



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Deposito: serie: Filiterca edición:



COIN



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

COIN

**Segunda serie. Primera edición 1978
Reimpresión 1993**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido en las mismas los siguientes titulados superiores:

Cartografía y Memoria:

- E. Pilar Mateo (IBERGESA).
- C. Estévez (IBERGESA).
- A. Borba (IBERGESA).

Petrología:

- A. Pérez Rojas, geólogo de IBERGESA.

Micropaleontología:

- J. M. González Donoso, profesor agregado de Micropaleontología de la Universidad de Granada.

Sedimentología:

- C. Dabrio y A. C. López Garrido, doctores en Ciencias Geológicas.

Análisis químicos:

- ITGE.
- La cartografía de la zonación de los macizos ultrabásicos, así como el estudio petrográfico de los mismos, han sido suministrados por el ITGE.

Supervisión:

- Pedro Ruiz Reig, del ITGE.

Asesoramiento:

- A. Estévez Rubio, profesor agregado de geomorfología y geotectónica.

INTRODUCCION

Enclavada junto a las Hojas de Marbella (15-45) y Estepona (15-46) en la parte más occidental de las Cordilleras Béticas, y dentro de la Unidad Bética en s.s., la Hoja de Coín (16-45) se caracteriza por la presencia de materiales béticos en su casi totalidad y depósitos terciarios autóctonos.

La tradicional complejidad geológica de estas Cordilleras se ve incrementada por la presencia de un macizo ultrabásico ampliamente desarrollado, como son los macizos de Ronda, Ojén, Mijas y Sierra Pelada, entre los más importantes.

1 ESTRATIGRAFIA

La existencia de un fuerte metamorfismo, que borra todo resto de fauna que pudiera existir, unido a una tectónica que origina intenso plegamiento, cabalgamientos y escamas, que alteran la estratigrafía de la región, nos obliga a tratar este capítulo no en función de la cronoestratigrafía, sino en función de la tectónica, describiendo aquellos materiales que, en la columna, se encuentran en posición yacente, independientemente de su edad. Según esto, nos encontramos con tres grupos litológicos individualizados asimilables, en un principio, a las tres unidades clásicas en que se divide el Bético en esta región.

Empieza la columna con los materiales de la Unidad de Blanca, representados fundamentalmente por una serie carbonatada, con intercalaciones de neises y cuarcitas, que por su posición más baja podría corresponder al Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón, o una unidad infraalpujárride no representada al este de Málaga. En contacto directo, y siempre mecánico, se sitúan en posición suprayacente esquistos y neises, estos últimos en los niveles inferiores con textura migmatítica, que se identificarían con el Alpujárride. Por último, aparece un conjunto litológico bien conocido en la bibliografía regional, que corresponde al Maláguide s.s. Finalmente, depósitos terciarios fosilizan en diversos puntos estas unidades.

1.1 UNIDAD DE BLANCA

Esta unidad, junto con los macizos ultrabásicos, son los que dan lugar a una morfología más acusada en la región originando las mayores elevaciones, como son: Sierra de Mijas, prolongación de Sierra Blanca, Barranco Blanco, etc., en la cual se forma una red hidrográfica fuertemente excavada. A esto se une su color, en conjunto de un blanco muy puro, que resalta fuertemente de los tonos rojizos y pardos del resto de los materiales de la zona.

Ocupando el norte de la Hoja, según una dorsal de dirección E.-O., abarca una superficie aproximada de 200 km².

Por su posición yacente respecto al resto de las unidades, representa el autóctono relativo.

A grandes rasgos, esta unidad consta de dos tramos. Si bien no presentan unas diferencias litológicas muy marcadas, la posición tectónica de uno respecto al otro permite individualizarlos. De techo a base nos encontramos, primero, unos niveles de mármol blanco masivo, con intercalaciones de neises, cuarcitas y anfíbolitas, y al cual denominaremos nivel de mármoles masivos blancos. A continuación le siguen, a través de una zona tectonizada, unos mármoles azules tableados, junto con cuarcitas y neises, al cual llamamos nivel de mármoles azules tableados ($T_A \xi A$), que pasan en profundidad a mármoles dolomíticos deleznales de textura sacaroidea ($T_A \Delta D$).

1.1.1 MARMOLES MASIVOS BLANCOS $T_A \Delta$

Este nivel, que constituye el techo de la unidad, está formado por un potente paquete de mármol blanco masivo, de grano grueso, en bancos de 1 a 3 m. de potencia. Son mármoles calizos y dolomíticos.

Su carácter masivo condiciona la morfología de la región, dando lugar a fuertes escarpes, y a las elevaciones mayores de la zona; como ya se indicó anteriormente, se forman así la Sierra de Mijas y la prolongación oriental de Sierra Blanca, las cuales han de estar separadas por un fuerte

accidente tectónico, ya que ambas parecen representar flancos distintos de una gran antiforma. Se pueden separar dos zonas, en las que se encuentra este nivel. Una desde el Puerto de Gómez, prolongándose al E., en la ladera S. de la Sierra de Mijas, y otra al O., continuación de la gran estructura de Sierra Blanca (Hoja de Marbella, 15-45) que se prolonga hasta cerca del Arroyo de Salsipuedes.

El carácter masivo de la serie, así como su homogeneización de color, dificultan la determinación de los planos S., ya que aunque aún se encuentran planos que separan el conjunto en bancos, se encuentran enmascarados por la presencia de un fuerte diaclasado que hace algo problemática la distinción en algunos puntos entre superficies S. y planos de diaclasado.

En las cercanías de Monda, esta unidad se pone en contacto tectónico con elementos Alpujárrides, quedando laminada. Es en la ladera S. de la Sierra de Mijas donde se observa el techo, al que se adosan neises de tonos grisáceos ($T_a\zeta$) por lo general, muy fácilmente alterables, lo que les confiere un aspecto terroso. Son muy biotíticos en algunas zonas, presentando composición anfibolítica, a veces casi anfibolitas, que petrográficamente se definen en conjunto como neises con plagioclasas, anfíbol y biotita. Junto a éstos, aparecen niveles de cuarcitas blanquecinas y gris azuladas, con marcada textura neísica, con desarrollo de micas en los planos de foliación. Frecuentemente, y en corte transversal, se observan tonos verdosos, debido a la presencia de anfíboles.

No se puede hablar de potencias en ninguno de los dos tramos, ya que, por un lado, el intenso plegamiento, de tipo isoclinal, observado en los neises y cuarcitas, así como los límites tectónicos, por otro, que limitan tanto a la serie carbonatada como a los neises, impiden su determinación. No obstante, se ha de pensar en una potencia superior a los 1.000 m.

1.1.2 MARMOLES AZULES TABLEADOS ($T_a\Delta\Xi A$) Y SACAROIDEOS ($T_a\Delta D$)

En contacto con los niveles inferiores de mármol masivo y a través de una fuerte zona de tectonización, cuya descripción se expondrá en el apartado de tectónica, aparecen unos mármoles que contrastan fuertemente con los anteriores. Se trata, igualmente, de una potente serie carbonatada con una dolomitización algo más extensa. Presentan un marcado fajeado gris-azulado en bancos de 30 cm. de potencia máxima.

Situados en flancos distintos de la dorsal marmórea, presentan pequeñas diferencias texturales. En efecto, por la zona de Cerro Alaminos se trata más de mármoles fajeados azules, mientras que en la ladera N. de Sierra de Mijas son más tableados, con un metamorfismo menos acusado, sobre todo al NE. de la Sierra.

Dentro de los mármoles existen intercalaciones de neises y cuarcitas, escasamente representados en la Sierra de Mijas, pero muy desarrollados

a la derecha de la carretera de Ojén a Monda, en los parajes de Sierra Bermeja y la Loma del Jardín. Tanto textural como mineralógicamente no se diferencian de los anteriores, salvo que, en este tramo, las anfibolitas son más abundantes. En cartografía este nivel se ha separado bajo la denominación de neises y cuarcitas con cordierita (T₁T₂).

La repartición de estos neises y cuarcitas es irregular, pues mientras en unos puntos dominan los neises, en otros las cuarcitas adquieren un gran desarrollo, como sucede en Guaro, en donde el mármol azul fajeado con estructura en domo, lateralmente pasa a cuarcitas de diversos tonos, aunque siempre claros, alcanzando una potencia de 150 a 200 m. En este nivel se intercala un lentejón de mármol dolomítico de 20 a 30 m. de potencia.

Los niveles inferiores de los mármoles pasan a mármoles deleznable, de textura sacaroidea, de un color blanco puro, que se desmoronan fácilmente, en los cuales se borran todas las estructuras existentes, no pudiéndose obtener ninguna medida. Resaltan del paisaje de la zona, por dar lugar a unas arenas blancas, en las que cada grano representa un cristal romboédrico de carbonato. Estos mármoles, ampliamente representados en la falda N. de Sierra de Mijas y en la zona de Sierra Bermeja, presentan contacto difusos respecto a los mármoles superiores.

La detección por BONINI y LOOMIS en Sierra Blanca (Hoja de Marbella, 15-45) a partir de datos de geofísica, de la presencia de rocas ultrabásicas, así como el hecho de que el metamorfismo sobre rocas carbonatadas producido por rocas básicas y ultrabásicas da lugar a rocas de esta textura, nos induce a pensar en la superposición al metamorfismo regional de, al menos, un metamorfismo de contacto.

1.1.3 ANFIBOLITAS (T₁ÆA)

Por último, en la Loma Hardín, y en contacto con neises alpujárrides, aparece un nivel de anfibolitas con granate, de 150-200 m. de potencia, junto a unos neises con texturas migmatíticas.

Estas anfibolitas, así como parte de los neises, presentan petrográficamente una paragénesis que indica unas condiciones de presión y temperatura no observadas hasta el momento en esta unidad, y que correspondería más al Alpujárride. No obstante, no se han visto en esta Hoja ni en otras limítrofes (Marbella y Estepona), rocas de textura equivalente en la litología alpujárride, aunque sí en la Unidad de Blanca.

Dadas las malas condiciones de observación que presenta la zona, debido a la espesa vegetación existente, y en función de lo expuesto en el párrafo anterior, hemos incluido esta facies dentro de la Unidad de Blanca, sin descartar la posibilidad de la existencia de elementos alpujárrides a modo de escamas o klippen.

1.1.4 EDAD

La edad de esta unidad, así como la de su colocación dentro del edificio Bético, ha sido muy discutida, existiendo diversidad de criterios entre los distintos autores. BLUMENTHAL (1949) en un principio le atribuía edad triásica de facies alpina, para posteriormente pensar en un Precámbrico, criterio compartido por PASTOR, V. (1973). Para MOLLAT (1968) los mármoles son triásicos, mientras que los neises y cuarcitas representan el Paleozoico Inferior.

