alabeadas, está constituido por una alternancia de delgados lechos calcáreos y fillíticos (estos últimos débilmente metamórficos). Ambos pueden tener tanto pequeños granos de cuarzo, como plagioclasas o impregnación grafitosa.

3.2.1.2 Serie filítica (PC—S^f)

Esta serie, situada estratigráficamente por debajo de la secuencia de pizarras filíticas y calizas alabeadas del Silúrico, llama notablemente la atención dada su semejanza a la escala microscópica con la parte más superior del complejo Alpujárride (¿Paleozoico Superior?).

Entre las calizas alabeadas y la serie filítica infrayacente se presentan diferencias metamórficas, si bien no muy llamativas, sí dignas de tenerse en cuenta.

Los tipos litológicos que aparecen en la formación en cuestión pueden agruparse en filitas, cuarcitas micáceas, metaareniscas y metaconglomerados.

Las paragénesis minerales encontradas en estas rocas definen un metamorfismo débil, comprendido entre las dos primeras subfacies de los esquistos verdes, las cuales no llegan a alcanzarse en las rocas atribuidas al sistema Silúrico.

Las filitas, constituidas esencialmente por mica blanca en forma de diminutas laminillas, se presentan finamente folladas según superficies casi rectas, generalmente. La presencia de suaves crenulaciones no es rara. Contienen proporciones variables de lechos cuarcíticos o de biotita más o menos cloritizada. La turmalina puede señalarse como uno de los minerales accesorios más comunes, acompañada de pequeños apatitos y circones.

Las cuarcitas, formadas por cuarzo de grano fino y escasos cristales de albita, están provistas de numerosas micas, ya sea como agregados orientados o como laminillas dispersas.

Las metaareniscas y metaconglomerados (cg), no muestran ninguna diferencia digna de mención, salvo el tamaño granulométrico.

Ambos materiales están constituidos por cantos elipsoidales de cuarzo (a veces de cuarcita con orientación preferencial). Pueden aparecer también albitas algo más pequeñas y envolviendo a ambos una matriz de grano fino formada por abundante cuarzo y diminutas micas dispuestas lepidoblásticamente. En estos niveles de claro origen detrítico se encuentran numerosas turmalinas, tanto en la matriz como en alguno de los clastos cuarcíticos. El carbonato es componente escaso cuantitativamente, pero frecuente, y que se presenta en forma de cristales dispersos en la roca o en delgados filoncillos. Cabe señalar que la aparición y abundancia de biotita y de cloritas es menor que en las filitas o cuarcitas.

Los diques básicos (ε) que cortan toda la formación corresponden a diabasas de grano fino. La alteración meteórica, muy común en estas rocas, dificulta la identificación de los minerales componentes. En los tipos menos alterados se observan numerosos cristales tabulares plagioclásicos maclados y algunos granos de augita y hornblenda. Las muestras estudiadas con-

tienen además numerosos minerales secundarios entre los que, principalmente, se encuentran carbonatos, diversos tipos de cloritas y epidotas.

3.2.1.3 Formación de filitas y micaesquistos inferiores (PC-S₅^A y PC-S^A)

Se trata de una secuencia pelítica con metamorfismo progresivo y zonación mineral. Los esquistos (o filitas) más superiores son poco metamórficos y contienen principalmente cuarzo de grano fino ligeramente orientado, y laminillas biotíticas o moscovíticas, determinando una foliación bien marcada. Progresivamente se van desarrollando microplegues más o menos complicados y las rocas van enriqueciéndose en pequeños granates, cuyas inclusiones orientadas no coinciden con la esquistosidad. No se han encontrado rocas en que aparezca estauroлита sola. Este mineral aparece como inclusión residual en los blastos de andalucita. Ambos son poliquilíticos (de grafito), pero este mineral englobado se orienta de diferente manera en cada uno de los dos minerales. Los términos más metamórficos de esta serie basal contienen, además de la estauroлита y la andalucita (y en ocasiones el granate), lechos fibrolíticos dispuestos según la foliación y algunos blastos de oligoclasa maclada.

El grado de metamorfismo, el contenido en grafito y la composición mineralógica, recuerdan notablemente a los términos de la secuencia de micaesquistos negros y cuarcitas alpujarrides que se conocen en zonas próximas, pero sin embargo, la posición tectónica es diferente.

3.2.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

3.2.2.1 Gneises granitoides (ζ_n)

Su textura es granoblástica hipidiomorfa o bien porfidoblástica, a cataclástica o milonítica cuando la peridotita está muy próxima.