Para EGELER, C. G., y SIMON, O. J., toda la unidad sería triásica y perteneciente al Nevado-Filábride.

Esta discrepancia de criterios se debe, por un lado, a la falta de fauna y, por otro, a la presencia de contactos mecánicos a techo de la unidad, que la individualizan del resto de las formaciones, por lo que se ha de recurrir a correlaciones y homologías con otras formaciones o unidades de las Béticas.

A la vista de estos hechos, atribuimos en principio a esta formación una edad triásica, en el Complejo Nevado-Filábride, aunque con las naturales reservas, sin descartar ninguno de los criterios anteriores.

1.2 ALPUJARRIDE

Separada de la unidad anterior por una zona de tectonización, se sitúa una potente serie de neises y micaesquistos, que constituyen la única unidad del Complejo Alpujárride presente en este sector.

La superposición de un fuerte metamorfismo térmico al regional pre-existente, y la presencia de rocas granitoides cuya posición es un poco dudosa, ya que, en parte, pueden tratarse de rocas paraautoctonas, dificultan el levantamiento de la columna.

Se trata de una serie fundamentalmente pelítica, con intercalaciones detríticas y pequeños lentejones calizos en la base.

La superposición de varios metamorfismos ha dado lugar a una serie formada por micaesquistos y cuarcitas, neises finos que pasan a neises meta-textíticos, «neises» granitoides, verdaderas diatexitas, con lentejones de escasa potencia y extensión, y neises de granate (granulitas).

1.2.1 MICAESQUISTOS Y CUARCITAS ξ T

Constituyen el techo del manto alpujárride. Los mejores afloramientos están en la zona del Chaparral, NO. de Fuengirola, y al sur de Benalmádena.

A techo son unos esquistos negros satinados con planos de esquistosidad bien definidos y recristalización no muy aparente, si exceptuamos los

blastos de andalucita negra claramente sobrepuestos a la esquistosidad. La separación de estos esquistos de los de la base del Maláguide resulta muy problemática en algunos puntos. La existencia de los blastos de andalucita o de pequeños granates a los esquistos se ha utilizado como criterio para la separación de ambos mantos.

A medida que se desciende en la serie, la recristalización de los esquistos se hace más patente, toman un aspecto escamoso brillante y los planos de esquistosidad se van borrando.

Son característicos de este tramo filones de cuarzo blanco, en los cuales aparecen andalucitas rojas muy bien cristalizadas.

Dentro de los esquistos, se encuentran niveles normalmente centimétricos de cuarcitas de grano fino, color verdoso y muy compactas. En otros casos, en lugar de cuarcitas lo que hay es una alternancia de niveles algo más detríticos dentro de los esquistos. Esta alternancia de niveles detríticos permite establecer relaciones entre la S_0 y S_1 .

1.2.2 NEISES DE SILLIMANITA ζ SILL

En continuidad con la serie anterior aparece un conjunto de neises que hemos reunido bajo la denominación común de neises de sillimanita. No obstante, existen dos dominios dentro de estos neises: Neises finos y neises metatexiticos con diversas estructuras migmatíticas.

Entre ambos tipos, existe una zona de mayor o menor extensión en que se solapan ambas facies, es decir, que mientras petrologicamente una muestra presenta una paragénesis dentro del campo de migmatización, texturalmente, a escala de afloramiento, y en un entorno, relativamente amplio, presenta una textura de neis simplemente. Este motivo, unido al carácter subjetivo que implica el trazar un contacto entre ambos, es lo que nos ha movido a reunir en uno solo estos dos tipos de neises.

En un principio, se trata de rocas de aspecto esquistoso y sólo con la lupa se pueden observar delgados niveles de feldespatos, hasta tal extremo que la separación entre neises y esquistos se ha basado, en muchos puntos, en criterios de microscopio por ser insuficiente un criterio «de visu».

La presencia de un neis u otro se pone de manifiesto por su pátina de alteración, pues mientras que los neises finos presentan tonos oscuros grisáceos, el mayor porcentaje de feldespatos en los neises migmatíticos da lugar a tonos rojizos por alteración.

Los neises finos presentan, de una forma global, los siguientes minerales: cuarzo, moscovita, biotita, andalucita, sillimanita, plagioclasa y estauroilita. Es la sillimanita el mineral más característico.

Con un paulatino aumento de las bandas leucocráticas se pasa a neises migmatíticos con diversas estructuras (flebiticas, oftalmíticas, etc.). Se caracterizan petrologicamente por la aparición del feldespato potásico que,

en algunos puntos, adquiere gran desarrollo, constituyendo fenocristales que confiere a la roca un aspecto de neis de ojos.

La potencia de los neises finos no es constante, existiendo una gran variación de unas zonas a otras. En el camino de San Román (Cofín), y a medida que nos alejamos de las peridotitas (macizo de Sierra Pelada), se cortan los neises finos en una banda muy poco potente, comprendida entre los neises migmatíticos y esquistos.

Si hacemos un itinerario por la pista que va al cerro de Juana Díaz, nos encontramos con un conjunto de esquistos y neises, que presentan de dirección media N-S. Estos pasan lateralmente a neises metatexiticos con la misma dirección. El cambio de facies de unos neises a otros se realiza casi ortogonalmente a la foliación de la zona. De esto se deduce que el frente de migmatización corta oblicuamente, y en algunos casos casi ortogonalmente, al conjunto de esquistos y neises.

Este hecho, unido a la presencia, más o menos cercana, de rocas ultrabásicas, nos obliga a pensar, en un principio, en la presencia de un metamorfismo térmico intenso, impuesto al de los neises finos.

1.2.3 GRANITOIDE ζ_R

Bajo esta denominación se han englobado unas rocas granudas de grano medio, equigranular, de colores azulados en muestra fresca y pardo rojizo en alteración. En realidad se trata de rocas con aspecto de diatexitas, pues presentan restos, a modo de pequeños enclaves, schlieren, motas formadas por minerales máficos, etc.

Estos neises están asociados siempre a los macizos ultrabásicos, bien en contacto directo con éstos, bien a través de unos neises granatíferos (granulitas), de los cuales hablaremos más adelante.

Pocos son los afloramientos alpujárrides que se encuentran dentro de las rocas ultrabásicas, pero aquellos que se han encontrado, siempre de pequeña extensión, corresponden a neises de este tipo.

A la vista de estos dos hechos se puede deducir que los macizos ultrabásicos presentan una envoltura de diatexitas, a veces neísicas, con la salvedad de los neises de granate.

El paso de los neises metatexiticos a éstas es difuso aunque, en algunos puntos es demasiado brusco, pues se pasa de unos a otros en unos pocos metros.

Este hecho, contrario a la evolución normal de una facies a otra, nos hace dudar de la autoctonía de algunos de los afloramientos, por lo que parte de estos granitoides serían removilizados del conjunto, es decir, habría que considerarlos como rocas paraautoctonas.

Aunque es frecuente la textura equigranular, presenta facies porfiroide con fenocristales idiomorfos de feldespatos de 2 a 3 cm. de tamaño máximo.

Asimismo, suelen darse con relativa frecuencia enclaves con bordes netos de neises sillimaníticos, de 20 cm. de tamaño medio.

La casi totalidad de las muestras estudiadas de esta facies presenta una fuerte cataclasis, lo que indica que dichas rocas han estado sometidas a intensos esfuerzos dirigidos bajo los cuales se han comportado de modo frágil en una fase tardía de deformación.

1.2.4 NEISES DE GRANATE ζ_c

Es frecuente en la zona de contacto de las rocas ultrabásicas con la caja la presencia de neises de granate, que petrográficamente parecen corresponder a granulitas.

Se trata de neises oscuros, de grano medio a grueso, bastante feldespáticos y biotíticos, con granates muy abundantes, y con un tamaño de hasta 1 cm.

Es en el macizo de Sierra Pelada donde se pone más de manifiesto el carácter de aureola de esta facies, pues todo el macizo se encuentra rodeado de una banda de unos 100-150 m. de potencia de estos neises.

En la banda existente en el Barranco Blanco, se encuentran asociados a éstos unos neises oftalmíticos con fenocristales idiomorfos de feldespato (ortosa) de hasta 5 cm. de tamaño, generalmente concordantes con la foliación, aunque deformándola, que al microscopio han sido clasificados como neises diatexiticos oftalmíticos.

Resulta problemática la interpretación del origen de estos neises, pero su íntima asociación a los granitoides y a los bordes de las peridotitas, que origina una zonación, más o menos completa alrededor de las rocas ultrabásicas —neis de granate-granitoide, neises diatexiticos, neises finos—, nos induce a pensar que estas facies, al menos hasta los neises finos, son el resultado de un metamorfismo de contacto.

1.2.5 MARMOLES Δ

Dentro de la serie alpujárride a veces pueden aparecer pequeños afloramientos de mármoles. Estas intercalaciones no son muy frecuentes; únicamente se han encontrado lentejones marmóreos al sur del pueblo de Mijas, en las proximidades de Sierra Pelada y una pequeña banda adosada a la peridotita, al O. de Benalmádena.

Es un mármol de aspecto masivo, grano muy grueso en bancos entre los 20 y 60 cm. de potencia y color blanco grisáceo. Su composición es esencialmente dolomítica.

La potencia de estos mármoles es muy pequeña, variando de 2 m. a un máximo de varias decenas.

1.2.6 NEISES MIGMATITICOS LEUCOCRATICOS ζ

Están representados por unos diques de potencia variable, desde unos metros a varios centenares.

Su dirección es E.-O., sensiblemente coincidente con la dirección regional de las rocas encajantes.

No obstante, aunque en algunos puntos parecen estar concordantes son claramente intrusivos, si bien en muchos puntos están limitados por fallas, como ocurre en el dique situado al sur de Mijas.

Su composición y aspecto es variable. En unas zonas, carretera de Fuen-girola a Mijas, se presenta como una migmatita flebitica con grandes fel-despatos y pliegues pigmáticos. En otros puntos, en el mismo dique y hacia el O., tiene aspecto pegmatoide marcado fundamentalmente por la abundancia de micas y turmalinas.

La colocación de estos diques parece ser anterior a la de la peridotita, como puede verse en la cartografía.

El dique existente al sur de Mijas está claramente cortado por la intrusión en su borde, pudiendo apreciarse su continuidad más allá del macizo de serpentina por un rosario de pequeños afloramientos, muchos de los cuales no se han cartografiado por no tener representación a la escala del mapa.

1.2.7 COMPLEJO FILONIANO ε⁸

Irregularmente repartidos, aparece un conjunto de diques básicos, fundamentalmente diabasas anfibólicas y aplitas ácidas.

Estos diques no suelen tener representación cartográfica, pues presentan una potencia que oscila entre los 2 y 3 m., salvo en aquellos casos en que su densidad permite cartografiarlos. Tal es el caso del camino de las Chapas, que va al cerro de Juana Díaz.

Es la zona del Chaparral en donde estos diques presentan una potencia lo suficientemente desarrollada para ser representados.

Pensamos que ambos tipos de rocas filonianas representan manifestaciones magmáticas tardías del macizo ultrabásico.

Los diques básicos son los últimos, como se ha podido comprobar en el corte de la vía del ferrocarril Málaga-Fuengirola, que pasa por el arroyo Hondo. En este lugar se puede ver cómo un dique ácido, casi concordante con los esquistos, es cortado por un dique de diabasa.

1.3 MALAGUIDE

Esta unidad está representada en la Hoja por una serie de afloramientos correspondientes a una sedimentación fundamentalmente pelítica-detrítica

con algún episodio calcáreo, situados normalmente a techo del Alpujárride, aunque a veces se sitúan, por medio de cabalgamientos, sobre las peridotitas (Las Alacraneras).

Resulta problemático situar la base de esta unidad. Cuando la base es tectónica, afloramientos de Torre Blanca, Las Alacraneras, se sitúa con facilidad por existir un salto de metamorfismo muy marcado entre los materiales maláguides inferiores, normalmente calizas alabeadas, y los neises o peridotitas.

No sucede lo mismo en los afloramientos de la Cala del Moral y NO. de Fuengirola. En estas zonas, bajo las calizas silúricas se encuentra una serie de filitas y metagrauwacas atribuidas al Maláguide y a continuación, concordantemente, una potente serie de micasquistos claramente alpujárrides. Entre ambas series no se ha visto ninguna superficie tectónica, ni salto de metamorfismo brusco como para situar un cabalgamiento entre ambos niveles.

Por ello podemos pensar que el Maláguide s.s., al menos en esta zona, está enraizado con el alpujárride formando una serie continua, aunque también es cierta la existencia de escamas de mayor o menor importancia, como las ya citadas.

Según esto la serie maláguide comprende desde filitas infrasilúricas a materiales triásicos y, probablemente, también liásicos.

1.3.1 FILITAS PC - S^f

Estas filitas forman la base del Maláguide. Su potencia es variable según los afloramientos. En el Maláguide de Torre Blanca su potencia es muy reducida, con un máximo de unos cien metros hacia el E. y una potencia mucho menor hacia el O.

En otros afloramientos, como el del Chaparral o el del NO. de Fuengirola, la potencia es mayor coincidiendo con las zonas en que se duda de la existencia de cabalgamiento.

En la base son unas filitas negras muy brillantes en transición con los micasquistos alpujárrides. Se diferencian de éstos por no existir el típico moteado de andalucita.

Alternando con estas filitas negras aparecen niveles muy detríticos de color blanco. Estos niveles son metareniscas (muestra 1.540 CE, con clastos de cuarcitas, plagioclasas y moscovitas y una matriz cuarcítica orientada) o bien metagrauwacas. Hacia el techo son unas filitas negras o azuladas que se diferencian de las inferiores por tener una pizarrosidad mucho más marcada.

Intercalados con las filitas y muy próximos hacia el techo aparece un nivel de conglomerado (cg) de una manera discontinua, que forma lentejones de poca potencia. Es un conglomerado heterométrico, constituido casi

exclusivamente por cuarzo, aunque también existen algunas lidas y cantos esquistosos, con una matriz silíceo. Los cantos están muy deformados, en general aplanados paralelamente a la esquistosidad, de modo que el diámetro máximo de los mismos está comprendido normalmente entre 1 y 2 cm.

La potencia, como ya se ha dicho, es muy variable, dependiendo de los afloramientos. En los que está mejor desarrollado este nivel puede estimarse una potencia aproximada de 200 a 300 m.

En cuanto a edad, por ser serie azoica, únicamente se puede decir que debe ser presilúrica por estar bajo las calizas alabeadas.

1.3.2 CALIZAS, FILITAS Y METAVULCANITAS

Es el tramo más representativo de la serie estratigráfica del Maláguide. Fue descrito por primera vez por ORUETA (1917) y posteriormente todos los autores le han prestado gran atención, especialmente KOCKEL y STOPPEL, por ser un magnífico horizonte guía que separa las filitas infrayacentes del conjunto de pizarras y grauwacas devonocarboníferas.

En esta Hoja se encuentran muy bien representadas las calizas (c), principalmente en Las Zambas y la Loma de las Matanzas.

La serie está constituida por un conjunto de calizas (c), filitas, grauwacas, silixitas (S-D) y esporádicamente algunas metavulcanitas ácidas (β_A).

El tramo calizo, con marcado carácter lentejón, son en su mayoría esparitas tableadas, gris oscuro a negras, en fractura, con tonos amarillentos cuando se encuentran alteradas. Estos bancos están, normalmente, atravesados por una red de filoncillos irregulares de calcita.

Alternan con las calizas delgados niveles de calcofilitas satinadas gris oscuro, y ocasionalmente grauwacas.

En algunos puntos, N. de Guaro y NO. de Fuengirola, se intercalan unos niveles calizo-arenosos de colores rojizos, en bancos de escasa potencia.

Las intercalaciones de grauwacas, en cambio lateral de facies, alcanzan en algunos puntos un gran desarrollo (cerro Granizo), los cuales no presentan diferencias de visu apreciables con las grauwacas del conjunto suprayacente, salvo unos tonos pardo verdosos más claros.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas en la serie. A lo sumo, las grauwacas presentan una laminación horizontal. Excepcionalmente se encontraron en un punto (aproximadamente a 1 km. al O. del Arroyo Real), «ripples-marks» asimétricos, pero muy dudosos por su posición en la capa.

Las silixitas se han visto en varios puntos y dada su poca potencia y falta de continuidad no se han cartografiado. Son de color negro, grano muy fino y tableadas en bancos centimétricos y se encuentran intercaladas entre filitas.

Las metavulcanitas se hallan próximas a Guaro. Se presentan en dos

afloramientos muy pequeños, posiblemente cortantes, y su aspecto es de rocas esquistosas de color verdoso con ojos de cuarzo.

La potencia total del tramo de calizas y filitas es muy variable. La variación es fácilmente detectable en las calizas, las cuales oscilan entre potencias prácticamente nulas y varios centenares de metros. No obstante, la potencia media puede estimarse entre unos 200 y 500 m.

La edad resulta un poco problemática, pues en aquellos puntos en que la columna está bien definida, como es en Torre Blanca, la serie ha resultado azoica. Forzosamente debemos referirnos a edades atribuidas en otras zonas. BLUMENTHAL (1949) les atribuye una edad Silúrico-Devónico Superior.

KOCKEL y STOPPEL (1962) hicieron un estudio de conodontos en los tramos calcáreos del Maláguide en la zona de ALMOGIA. Según estos autores las calizas alabeadas resultaron también azoicas, pero en tramos calcáreos superiores encontraron fauna que dataría Ludlow o Gediniense. Por ello se puede atribuir a las calizas alabeadas una edad silúrica o a lo sumo Devónico muy bajo.

1.3.3 PIZARRAS, GRAUWACAS Y SILEXITAS D-H^a

Concordante sobre las calizas alabeadas y filitas, aparece una serie de carácter detrítico, constituida fundamentalmente por grauwas y filitas con algún nivel de conglomerado y silixitas.

El carácter más representativo de la serie son los cambios laterales de facies, que no permiten, a la escala del trabajo, la cartografía de los distintos tramos.

Una de las zonas en que es más patente esta variación de facies es en el arroyo de Pilonas.

En la base, se encuentran unas filitas de color verdoso, muy fracturadas, que casi se las puede considerar pizarras arcillosas, alternando con tramos finos más resistentes. A continuación aparecen unas grauwas, generalmente de grano grueso, que en algunos puntos pasan lateralmente a conglomerados.

Estas grauwas son de tonos gris verdoso oscuro en corte fresco y ocres cuando están alteradas, presentándose en bancos masivos de hasta 2 m. de potencia.

Es característico de este nivel la presencia de conglomerados generalmente de cuarzo, con cantos muy rodados de 3-4 mm. con matriz silícea.

En el arroyo de las Siete Revueltas, un nivel de grauwas, dentro de las filitas, pasa a conglomerado poligénico. La presencia de una superficie erosiva y su forma lantejonar indica que se trata de un paleocanal. Existe un predominio de cantos de metavulcanitas y rocas aplíticas, que no guardan relación con la litología regional, salvo las metavulcanitas encontradas en la serie silúrica.

Debido a que esta serie es azoica, hemos de referirnos a la bibliografía regional, concretamente a la datación de KOCKEL y STOPPEL (op. cit.), que dan una edad que va de un Devónico muy bajo al Carbonífero Inferior.

1.3.4 CONGLOMERADO POLIGENICO H^B

Discordante sobre las pizarras y grauwacas aparece un nivel conglomerático, Irregularmente distribuido y poco representado en el dominio de esta Hoja. Fue ya descrito por BLUMENTHAL (1930), al cual le dio el nombre de Conglomerado de Marbella.

Es un conglomerado poligénico, de litología muy variada, dependiendo de su situación, pues mientras en unas zonas, Marbella, hay un predominio de cantos calcáreos, en otros, Torre Blanca, existen muy pocos cantos de calizas, lo cual le da un aspecto muy distinto.

Es en la zona de Torre Blanca donde alcanza una cierta representatividad esta formación, limitándose en el resto de la Hoja a afloramientos de poca extensión.

En este punto es un conglomerado constituido por cantos de cuarzo, liditas, filitas y grauwacas, aptitas y algunas calizas. El tamaño de los cantos es muy variable, desde un milímetro a varios centímetros.

BLUMENTHAL (1930) le atribuyó una edad Devónica, pero MICHELAU (1942) encontró en algunos cantos fauna que data del Viseense, por lo cual se puede atribuir una edad postviseense, posiblemente Carbonífero Superior.

1.3.5 ARENISCAS Y CONGLOMERADOS P-T_o

Sobre los materiales maláguides se apoya discordantemente una formación de carácter continental formada por pizarras, areniscas y conglomerados rojizos.

Los conglomerados son exclusivamente silíceos, con cantos de cuarzo y liditas muy redondeados, de tamaño medio, entre 3 y 4 cm. y un máximo de 10 cm. La matriz es arenosa y el cemento variable, dando lugar, en unos puntos, a rocas muy consistentes y, en otros, a rocas deleznales.