Estos gneises (verdaderas diatexitas) presentan la siguiente composición mineralógica: cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y cordierita esenciales y biotita, sillimanita, turmalina, espinela y granate como minerales accesorios o accidentales. Las plagioclasas (con zonado bastante neto) y la cordierita (poliquilítica y con frecuencia maclada y pimitizada) suelen ser hipidiomorfas y de tamaño medio de 1 mm. El feldespato potásico (excepcionalmente perítico o maclado según la ley Karlsbad) es xenomorfo, lo mismo que los granos individuales o agregados de cuarzo. El granate, la sillimanita y pequeñas plagioclasas son generalmente los minerales incluidos en el feldespato potásico. La sillimanita puede aparecer también como lechos flexuosos fibrolíticos asociados a láminas biotíticas, pero es, en general escasa.

Con frecuencia las diatexitas cordieríticas contienen numerosas restitas

(más llamativas a nivel de afloramiento que en las láminas delgadas), con textura granoblástica y formadas esencialmente por cordierita pinitizada y cuarzo, a los que pueden acompañar algo de biotita y plagioclasa. Muchas muestras presentan también turmalinas relativamente grandes.

Cabe añadir, si no como norma general, sí como fenómeno muy corriente, que en las diatexitas ricas en restitas, la cordierita, como cristal individualizado y constituyente de la formación granitoide es mucho menos abundante que en aquellas rocas cuya estructura resulta más homogénea, bien sea a la escala macroscópica o a la microscópica.

3.2.2.2 Mármoles (Δ)

Las intercalaciones carbonatadas que se encuentran asociadas a los gneises granitoides, corresponden a mármoles de grano medio muy granoblásticos, que contienen principalmente calcita, dolomita, olivino serpentizado y minerales opacos.

4 TECTONICA

4.1 TECTONICA GENERAL

Tectónicamente la Hoja de Estepona se sitúa en la zona axial de las Cordilleras Béticas (zona Bética de sentido estricto), muy cerca de la zona en que se sumerge bajo las unidades terciarias del Campo de Gibraltar. El estilo tectónico dominante es el de grandes mantos de cabalgamiento con vergencia NO. Más hacia el E. (región de Granada) los mantos tienen vergencia N. Como ya indican ANDRIEUX, FONTBOTE y MATTUER, esta variación de la dirección de vergencia puede atribuirse al desplazamiento relativo entre el conjunto de las placas europea y africana con respecto a la subplaca de Alborán.

Se pueden diferenciar dos complejos, el Alpujárride y el Maláguide, este último muy bien desarrollado.

El manto Alpujárride se encuentra aflorante al N. de Estepona. Queda cortado por la intrusión ultrabásica de la Sierra Bermeja y sus materiales se han transformado profundamente por el metamorfismo en torno a ella.

Por el límite S. está cabalgado por el manto Maláguide.

Este último manto cabalga indistintamente al Alpujárride y a las peridotitas, sin presentar nunca efectos de metamorfismo de contacto. Al NO. de Estepona se observa bien el cabalgamiento, pero el resto del contacto, mucho más rectilíneo, está fallado posteriormente. En tres puntos se observan entre ambos mantos cuñas peridotíticas parcial o totalmente serpentizadas.

das, concordantes con el plano de cabalgamiento. Se apuntan las siguientes hipótesis como posibles orígenes de estas cuñas:

- a) Hipótesis tectónica: Consiste en suponer que el manto Maláguide arrastró y laminó pequeños asomos de peridotita que afloran a través del manto Alpujárride.
- b) Hipótesis volcánica: Parte del material ultrabásico pudo alcanzar la superficie en estado fluido, depositándose como coladas básicas, que posteriormente fueron cabalgadas por el Maláguide.
- c) Estas intruyeron posteriormente al empilamiento de los mantos, por zonas de debilidad, concretamente entre los planos de cabalgamiento.

Los materiales Maláguides presentan una buena esquistosidad S_1 subparalela a los planos de estratificación S_0 . La S_1 está a su vez plegada según pliegues de plano axial subvertical, pero sin dirección bien definida. Hay predominio de direcciones N.-S., así como también direcciones diferentes. Parece muy probable que la variedad de direcciones obedezca a la interferencia de un plegamiento de dirección N.-S. sobre un zócalo poco profundo de gran heterogeneidad, que ha actuado ante el esfuerzo diferencialmente. El «flysch» paleógeno también presenta pliegues de direcciones aproximadas N.-S., que se atribuyen a la misma fase de plegamiento.