Las areniscas son de grano fino, con abundante mica detrítica y colores que varían de rosa pálido a ocre de acuerdo con el contenido en hierro.

Estas pueden clasificarse como litarenitas o sublitarenitas, si empleamos la clasificación de FOLX, o subgrauwacas a protocuarzitas, si usamos la de PETTIJOHN.

Este conjunto litológico presenta una facies muy próxima a la del Trías Germánico Inferior (ROT), fosilizando un viejo relieve finihercínico (CHAMON, C.; ESTEVEZ, C., y PILES, E., 1973).

Junto con las areniscas aparecen niveles margosos, también de color rojo.

Un corte representativo es el del Arroyo Pajares, en el que se ha visto, de muro a techo:

- Cinco metros de areniscas algo margosas de grano muy fino y color rosado.
- Tres metros de conglomerado de cantos de cuarzo y cuarcitas de tonos amarillos a rosados.
- Cuatro metros de margas arenosas de color verde en corte fresco y violáceo en superficie alterada, con lentejones francamente rojos.
- Un metro de microconglomerado.
- Un metro de margas arenosas.
- Un metro y medio de conglomerados de cantos gruesos de cuarzo.
- Tres metros de areniscas de tonos rosados de grano medio a fino, menos compactas hacia el techo.
- Seis metros de conglomerado grueso.
- Siete metros de areniscas ocreas.

La potencia total de este corte resulta indeterminable por la tectonización a que está sometido, que impide observar el muro y el techo.

Para el permotriásico, en general, la potencia no debe superar los 100-150 m.

La edad de esta formación la determinó MICHELAU, quien encontró al NO. de Málaga la *Voltzia heterophyllia* del Buntsandstein.

1.3.6 DOLOMIAS

A techo del Maláguide se encuentra en Torre Blanca una formación de dolomías y calizas dolomíticas que se apoyan, bien sobre el Permotriásico, bien sobre la serie de filitas y grauwas. Se trata, pues, de un episodio marino transgresivo sobre las facies continentales.

Este tramo está representado únicamente al norte de Santa Fe de los Boliches.

Está constituido por unas calizas y dolomías de color gris o blanco, de grano muy fino, tableadas y con abundantes intercalaciones margosas.

Según datos de sedimentología, el contenido en dolomita varía desde casi nulo hasta un 55 por 100.

Hacia el muro, este paquete carbonatado tiene carácter brechoide, lo cual puede interpretarse mediante un pequeño despegue sobre los niveles rojos y permotriásicos, lo mismo que sucede en el Cerro San Antón (AZEMA, 1960).

La potencia visible de este tramo se estima en unos 75 m.

La edad atribuida al mismo varía según los autores. Para BLUMENTHAL (1949) y MOLLAT (1968) es permotriásica, mientras que AZEMA (1960) interpreta esta serie carbonatada como las típicas dolomías Rhetienses.

1.4 TERCIARIO-CUATERNARIO S

1.4.1 EOCENO-OLIGOCENO T_{2-3}^A

Entre las localidades de Coín y Monda se extiende un pequeño corredor, de unos 4 km. de largo por 500 m. de ancho, de valor medio.

El borde sur, al menos en parte, se encuentra limitado por una fractura de gran desarrollo, que se extiende hasta la Hoja limítrofe de Marbella.

En dicho corredor se encuentran una serie de bloques de una arenisca ocre-amarillenta. Por el aspecto de los bloques, parece ser una unidad bien estratificada en bancos de 2 a 3 m. de potencia, en discordancia con las unidades yacentes.

Igualmente, y dispersos entre las tobas de Coín, se encuentran unos bloques similares.

La falta total de afloramientos, ya que se encuentra toda la zona labrada, nos obliga a emplear criterios de correlación litológica con otras zonas concretamente las Hojas de Marbella y Estepona (CHAMON, C.; ESTEVEZ, C., y PILES, E., 1973).

Según esto, pensamos que se trata de una formación «flysch» (T_{2-3}^A), en una facies atípica, formada por una alternancia de areniscas y margas.

La ausencia de fauna obliga a recurrir a las Hojas anteriormente citadas, con lo que la serie quedaría localizada entre un Eoceno-Oligoceno.

No obstante, esta datación es susceptible de modificación a la vista de los estudios más detallados del corredor.

1.4.2 MIOCENO Tb_{1-1}^{Bb-Bc} , T_{1-1}^{Bb-Bc}

Fosilizadas por las formaciones detríticas Pliocenas (Alhaurín el Grande), y por los depósitos tobáceos (Coín), aparecen unas brechas de edad igualmente problemática T_{1-1}^{Bb-Bc} .

Se trata de brechas monogénicas; marmóreas con cemento calizo, con cantos que llegan a bloques en la localidad de Alhaurín, y de cantos de areniscas que alcanzan igualmente gran desarrollo, y que pensamos deriven de las areniscas del flysch.

En ambos casos, parecen estar formadas por clastos oriundos de las formaciones cercanas: Sierra de Mijas en el primer caso y formación flysch en el segundo.

Por su posición respecto a los materiales suprayacentes, se trata de una formación preplioceno-post-flysch.

Los materiales miocenos están escasamente representados en la Hoja y están constituidos por areniscas calcáreas porosas en facies molásica. Uni-

camente se han visto en tres localidades: Alhaurín de la Torre, Las Alacraneras y al SO. de Coín. En todos los casos se trata de afloramientos muy pequeños, por lo que para su interpretación debemos referirnos a la Hoja 16-44 donde alcanzan un gran desarrollo. Cada uno de los tres afloramientos tiene unas características litológicas peculiares.

El afloramiento de Alhaurín de la Torre se apoya sobre los mármoles de la Sierra de Mijas y su litología está formada por cantos y arenas derivadas de rocas metamórficas, es de color oscuro con abundantes nódulos amarillos de limonita.

El de las Alacraneras se apoya sobre el Maláguide, contiene cantos derivados de las rocas maláguides.

El del SO. de Coín se apoya sobre un pequeño afloramiento de peridotitas. Engloba fundamentalmente cantos carbonatados derivados posiblemente de los mármoles de la Unidad de Blanca, ya que dicha formación se encuentra muy próxima. En esta molasa se han encontrado restos fósiles de pelecípodos, pero en un estado de conservación que no ha permitido su clasificación.

La datación de las molasas se debe a BLUMENTHAL (1930), quien encontró en la base, en Alora, el *Aequipecten praescabrisculus* FONT, que data el Burdigaliense.

Sin embargo, en parecidos materiales de facies molasa, la misión de Andalucía (1889) y por una importante asociación de fósiles dató un Mioceno Medio-Superior.

La edad más aceptable es esta última, porque la molasa se apoya sobre el flysch alóctono, el cual cabalga a un Burdigaliense bien datado por BOURGOIS, J., y otros (1972).

1.4.3 PLIOCENO T_2^B , $Tc_{g_2}^B$, Ts_2^B , Tm_2

Está representado en la Hoja por una serie de afloramientos que por situación los separamos en dos dominios: borde N (área Coín-Monda) y zona costera.

Son sedimentos marinos con abundante fauna que, en nuestro área, abarcan desde el Tabianense Inferior al Placenziense Medio.

Litológicamente están formados por conglomerados, $Tc_{g_2}^B$, arenas Ts_2^B y arcillas margosas Tm_2^B .

La distribución de estas litologías es diferente en los dos grupos de afloramientos ya señalados, pues en la zona N. es constante un nivel inferior de arcillas y a techo el nivel de arenas típico para todo el Plioceno del Mediterráneo.

En los afloramientos de la costa no puede establecerse la misma serie. Basándose en los datos de campo y confirmados por los de micropaleontolo-

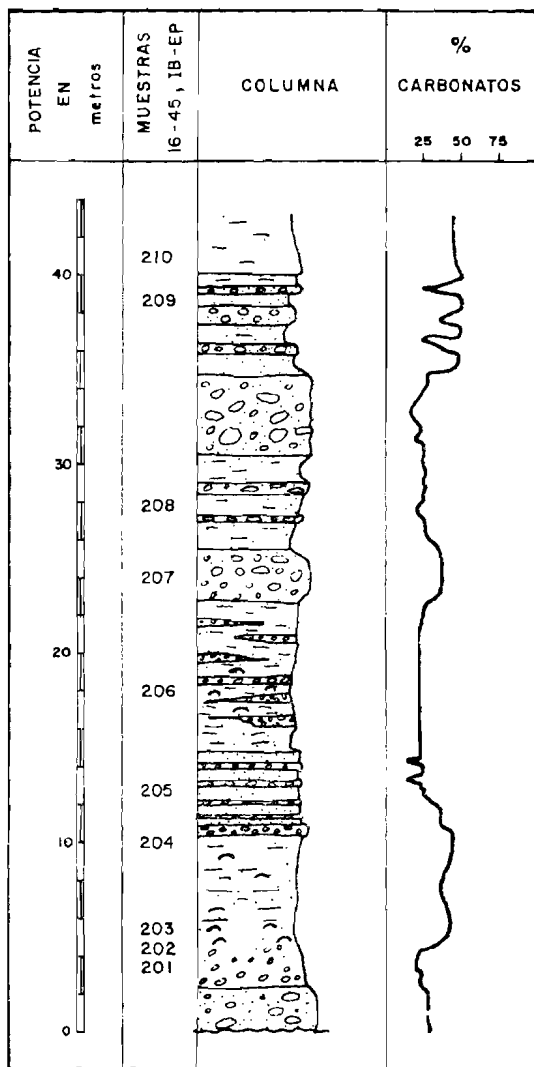


Figura 1

gía, la serie que se puede establecer es la siguiente: en la base un nivel de arcillas margosas o arenas amarillas y finalmente a techo otras margas limosas.

Se ha efectuado una serie de cortes; entre los más representativos están:

Corte del río Real (Fig. 1)

Descripción de la serie

La sucesión de materiales, de muro a techo, es la siguiente:

- 2 m. de conglomerado basal que se sitúa, en clara discordancia, sobre materiales metamórficos. Los cantos son de naturaleza variada y aparecen bien redondeados.
- 2 m. de arenas amarillentas con cantos de cuarzo, mármol y peridotita, cuyo tamaño es del orden de 4-5 cm. de diámetro (M-201 y 202).
- 6 m. de arenas con fragmentos de conchas (M-203 y 204).
- 4-5 m. de arenas con niveles de conglomerados (M-205).
- 10 m. de arenas con fragmentos de conchas y niveles de conglomerados (M-206).
- 3 m. de conglomerados de cantos variados (M-207).
- 5 m. de arenas con pasadas de conglomerados (M-208).
- 5 m. de conglomerados semejantes a los de la M-207, pero de tamaño medio de cantos algo mayor.
- 5 m. de arenas con intercalaciones de conglomerados (M-209).
- 5 m. de arenas (M-210).

Datos sedimentológicos

Contenido en carbonatos

El contenido es bajo y relativamente uniforme a lo largo de toda la columna. En ningún caso se supera el 50 por 100 de carbonatos. Los valores más elevados suelen ir ligados a niveles con abundante microfauna y con fragmentos de conchas de microfósiles, de naturaleza calcárea.

En la figura 2 se ha representado la variación del contenido en carbonatos expresado en porcentajes, en forma de curva, para el conjunto de la serie. Los valores absolutos obtenidos para cada muestra se indican en la Tabla I del Apéndice que se inserta al final de esta Memoria.

Análisis granulométricos

Se han realizado granulometrías de todas las muestras, excepto de la 203.

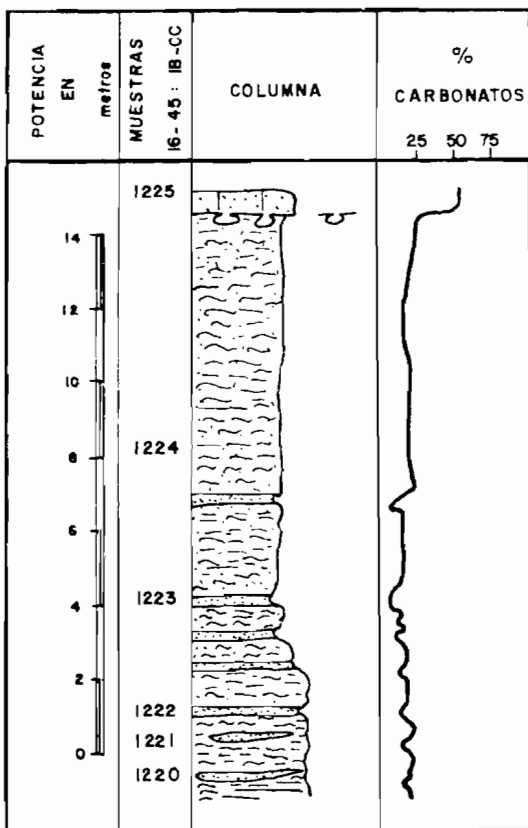


Figura 2

Nos referimos aquí a los datos que se obtienen de ellas, pero sin presentarlas.

Los parámetros varían del modo siguiente:

Hé	0,4 a 1,5
Qdephi	0,6 a 1,75

Unidos a la forma de las curvas, sugieren unas condiciones desiguales. La selección es variable, con valores bajos (por ejemplo, M-202 y 207) para algunas muestras y elevados para otras (por ejemplo, M-208 y 210).

El medio de depósito que se infiere muestra una acusada influencia fluvial, ligada, probablemente, a un medio marino somero.

Morfoscopias

Se ha llevado a cabo un contaje de cantos sobre la muestra 207, correspondiente a uno de los niveles conglomeráticos más representativos de la serie.

Destaca la alta esfericidad según RILEY [0,8-1], mientras que la de KRUMBEIN muestra valores algo más dispersos, con un ligero predominio de los valores comprendidos entre 0,6 y 0,8.

El redondeamiento (R) muestra una cierta simetría, alrededor de valores de 0,4-0,8, pero tan sólo el 46 por 100 de los cantos superan un redondeamiento de 0,6.

Destaca, también, la tendencia de los cantos a ser poco aplanados, ya que los valores del A_c predominantes están comprendidos entre 1 y 2 y, en menor proporción, entre 2 y 3, pero con carácter netamente secundario en cuanto a abundancia.

La relación cantos/matriz es de 48,2 a 51,8.

De estos datos se deduce un transporte rápido y corto, posiblemente intermitente, en el que los cantos no llegan a redondearse del todo.

Mineralogía de arenas

Se han estudiado las fracciones ligera y pesada, separadas mediante el empleo de líquidos densos (Bromoforno). Las muestras, de tamaños comprendidos entre 0,5 y 0,05 mm., se mantienen en ebullición durante quince minutos con CIH comercial, para destruir los carbonatos y los óxidos e hidróxidos de hierro.

Se determinan:

Fracción ligera

M - 201		M - 210	
Cuarzo	35-40 por 100	Cuarzo	55-65 por 100
Opacos	40-45 » »	Opacos	10-15 » »
Fragmentos	5-10 » »	Fragmentos	20-30 » »

Fracción pesada

M - 201		M - 210	
Enstatita	20-30 por 100	Enstatita	25-30 por 100
Opacos	25 » »	Opacos	15-20 » »
Hornblenda	25-30 » »	Hornblenda	30-33 » »
Augita	8-10 » »	Augita	4 » »
Granates	2- 3 » »	Granates	10-15 » »
Titanita	2 » »	Espinela?	2- 4 » »
Moscovita	1- 2 » »	Topacio	1- 2 » »
Blotita	2- 4 » »		
Espinela?	2- 3 » »		

Como puede observarse predominan, en porcentajes muy semejantes, la enstatita y la hornblenda sobre el resto de la fracción pesada. De este hecho se puede deducir una procedencia, para estos materiales, de rocas ígneas básicas y ultrabásicas y metamórficas de alto grado, que afloran extensamente en la Sierra de Alpujata, situada al norte de los afloramientos pliocénicos que aquí estudiamos.

La carencia de fauna representativa nos obliga recurrir a criterios de correlación con otros afloramientos. Pensamos, por tanto, que se trata de un Plioceno Inferior.

Corte en la cantera de la cerámica al sur de Serrezuela

Descripción de la serie (Fig. 2)

- 2 m. de arcillas margosas azuladas (M-1221) con lentejones de arenas finas amarillentas (M-1220).
- 2-3 m. de alternancia de arcillas margosas azuladas (semejantes a M-1221) y arenas muy finas (semejantes a M-1220). El espesor de los niveles arcillosos oscila entre 0,70 y 1 metro, mientras que el de las arenas varía entre 5 y 10 cm. (M-1222).
- 5 cm. de arenas muy finas (M-1223).
- 2,5 m. de arcillas semejantes a los niveles anteriores.
- 5 cm. de arenas semejantes a M-1223.
- 5-7 m. de arcillas margosas azuladas (M-1224).
- 40 cm. de limolitas arenosas compactas. El cemento ha de ser carbonatado, a juzgar por el alto contenido (57,3 por 100) de los mismos. En la base de este estrato existen ejemplos de estructuras sedimentarias de deformación, del tipo «load cast» (calcos de carga).

Datos sedimentológicos

Contenido en carbonato

Por lo general bajo, a excepción de la M-1225, anteriormente comentada. El contenido medio es bastante uniforme, sin que se supere, en ningún caso, el 25 por 100.

Análisis granulométricos

Los resultados obtenidos para las muestras M-1220, 1222 y 1223 son muy uniformes, y los valores de los parámetros deducidos varían muy poco:

Hé	0,05 a 0,4
Odephi	0,07 a 0,4

Las formas de las curvas son, igualmente, muy similares, presentando todas las muestras una buena selección en cuanto al tamaño medio del grano, que corresponde al de la fracción arena muy fina.

Estos datos concuerdan en un ambiente de playa marina (CAILLEUX y TRICART, 1963).

En cambio, la M - 1225 muestra unas características distintas. La fracción media corresponde a los tamaños limo y arcilla. Los valores de Hé y Odephi son, respectivamente, 0,6 y 1,2, por lo que la selección es bastante mala y la forma de la curva se asemeja a las de tipo fluvial.

Por otra parte, el elevado contenido en carbonatos (anormalmente alto para ese tipo de muestras), que aparece en M - 1225 respecto al resto de la serie, parece sugerir que se deba a efectos diagenéticos.

Esta interpretación estaría de acuerdo con la existencia de estructuras de carga, en la base del estrato, producidas durante la diagénesis (no necesariamente muy acusada). Puede tratarse también de un depósito más abundante de carbonatos, hacia el techo de la serie, ligado a una sedimentación más tranquila.

Tras el depósito, en la etapa diagenética, el sedimento se compactaría y se producirían en la base del mismo las estructuras de carga.

Mineralogía de arenas

Los resultados obtenidos, que se refieren a la M - 1223, son:

FRACCION LIGERA		FRACCION PESADA	
M - 1223		M - 1223	
Cuarzo	60-70 por 100	Enstatita	20-25 por 100
Fragmentos	20-30 ▸ ▸	Opacos	40-42 ▸ ▸
Opacos	5-10 ▸ ▸	Granate	10-12 ▸ ▸
		Hornblenda	5 ▸ ▸
		Augita	4- 5 ▸ ▸
		Turmalina	2- 3 ▸ ▸
		Andalucita	2- 3 ▸ ▸
		Estauroлита	1- 2 ▸ ▸
		Moscovita	1- 2 ▸ ▸
		Espinela?	1 ▸ ▸
		Otros	1- 2 ▸ ▸

Interpretación sedimentaria

El gran contenido en fósiles y los datos de sedimentología coinciden en un ambiente marino, no muy profundo, de baja energía, que se mantiene bastante uniforme a lo largo de toda la secuencia, en la que dominan los limos y arcillas.

Esta fracción fina sería llevada a la cuenca por corrientes débiles cuya intensidad aumentaría esporádicamente, depositándose, entonces, los lenteciones y niveles de arenas bien seleccionadas, que parecen indicar episodios de playas marinas en el ambiente de depósito.

La procedencia es similar a la de los cortes anteriores.

La edad de este corte es Tabianiense Superior-Placenziense Inferior, dada por la *Globorotalia punctulata* [DESHAYES] y *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY) encontrados en la muestra 16-45-IB-CE 1224.

Conclusiones generales

El informe micropaleontológico permite diferenciar dos grandes conjuntos de materiales, que se distribuyen de este modo:

PLIOCENO INFERIOR (Tabianiense Inferior).—Cortes del río Real.

PLIOCENO MEDIO Y SUPERIOR (Tabianiense Superior-Placenziense Inferior).—Corte de la cantera.