El carácter de intrusión de la peridotita ha quedado bien establecido a partir de los estudios gravimétricos (BONINI, LOOMIS y ROBERTSON, 1971). En ellos se ha demostrado que la masa ultrabásica es un macizo de paredes subverticales, que profundiza unos 25 km. en la corteza. La intrusión ha cortado al Complejo Alpujárride, el cual está además metamorfozando intensamente cerca de los contactos. En cambio, el manto Maláguide se emplazó con posterioridad y actualmente reposa indiferentemente sobre el Alpujárride y la peridotita. No presenta ningún signo de metamorfismo de contacto.

La edad de la intrusión puede precisarse de modo indirecto, acudiendo a los datos regionales. El Alpujárride cabalga a la unidad de las Nieves y ésta cabalga, en el N. de Cartajima (Hoja de Marbella), a una serie atribuida por los autores del Paleógeno. De ser así, la intrusión peridotítica debe ser postpaleógena.

Por otra parte, en la región se conocen series autóctonas datadas como Mioceno Medio-Superior (Cartama, Pizarra, Alora) que se apoyan sobre peridotitas. La edad de la intrusión debe ser postpaleógena y premioceno medio.

Probablemente la intrusión se efectuó en el tránsito Oligoceno-Mioceno (Fase Sávico-Estafrica).

Es evidente que la determinación provisional se basa en dataciones de sedimentos terciarios (flysch autóctono de Cartajima) que conviene confirmar.

La intrusión de la peridotita presenta sus bordes fallados posteriormente. En la Hoja de Estepona es particularmente visible cómo el Maláguide choca por falla contra la peridotita en muchos puntos. De modo general se observa

en toda la región un bombeamiento general accionados por fallas relativamente recientes. El fuerte relieve actual indica que es bastante moderno. Los pliocenos marinos se estrellan a menudo en los contrafuertes de la Sierra, sin aparecer el tramo de conglomerados basales, indicando la presencia de fracturas. Ha habido un levantamiento según un horst complejo del conjunto de la Sierra. No hay datos para incluir en este levantamiento los contactos fallados de la peridotita, pero en principio hay que suponer que desde el Mioceno todo el conjunto se está levantando de modo diferencial según una tectónica de bloques y flexiones cuyo detalle no conocemos.

4.2 TECTONICA DE LAS PERIDOTITAS

La escasa extensión del afloramiento del macizo peridotítico en la Hoja, impide llegar a conclusiones propias de la tectónica interna de este macizo. Remitimos al lector a la Hoja superior, número 15-45, MARBELLA, en la que aflora ampliamente.

5 HISTORIA GEOLOGICA

No se conocen sedimentos antiguos autóctonos dentro del dominio de la Hoja, por lo que la Historia Geológica debemos comenzarla en lo referente a los mantos alóctonos.

La secuencia sedimentaria del manto Maláguide aporta datos sobre la Historia Geológica de la región madre del manto.

La sedimentación Maláguide en la Hoja abarca un amplio período de tiempo, que incluye el Paleozoico y probablemente parte del Precámbrico. El carácter masivo profundo se ve interrumpido por un episodio de emersión registrado por el conglomerado Intrafilita, con creación de fuertes relieves relativamente lejanos a la cuenca sedimentaria (madurez mineralógica). A continuación un nuevo y rápido hundimiento de la cuenca vuelve a instaurar una sedimentación pelítica tranquila. En el Silúrico el medio se va haciendo progresivamente menos profundo con deposición de carbonatos.

Duante el Devónico se inicia una sedimentación rítmica, con frecuentes episodios grauwáquicos que indican un comienzo de inestabilidad tectónica, la cual se va acentuando en el Carbonífero hasta culminar en el Carbonífero Superior (conglomerado de Marbella), con un conglomerado sincrónico con los nuevos relieves que se crean. La emersión es lo bastante rápida para que los conglomerados que se originan sean abundantes, irregulares en potencia, mal clasificados y poligénicos. La peneplanización es estable y más tarde se depositan las facies de areniscas rojas, continentales, que señalan el final del ciclo orogénico.

Después del emplazamiento Alpujárride, se produce la Intrusión de peridotita, la cual desarrolla al menos una banda de metamorfismo de contacto materializado por el crecimiento de cristales de espinela. En cuanto a la aureola de gneises granitoides, el estudio microscópico apunta dos posibilidades de origen: una, que se produjera por un metamorfismo de tipo Abukuma, y otra, que se produjeran en un metamorfismo de contacto (facies de corneanas piroxénicas). Los datos de campo apoyan esta última posibilidad. La intrusión se sitúa aproximadamente entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior, posiblemente en relación con las fases Sávico-Estaírica. Posteriormente, se emplaza el manto Maláguide. La naturaleza alóctona o autóctona del flysch no es comprobable en la Hoja de Estepona. No obstante, la bibliografía regional indica que los flyschs son alóctonos y su emplazamiento no alcanza nunca al Mioceno Medio. Después, una fase de plegamiento afecta a la región, dando lugar a pliegues más o menos apretados, dependiendo de la rigidez de los materiales y con dirección dominante NNO.-SSE. Simultáneamente se produce la correspondiente red de fracturas y el levantamiento diferencial de conjunto.

En el Plioceno, el mar ocupa una amplia plataforma que llega aproximadamente hasta los actuales contrafuertes de la Sierra. No obstante, existían estrechos golfos cuya posición no coincide exactamente con los valles fluviales actuales. En el Plioceno Superior-Cuaternalio, la emersión alcanza la línea de costa actual y los sedimentos pliocenos, suavemente buzantes hacia el mar, comienzan a erosionarse.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

En este capítulo se realizará un breve comentario acerca de aquellas explotaciones, ya sean minas o canteras, existentes en el área de la Hoja y que sean objeto de beneficio actualmente o bien se encuentren inactivas.

Parece que las posibilidades mineras de la zona se circunscriben a la explotación, como rocas industriales, de los macizos existentes, en especial los de rocas ultrabásicas y mármoles. A este respecto diremos que el Programa de Investigaciones Geotécnicas, dentro del Plan Nacional de Investigación Minera, tiene proyectado para el año 1974 el estudio de las citadas sustancias en esta zona.

6.1 MINERIA

Podemos decir que la minería de la zona es nula, pues en la actualidad sólo existe una explotación, ya abandonada, de magnetita, en la zona de contacto con las peridotitas de un pequeño afloramiento de mármoles situados al NO. de Estepona.

Sin embargo, en el primer tercio de siglo se explotó o investigó yacimientos de scheelita y bismuto nativo, que se presentan asociados a pegmatitas presentes en diques procedentes de diferenciaciones ácidas dentro del macizo ultrabásico.

Asimismo, se explotó, a principios de siglo, los aluviones platiníferos del río Guadalza.

6.2 CANTERAS

En lo que comprende la Hoja de Estepona, y actualmente, sólo existe una explotación, en el río Guadalmanza, de gravas con pocos finos; producción que se cifra en unos 56.000 metros cúbicos anuales, lo que supone un valor de 2.800.000 pesetas.

Hasta el año 1969 se explotó un yacimiento de talco situado en el terciario margo-arenoso, al O. de la carretera de Benahavis.

Por último, indicaremos la existencia de dos denuncias abandonadas de vermiculitas.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Dados los contrastes de permeabilidad que presentan los materiales de la zona en estudio, podemos dividir ésta en dos grandes unidades en cuanto a sus posibilidades hidrogeológicas.

Forman la primera unidad el conjunto de rocas ultrabásicas y metamórficas, las cuales, dada su escasa permeabilidad, no forman acuíferos. Sólo en las zonas de alteración y tectonización cabría esperar la acumulación de aguas, aunque con un volumen muy limitado.

En la segunda unidad, se encuentran todas aquellas rocas y sedimentos de permeabilidad alta a media. No obstante la escasa extensión de alguna de estas formaciones, limita sus posibilidades en cuanto a constituir un acuífero importante. Tal es el caso de las areniscas del Permotrias y algunas formaciones grauwáquicas y calcáreas paleozoicas, debido bien a su pequeña potencia, bien a su escaso desarrollo superficial.

Son los paquetes de mármol Alpujarride y los sedimentos Terciarios y Cuaternarios los únicos que presentan posibilidades de constituir acuíferos de cierta importancia. En efecto, son varias las surgencias cársticas de estos mármoles, siendo la más importante, dentro del área estudiada, la que aparece en Monte Mayor, la cual en el mes de septiembre, y después de una prolongada sequía, arrojaba un caudal de unos 20 l/min. aproximadamente.

Por último, los sedimentos Terciarios y Cuaternarios son los únicos que por sus características litológicas dan lugar a acuíferos de gran extensión, como lo demuestran las numerosas obras de captación existentes.

Estudios hidrogeológicos realizados hace unos años de aluviales a lo

largo de la costa malagueña, mediante el empleo de técnicas especiales, concretamente trazadores radiactivos, pusieron de manifiesto la existencia de fuertes corrientes verticales, señal inequívoca de la presencia de acuíferos confinados, motivados por los niveles impermeables Pliocenos. Estos acuíferos confinados, de disposición irregular dentro del conjunto, pueden ponerse en comunicación con el nivel freático regional, drenando sus aguas con el conjunto.