Según los datos sedimentológicos expuestos anteriormente, la evolución de la sedimentación a lo largo del Plioceno es como sigue:

En la base del (Tabianiense Inferior) Plioceno Inferior la sedimentación comienza en un ambiente marino poco profundo y cercano a costas, generalmente de alta energía, como lo demuestra la abundancia de niveles de conglomerados. En algún punto, se llega a observar el conglomerado basal en discordancia sobre un sustratum metamórfico (corte A). Durante el resto del Tabianiense, la energía del medio sufre fluctuaciones, en el sentido que alternan etapas de alta energía (caracterizadas por conglomerados semejantes a los de la base), de energía media (arenas) y baja (limos y arcillas). De un modo simultáneo, se produce una precipitación de carbonatos.

Las características más importantes de cada una de estas etapas son:

a) *Energía alta*: Se depositan niveles importantes de conglomerados, ligados, en general, a etapas de transporte rápido y corto por corrientes fuertes, probablemente originadas en épocas de tormentas. La mayoría del transporte debió producirse en régimen fluvial, pero la sedimentación se llevó a cabo en medio marino, costero, sin que se retrabajaran demasiado estos aportes continentales, lo que explica sus características granulométricas y los valores de los índices reducidos de ellas. Todos los resultados apuntan, pues, a ese escaso transporte.

b) *Energía media*: Depósito de arenas, normalmente bien seleccionadas. Se interpretan ligadas a corrientes laminares uniformes. El ambiente podría ser de playas marinas.

Tanto en el caso *a)* como en el *b)*, el contenido en carbonatos suele ser bajo y si hay algún porcentaje elevado suele deberse a la presencia de fósiles de caparazón calcáreo.

c) Baja energía: Las corrientes son tan débiles, que sólo pueden transportar las partículas más finas (limos y arcillas) y además permiten una débil precipitación de carbonatos.

En términos generales, se observa que la energía del medio decrece de muro a techo de la serie, de modo que, hacia arriba, son más abundantes los limos y arcillas margosas (con más elevado contenido en carbonatos).

En cuanto a la procedencia de estos materiales, los datos del estudio de minerales pesados indican su origen a partir de rocas ígneas básicas y ultrabásicas y metamórficas de alto grado, las cuales afloran, extensamente, en las Sierras Bermeja, de Alpujata y de Mijas, ubicadas al norte de la Cuenca Pliocénica y que estarían emergidas y sometidas a intensa erosión.

Un dato, que en apariencia está en desacuerdo con esta procedencia desde el norte de todos estos materiales, es la dirección de paleocorriente medida en Arroyo Pajares (M-1209) que apunta hacia el Norte, es decir, indica una procedencia desde el Sur. Hay que tener en cuenta que se trata sólo de una medida y, por tanto, poco representativa estadísticamente y que, además, en un ambiente del tipo del que se está considerando (marino, poco profundo y cercano a costas) es normal la existencia de una bimodalidad en las direcciones de las paleocorrientes. Se tendrían entonces paleocorrientes desde el continente, que serían el caso «normal», y paleocorrientes hacia el continente, como en el ejemplo de la M-1209. Una causa generadora, en absoluto extraña, de ambos tipos, podría ser la acción de las mareas o del oleaje. Téngase, además, en cuenta, la posibilidad de aparición de paleocorrientes paralelas a la costa, de origen claramente ligado a corrientes costeras, bien de deriva o de marea, producidas quizá por la existencia de irregularidades topográficas submarinas en las cercanías de la costa.

En el Plioceno Medio-Superior el ambiente continúa siendo marino y próximo a costas, si bien con algunas diferencias respecto al Plioceno Inferior, que pueden concretarse en dos aspectos, ligados entre sí:

a) Mayor uniformidad de la energía del medio a lo largo de la secuencia, que se traduce en una sedimentación más homogénea integrada por limos y arcillas, alterada tan sólo por pequeños lentejones de arenas que representan pequeñas etapas de mayor influencia de las corrientes. Es de destacar, en apoyo de esta observación, la ausencia casi total de niveles conglomeráticos.

b) En general, baja energía del medio, que permite el que los carbonatos precipiten, simultáneamente a la llegada de los aportes detríticos finos (limos y arcillas), transportados por corrientes débiles.

De los cortes y muestras estudiadas se deduce que la tranquilidad del medio se acentúa hacia el techo de la serie pliocénica, de modo que en el Placenzense Medio el depósito es de margas limosas, con un alto contenido en carbonatos (M - 1201).

La procedencia, como en el Plioceno Inferior, es de las rocas ígneas básicas y ultrabásicas y metamórficas de alto grado, que afloran en las Sierras situadas al Norte.

En cuanto a los materiales más superiores (M - 1202), de edad incierta, se estima que corresponden a una fase sedimentaria de condiciones muy diferentes, que podría ligarse a la etapa de colmatación de la Cuenca Pliocénica.

1.4.4 CUATERNARIO

Para la Hoja de Coín podemos distinguir los siguientes depósitos de esta edad:

- Dunas
- Playas
- Terrazas y Aluviones
- Piedemontes y conos de deyección
- Piedemontes con costras calcáreas
- Travertinos y Tobas
- Cuaternario indiferenciado

1.4.4.1 Dunas QD

Aparecen en la zona costera, entre Punta Ladrones y Río Real [próximo al borde O. de la Hoja], orientadas E.-O. a sensiblemente SO.-NE. y formadas a expensas de las arenas de playa.

Están totalmente inactivas, cubiertas por la vegetación, y su acumulación ha formado una barrera paralela a la costa que llega a elevarse entre 40 y 50 m. sobre el nivel de la playa actual.

Presentan laminación cruzada a gran escala, que es perfectamente visible en la trinchera de la carretera Málaga-Cádiz al cruzar el arroyo de las Cañas.

Tienen cementación calcárea, que parece aumentar con la antigüedad; en las más modernas sólo aparecen esporádicamente pequeños núcleos que la presentan incipiente, son núcleos con gran porosidad. En las partes más altas desprovistas de vegetación, existe aún cierta actividad con formación de ripples y pequeños desplazamientos de arena.

1.4.4.2 Playas QP

La costa malagueña es de tipo pacífico, con una cadena montañosa paralela a ella y trazado rectilíneo. Su perfil es suave, prácticamente sin acantilados y con un gran desarrollo de playas. Los materiales que las forman son resistentes procedentes de la erosión de las rocas metamórficas y ultrabásicas, por lo cual su color es oscuro a diferencia de las playas en las que predomina el cuarzo. Por estar muy próximas a las montañas existen torrentes que, temporalmente, tienen un elevado poder de transporte, lo que motiva que en su desembocadura se acumulen en las playas grandes cantidades de bloques y cantos de composición y tamaño variables.

1.4.4.3 Terrazas y aluviones QT, QAI

Dada la climatología de la zona la red fluvial está constituida por ramblas que tienen su nacimiento en los principales relieves de la zona Macizo de Ojén y Sierra de Mijas. Hacen excepción las de la zona de Las Chapas, que perpendicularmente a la costa son las de curso más corto al nacer en la divisoria con el río de Ojén.

Solamente en la cobertera de los cursos más importantes la escorrentía permanece durante todo el año.

En las ramblas se han podido distinguir los lechos aluviales de inundación y algunas terrazas.

Estas últimas pertenecen a un nivel situado de 10 a 20 m. sobre el cauce y forman conglomerados lógicamente de las litologías por las que se distribuye la red hidrográfica, las más importantes las tenemos en la confluencia de los ríos de Ojén con el de Alaminos de las Paradas. Algunas de ellas se asientan sobre depósitos pliocenos, lo que nos lleva a pensar que los cursos actuales son heredados y que en algunos momentos fueron invadidos por el mar.

Se ha reconocido otro nivel inferior, cuya altura oscila de 1 a 4 m. y que es el más generalizado. Los cantos de los conglomerados están bien rodados, pero hay un gran predominio de los aplanados debido a la textura de las rocas madre (neises, esquistos, filitas, pizarras, etc.).

1.4.4.4 Piedemontes y conos de deyección QCd

Distribuidos por todo el área abarcada por la Hoja existen depósitos de este tipo, que por el escaso transporte sufrido se asientan sobre los materiales a cuyas expensas se han formado. Algunos de los más desarrollados están en relación con los relieves más importantes (Macizo de Ojén y Sierra de Mijas). Así, los tenemos al S. de Monda, de Coín y de Alhaurín de la

Torre, también en el río de Ojén o en la desembocadura de la rambla de Cala del Moral.

1.4.4.5 Piedemontes con costras calcáreas $T_{21}^{P3}-Q_1K$

La Sierra de Mijas se presenta como un gran relieve, en torno al cual debieron formarse mantos de derrubios. Su levantamiento póstumo acentuó la erosión, por lo que estos depósitos desaparecieron casi totalmente en el flanco sur. Únicamente se han conservado unos pequeños retazos al O. de Torremolinos, al O. de Benalmádena y cerca de Mijas.

En la vertiente norte están mejor conservados, formando un extenso manto que cubre los sedimentos pliocenos desde la Sierra al río Guadalhorce, o bien enlazando con los originados por la sierra de Cártama.

Al pie de los relieves son unos depósitos conglomeráticos de cantos de mármol poco rodados de tamaño muy variable (desde unos centímetros hasta casi 1 m.) y cemento calcáreo rojizo. Su morfología es de piedemonte y conos antiguos con pendiente no muy fuerte. Esta última se va suavizando hacia el llano y el material presenta entonces matriz arcillosa de un rojo ladrillo intenso.

La edad atribuida a estos depósitos por LHENAFF (1966) es de Plioceno Inferior o Cuaternario Antiguo (Calabriense o Siciliense).

1.4.4.6 Travertinos y tobas Q_{tr}

En la vertiente N. de las sierras marmóreas de Mijas, y de la prolongación de Sierra Blanca, en las localidades de Alhaurin de la Torre y Coin, se encuentra una serie tobácea ampliamente desarrollada.

Se trata de una roca calcárea, fácilmente deleznable, de facies amarillentas claras que alcanza una potencia máxima de 30 m. (Río Fahala).

En algunos puntos son visibles los restos de plantas, mientras que en otros se trata de arenas calcáreas, con cemento calizo. Es frecuente encontrarse concreciones y nódulos calcáreos.

Estas tobas están asociadas a una serie de manantiales, que a su vez pudieran estar relacionados con una serie de fracturas y contactos mecánicos de los mármoles.

Asociados a ésta, y de una forma irregular, aparecen una serie de travertinos asociados, igualmente, a los mármoles, aprovechándose para la construcción, como ocurre con la cantera existente en la carretera de Ojén a Monda.

1.4.4.7 Cuaternario indiferenciado Q

Incluimos en él los coluviones, pequeños restos de antiguos conos y

depósitos similares que están repartidos por toda la Hoja y que están formados a expensas de la litología sobre la que se asientan.

Destacaremos sólo en especial unos depósitos de arcillas rojas, que cubriendo parcialmente el frente de la formación de dunas se extienden como una banda paralela, no continua, entre ellas y los relieves paleozoicos. En la zona de Calahonda (al E. de Punta Ladrones) llegan hasta la costa al faltar las dunas.

El conjunto, con estratificación difusa, presenta un ligero buzamiento hacia la costa e hiladas de cantos paleozoicos.

Procede del lavado del manto de alteración de los materiales maláguides (pizarras, grauwacas, calizas, filitas, etc.) y del Permotriás, principalmente.

En la zona de Calahonda parece asentarse sobre un nivel de arrasamiento de origen dudoso, aunque por encontrarse junto a la costa posiblemente sea una primitiva superficie de abrasión marina. También es clara entre Cala del Moral y el cabo de Calaburra.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

De los estudios más antiguos realizados en la zona merecen destacarse, por su importancia, los efectuados por ORUETA (1917) y BLUMENTHAL (1949).

Para el primero de ellos la estructura de esta región es un anticlinal cuyo núcleo lo constituyen los mármoles. El flanco norte estaría parcialmente recubierto por los sedimentos neógenos de la Hoja de Málaga, mientras que en el Sur aflorarían los neises y micasquistos concordantes sobre los mármoles.

Para el segundo, la estructura general es también un anticlinal fuertemente vergente hacia el Norte y asimétrico, ya que la litología de ambos flancos es diferente.

En un primer trabajo (1930) supone que los mármoles están separados de los neises por una superficie tectónica. En un trabajo posterior (1949) abandona esta idea y supone una única unidad tectónica, desde la costa a los mármoles.

Posteriormente a estos autores no existe ningún trabajo de detalle en esta Hoja. En la síntesis hecha por EGELER y SIMON (1969) sobre las Béticas, se refieren a los trabajos de los alemanes efectuados al O. de la Hoja. Según estos autores se trataría de una estructura de mantos, en la que se pueden distinguir tres unidades fundamentales: Complejo Maláguide, Complejo Alpujárride y Unidad de Blanca.

Siguiendo, pues, en la línea marcada por estos últimos autores y con las ideas estructurales sobre las cordilleras Béticas, se han establecido den-

tro de la Hoja tres conjuntos tectónicos principales, que de base a techo son: Unidad de Blanca, Alpujárride y Maláguide.

Dividimos la evolución tectónica en dos fases: Una hasta la colocación de los mantos y otra posterior.

2.2 UNIDAD DE BLANCA

La Unidad de Blanca, formada por la Sierra de Mijas y borde oriental de la Sierra Blanca, constituye el tramo inferior, al menos tectónicamente, que aflora en el dominio de la Hoja.

El definir esta unidad como un manto es debido a consideraciones regionales, pero en ningún punto se ve su base, por lo cual es imposible determinar si se trata o no de una unidad movida.

Esta unidad se ha correlacionado con otras unidades Béticas. BLUMENTHAL (1935) pensó que podría ser el equivalente del Trías alpujárride existente al E. de Málaga. Para EGELER y SIMON (1969) sería equivalente al Nevado-Filábride.

Personalmente creemos que todas las correlaciones con otras unidades son muy problemáticas, por tratarse de un afloramiento aislado, sin conexiones visibles con otras unidades y afectado por un mayor metamorfismo, lo cual contribuye a enmascarar aún más las posibles semejanzas. Por ello creemos más conveniente considerar esta unidad como un autóctono relativo del resto de los materiales, señalando que lo mismo podría ser Nevado Filábride que una unidad intermedia Ballabona-Cucharón o una unidad infraalpujárride, que no está representada más al E.

Dentro de esta unidad ya se definió en Sierra Blanca un accidente tectónico (CHAMON, ESTEVEZ y PILES, 1973) que viene determinado por un nivel brechoide muy tectonizado, que separa dos conjuntos de mármoles con características distintas, como puede ser la existencia en el nivel inferior de una fase de plegamiento no existente en el nivel superior.

Dentro del dominio de esta Hoja no se ha podido identificar esta fase de plegamiento, pero sí se ha podido seguir una superficie tectónica que pone en contacto dos series de mármoles francamente distintas: una superior masiva, muy recristalizada, con otra inferior tableada y menos recristalizada.

En unas zonas se ponen en contacto mármoles con mármoles; entonces, la discontinuidad viene marcada por un tramo de potencia variable entre uno y varios metros de una roca muy deleznable, de color blanco y composición calcárea, que se puede considerar una caquirita. En otros puntos hay entre ambos conjuntos de mármoles lentejones de rocas neísicas y cuarcitas. En estos casos dichas rocas neísicas y cuarcíticas aparecen muy fracturadas e incluso llegan a encontrarse dentro de ellas restos de mármoles azules del nivel inferior, que se interpretan como cuñas arrancadas durante el desplazamiento.

En el conjunto de la unidad se ha podido detectar una serie de fases de deformación que parecen ser anteriores al apilamiento de los mantos, ya que no afectan a las superficies tectónicas.

En los mármoles, dada su homogeneidad y el grado de recristalización alcanzado, resulta casi imposible determinar dichas fases; únicamente cuando el mármol tiene un fajeado característico se han podido detectar pliegues isoclinales muy apretados y de amplitudes decimétricas a métricas. También en otros puntos, Sierra Bermeja, se vieron dos esquistosidades ligeramente oblicuas, marcadas en superficie por erosión diferencial de los granos de mármol.

Dentro de los mármoles y a techo de los mismos, existen lentejones de neises y anfibolitas, aunque estas últimas son muy escasas, a diferencia de lo que ocurre en Sierra Blanca. Es en estos materiales donde mejor se ha podido estudiar la tectónica y microtectónica.

A primera vista resalta la existencia de una esquistosidad S_2 simultánea a una fase de pliegues isoclinales F_2 , muy apretados, semejantes a los existentes en los mármoles.

Dicha esquistosidad se ha denominado S_2 , porque parece existir una esquistosidad anterior S_1 , visible en la charnela de los pliegues, donde se pueden ver anfíboles y otros minerales doblados y afectados por la F_2 .

Estas dos esquistosidades pueden ser las vistas en los mármoles. La S_1 sería una esquistosidad de flujo y la S_2 de flujo o plano axial, lo cual explicaría su casi paralelismo en los flancos de los pliegues y por esto el que muchas veces se identifique en el campo solamente una esquistosidad.

Finalmente, existe otra fase posterior F_3 , que da lugar a pliegues suaves sobre los anteriores, como se ha podido ver en algún nivel de anfibolitas donde se producen figuras muy complejas.

2.3 UNIDAD ALPUJARRIDE

Sobre la Unidad de Blanca se encuentra una serie de materiales metamórficos que constituyen el manto Alpujárride.

La base de estos materiales se apoya unas veces sobre neises, otras sobre mármoles, todo ello perteneciente a la Unidad de Blanca, mediante una superficie tectónica claramente visible en todo el flanco sur de la Sierra de Mijas. Dicha superficie viene marcada por la existencia de una zona milonitizada de potencia variable. En algunos puntos, carretera de Mijas a Coín, también se ha detectado la existencia de oblicuidad entre las esquistosidades más patentes de ambos conjuntos.

El desplazamiento de este manto no puede ser determinado. Sí se puede determinar un desplazamiento mínimo, considerando la Unidad de Blanca como una ventana tectónica. Desde esta ventana hasta el frente del cabalgamiento que se sitúa en la Hoja de Alora, donde el Alpujárride cabalga

el Subbético, hay una distancia de unos 25 km., que da un desplazamiento mínimo del manto.

En cuanto a la tectónica de detalle es en esta unidad donde mejor se han podido observar las fases de deformación. Un punto excepcional es el existente en un acantilado de la costa próximo a la Torre de Benalmádena. En este punto coinciden varias circunstancias favorables: una serie no muy metamórfica, alternancia de niveles de distinta composición y una erosión diferencial. Las deformaciones y fases visibles son:

a) Una esquistosidad S_1 determinada por minerales micáceos y subparalela a la estratificación.

b) Una fase de plegamiento F_2 que da lugar a pliegues apretados de amplitudes decimétricas a métricas, que afectan a la S_1 , como puede verse en las charnelas asociadas a una esquistosidad S_2 de plano axial en las metapelitas y divergente en los niveles areníticos. También se pueden ver pliegues subsidiarios menores.

c) En otros puntos también se han observado pliegues suaves ortogonales a los anteriores y que parece van asociados a una esquistosidad de fractura.

2.4 MALAGUIDE

La existencia del manto Maláguide, dentro del dominio de esta Hoja, como unidad tectónica de gran desplazamiento, resulta problemática. No se puede dudar de la existencia de escamas de mayor o menor desplazamiento como la existente al NE. de Santa Fe de los Boliches, la de las Chapas de Marbella y Las Alacraneras. Las dos primeras quedan definidas por un salto de metamorfismo muy grande, además de una superficie tectónica más o menos visible. En la zona de Las Alacraneras los materiales maláguides se apoyan directamente sobre las rocas ultrabásicas, sin que estén afectadas por metamorfismo de contacto, lo cual nos sirve para determinar que el desplazamiento de estas escamas es posterior a la colocación de las peridotitas.

Sin embargo, en otros lugares como la Cala del Moral y NO. de Fuengirola, ya no resulta tan evidente la existencia del cabalgamiento. En estas zonas, bajo las calizas silúricas y concordantes con éstas, aparece una serie de filitas y metagrauwacas, atribuidas al Maláguide; a continuación y también concordante, hay una potente serie de esquistos claramente alpujarrides. Por otra parte, tampoco existe una superficie tectónica o salto de metamorfismo mayor al normal que haga pensar en un cabalgamiento o escama.

Partiendo de estos hechos llegamos a la conclusión de que, al menos en el dominio de la Hoja, el Complejo Maláguide no representa una unidad

de gran desplazamiento y que, incluso, en algunos puntos puede estar enraizado y constituir una serie continua con el Alpujárride.

En cuanto a las deformaciones existentes en esta unidad son menos evidentes que en los conjuntos inferiores.

En las calizas y filitas se han visto pliegues isoclinales muy apretados de pequeña y media dimensión, y una pizarrosidad o laminación que pueden corresponder a la S_2 y F_2 vistas en los conjuntos inferiores.

Por otra parte, el alabeo de las calizas es sin duda consecuencia de una fase tectónica de poca intensidad, lo cual guarda semejanza con la última fase visible en el manto alpujárride.

A medida que se asciende en la serie las deformaciones parecen perder intensidad e incluso desaparecer.

2.5 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Para datar en el tiempo estas deformaciones debemos conocer primeramente las edades de las series.