Nos encontramos, por tanto, ante una región cuyas características hidro-lógicas potenciales son óptimas, aunque el aumento de la demanda a causa del gran desarrollo turístico, y la explotación un tanto incontrolada de sus reservas, puede en un futuro crear procesos irreversibles que terminen con los recursos hidrológicos de la región.

7 BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1949).—«Las unidades estructurales de las cordilleras béticas según los estudios del Dr. Blumenthal». *Bol. Inst. Geol. y Min. Sept. E.T.S.I.M.*, F - 2/302, Vol. LXII.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J. M. et MATTAUER, M. (1971).—«Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar». *Earth and planetary sc.* 191-198.
- BLUMENTHAL, M. (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al O. de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Instit. Geol. y Minero de España*, tomo LXII, pp. 11-203.
- BONINI, W. E.; LOOMIS, T. P. and ROBERTSON, J. D. (1971).—«Gravity evidence for intrusions from the mantle in southern Spain». *Gen. Assembly. Internat. Union Geodesy and Geophysies Moscow. Princeton Univ. Geol. Eng. ser.* 71, vol. XV.
- BOULIN, J. (1962).—«Sur les alpujárrides occidentales et leurs rapports avec la nappe de Málaga». *C. R. S. G. France E.T.S.I.M.*, fas. n.º 7.
- BUNTFUSS, J. (1967).—«Die geologie der kustenketten zwischen dem rio Verde und dem Campo de Gibraltar (Westliche - Betische kordillere, Sud-Spanien)». *Geol. Ib.*, tomo 88, pp. 373-420.
- CHAUVE, P. (1962).—«Sur l'extensión de l'unité de Paterna dans le Nord' ouest de la province de Cadix (Cordilleres Betiques)». *C. R. Somm. Geol. France*, pp. 271-272.
- DICKEY, J. S. Jr. (1970).—«Partial fusion products in Alpine - Tipe peridotites: Serranía de Ronda and other examples». (50 th. Anniv. Symp.). *Mineral Soc. Americ. Spec. Pap. n.º 3*, pp. 39-49.
- DIDON, J. (1962).—«Les unités ultra-bétiques de la zone du Flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algeciras». *Men. Soc. Geol. France, Livre Mem. P. Fallot, t. I*, pp. 265-272.

- DIDON, J. et al. (1969).—«Sur un niveau remarquable de sillexite dans le Neogene Inferieur d'Espagne Meridionale et Italie du Nord». *Bull. Soc. Geol. de France* (7), XI.
- DURAND DELGA, M. (1961).—«Le sillon du flysch Eoceno en Mediterranée Occidentales». *C. R. Acad. Sc.*, pp. 296-298.
- DURAND DELGA et FONTBOTE, J. M. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Geogr. Phys. et Geol. dyn* (2), tomo II, vol. 4, pp. 181-182.
- DURR (1967).—«Geologie der Serrania de Ronda und ihrer sudwestlichen auslaufer». *Geol. Romana*. E.T.S.I.M. F - 2/1.055, vol. IV, pp. 1-73.
- DURR, HOEPPENER, HOPPE et KOCKEL (1970).—«Geologie des montagnes entre le rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar». *Livre a Fallot*. E.T.S.I.M. F-3/360, 681, vol. 1, p. 209.
- EGELER y SIMON, O. J.—«Sur la tectonique de la zone Betique». London, 1969. E.T.S.I.M. F-2/1200.
- FALLOT.—«Esquemas de las cadenas Béticas». E.T.S.I.M. G-8/228.
- KOCKEL, F. (1959).—«Conodontos del Paleozoico de Málaga». *N. y C. del IGME*, núm. 53.
- KOCKEL y STOPPEL (1962).—«Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga». *N. y C. del IGME*, núm. 68, pp. 133-169.
- LOOMIS, T. P. (1972).—«Diapiric emplacement, Ronda Ultramafic Intrusion». *B. S. G. America*, pp. 2449-2475.
- MICHELAU, J. (1942).—«Das palaeozoikum der betischen Ketten NO. von Málaga». *Tesis Berlin* (menor. inédita), pp. 1-126.
- MAUTHE, F. (1971).—«La geología de la Serranía de Ronda». *B. I. Geol. y Min.*, vol. 27, núm. 1, p. 1.
- MICHEL LEVY y BERGERON, J.—«Etude geologique de la Serranía de Ronda». *Mem. Ac. Sc. France*, 30, núm. 2, París, pp. 171-375.
- ORUETA (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. Láminas, mapas y cortes geológicos». *Mem. Ins. Geol.*