En el caso del Maláguide sí se conoce su edad, al menos hasta el Silúrico. Por otra parte existe una cobertera permotriásica de facies germánica discordante, no afectada por el metamorfismo y sin esquistosidad, mientras que los sedimentos inmediatamente infrayacentes sí presentan deformaciones, lo que hace pensar que éstas son hercínicas.

En el Alpujárride no se conocen edades seguras, pero ya indicamos, al hablar del Maláguide, que parece existir continuidad estratigráfica entre uno y otro, por lo cual parece lógico pensar que las esquistosidades y deformaciones menores, que afectan al Alpujárride, son también hercínicas.

Para la Unidad de Blanca las divergencias son muy grandes, ya que para unos autores su edad es Precámbrica (V. PASTOR, 1973), mientras que para otros es Trías (MOLLAT, 1968). Si, efectivamente, es Precámbrica, las deformaciones podrían ser hercínicas o más antiguas, pero si es Trías únicamente puede ser de edad alpina.

En cuanto a la colocación de los mantos, dentro del dominio de la Hoja, no puede ser datada. Por consideraciones regionales se les atribuye una edad alpina (Paleógeno).

2.6 DEFORMACIONES POSTERIORES A LA TECTONICA DE MANTOS

Después de la colocación de los mantos continúa la evolución tectónica de la región, que se manifiesta en pliegues suaves y fallas.

Primeramente se produce una fase de comprensión de dirección Norte-Sur, que da lugar a grandes pliegues dirigidos E.-O., como el que forma la Sierra de Mijas. La edad de esta fase no es determinable dentro del ámbito

de la Hoja, aunque por consideraciones regionales y datos aportados por el estudio de la Hoja de Alora, se supone de edad Mioceno Superior.

Existen otro pliegues de dirección NNO.-SSE. que se pueden explicar por una fase posterior oblicua a la anterior.

Conjuntamente con los pliegues existe un sistema de fallas casi ortogonal, que parece posterior a la fase de plegamiento, posiblemente correspondiendo a una fase tardía de distensión, seguida por una fase compresiva que genera desgarres.

Merece destacarse como neotectónica cuaternaria la elevación diferencial que se produce en la región. Esta elevación se evidencia en los sedimentos pliocuaternarios que bordean la Sierra de Mijas. En Arroyo de la Miel se encuentran estos sedimentos a una altura de 100 m., mientras que cerca de Mijas están a unos 300 m.

2.7 TECTONICA DEL MACIZO DE OJEN

Las características tectónicas más acusadas del macizo de Ojén son: la irregularidad del layering, ya que a partir de él no se puede definir una estructura tectónica para las peridotitas y la compartimentación en bloques que determina las diferencias tan acusadas de topografía que existen en la zona.

La tectónica de bloques independiza tres unidades, en la más septentrional de la cual aparece una antifirma de dirección N. 50° E., que es buzante hacia el O. y que por el E. queda bruscamente interrumpida por la línea de contacto con la roca de caja.

La observación en el campo del contacto de esta zona, muestra la presencia de granates y que los neises tienen un rumbo y buzamiento prácticamente concordante con la dirección del contacto. Todo ello sugiere el que esta antifirma se formó cuando los materiales ígneos no estaban completamente consolidados y por tanto que su formación sea anterior en edad al plegamiento alpino principal.

El que la igneoestratificación, observada en toda el área que ocupa el macizo, no sea concordante en casi ningún punto con la roca de caja y el que en una gran parte del contacto existan granates, avala lo dicho anteriormente de que la intrusión se realizó cuando ya el macizo estaba estructurado.

Las líneas de intrusión presentan, al igual que en el macizo de Ronda, dos direcciones dominantes: la de máximo alargamiento Bético y la N.-S.

Incluso el que la apófisis ígnea de Alhaurin esté intruida entre dos cierres periclinales de Sierra Blanca, en lo que llamaremos un nudo tectónico, implica lo que ya tantas veces hemos señalado de que existe una configuración previa del zócalo que determina la existencia de estas líneas dominantes.

La compartimentación de la masa ígnea en tres bloques, según líneas

de fractura N. 70° E. aproximadamente, ha determinado la formación de un graben, cuyo bloque hundido es el central y en el que existe un gran desarrollo de las serpentinitas. También es en este bloque hundido en donde quedan retazos de la cobertera ígnea.

En el contacto S. y en parte del E. del macizo, encontramos que las rocas ígneas se ponen en contacto con las de caja por medio de fallas, coincidentes en dirección con las que separan los grandes compartimentos tectónicos; esto nos habla de que estas fracturas se han formado en una fase de distensión, seguramente en un último estado de la orogénesis alpina.

En los bloques levantados se puede observar la presencia de una desarrollada red de fracturas, que en el Camorro (bloque S.) tiene dirección dominante N. 60° E., y en el bloque de los Castillejos (bloque N.) tiene dirección dominante N-S.

2.8 TECTONICA DE LA INTRUSION DE LAS PERIDOTITAS

La colocación de las rocas ultrabásicas constituye un problema muy debatido en la literatura sobre la región, por no ser conocido el origen de estas rocas, el mecanismo de colocación y la edad de las mismas.

Se proponen orígenes diversos a estas rocas ultrabásicas que varían entre metamórfico-metasomáticas, volcánicas-subvolcánicas e intrusivos. Sin entrar en el detalle de las distintas hipótesis, creemos que el origen profundo es el más probable.

Para su colocación también hay varias teorías. En una primera se supone que estas rocas constituyen varios mantos en el área geosinclinal de las cordilleras Béticas y posteriormente un desplazamiento conjunto con las grandes unidades tectónicas (DIDON, DURAND-DELGA y KORNPROBST, 1973). En otras se supone una intrusión, una vez apilados los mantos.

Estudios gravimétricos realizados en esta zona por LOOMIS (1972) determinaron la forma del macizo como una intrusión de paredes subverticales que se sumerge en la corteza al menos 25 km. De estos hechos se deduce que las raíces del cuerpo ultrabásico se enraizan en la astenosfera y que el material aflorante procede de aquella región. No por ello se descarta un origen ígneo profundo. De hecho, ciertos contactos intrusivos observados son suficientemente irregulares como para admitir que, al menos localmente, la peridotita tenía una alta fluidez.

La edad atribuida a la intrusión varía según los autores. Para ORUETA (1917) sería un cuerpo batolítico antiguo, pretriásico, relacionado muy posiblemente con plegamientos hercínicos o más antiguos. Para BLUMENTHAL (1949) se trata de una intrusión posthercínica por los efectos de contacto manifiestos en las formaciones mesozoicas.

Posteriormente, casi todos los autores están de acuerdo en atribuirle una edad postríasica.

Según se puede ver, resulta difícil datar la intrusión por sus relaciones con las rocas de caja, pues por una parte las rocas tienen edad imprecisa, y por otra son alóctonas. Por ello se intentará establecer una relación espacial y temporal de la intrusión con el apilamiento de mantos.

Así, es un hecho claro el que las peridotitas cortan al manto alpujarride y desarrollan en él metamorfismo de contacto. Se da por supuesto que, en profundidad, afectan a la Unidad de Blanca. El Maláguide, en cambio, no está afectado por el metamorfismo. Según esto la intrusión se sitúa en el tiempo después de la colocación del conjunto Alpujarride-Maláguide y antes de producirse las escamas maláguides, lo cual nos da una edad aproximada Eoceno Superior-Oligoceno Inferior.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La presencia de elementos alóctonos en la región, que individualiza distintas unidades, no permitiendo el estudio continuado de la columna litológica en la cuenca, nos obliga a dividir este capítulo en dos apartados:

- 1) Estudio de la evolución de la cuenca, referido a cada Unidad.
- 2) Emplazamiento de los mantos, sedimentación y evolución tectónica post-manto.

1) Por consideraciones expuestas en apartados anteriores, empezaremos por la unidad infrayacente o autóctono relativo.

La unidad de Blanca está formada por una potente serie carbonatada con intercalaciones pelíticas y samíticas, con dominio y distribución irregular de éstas, depositadas en una cuenca poco profunda en zona de plataforma.

La potente serie carbonatada podría interpretarse como de origen recifal, hipótesis ya apuntada por BLUMENTHAL (1949).

Este arrecife podría corresponder bien a un biohermes, bien a un biostroma. No se puede dilucidar cuál de las dos se trataría, ya que la tectónica de mantos, su posterior evolución tectónica y la ausencia de la base, nos impide determinar la relación potencia extensión superficial.

La presencia de depósitos samíticos, ampliamente desarrollados en algunos puntos, nos obliga a pensar en una localización próxima al continente, zona en que se originaría un biostroma. No obstante, estos argumentos son muy débiles, y sólo de ser posible un levantamiento de un mapa de hisopacas nos permitiría concretar sobre el tema.

Afectada por un fuerte metamorfismo (Hercínico ?), se originan un conjunto de mármoles, neises y cuarzo-anfibolitas. Actualmente, y a nivel afloramiento, se reconocen al menos tres fases tectónicas.

Ya se apuntó la posibilidad de una sedimentación continua entre los ele-

mentos del Alpujárride y del Maláguide, por lo que analizaremos de una manera conjunta ambas unidades.

Comienza con una potente serie pelítica de edad desconocida, con intercalaciones detríticas finas y pequeños niveles margocalizos en la base. Esta formación presenta, a pocos metros del techo, un episodio conglomerático, que pudiera corresponder con una fase erosiva. Sigue una serie pelítica-carbonatada, niveles lentejonares, en algunas zonas muy desarrollados, de calizas, grauwacas y esporádicamente silexitas a techo de la formación. A finales de esta etapa de deposición, se produjo una emisión volcánica ácida, posiblemente espilitica y de escasa intensidad (sólo se ha visto en dos puntos) y probablemente relacionada con la formación de las silexitas. Esta formación es Silúrico-Devónico Inferior.

A partir del Devónico Inferior comienza una serie filítica y grauwáquica, con aportes más gruesos, conglomerados de cuarzo, resultado del comienzo de una erosión más fuerte, y que culminaría con la formación de un tramo conglomerático (conglomerado de Marbella), discordante del Carbonífero Superior.

A partir de este momento, tiene lugar la emersión de la zona, con erosión marcada y formación de materiales rojos continentales samíticos, con algunas intercalaciones de lodos en las que se encuentran huellas que indican escasa profundidad del medio, como son conductos de gusanos y huellas de retracción. Esta facies presenta los caracteres de la facies ROT, y que en conjunto pertenece al Permo-Trías.

Finalmente, al final del Trías, y transgresivamente, se depositan calizas y dolomías.

La serie no presenta un metamorfismo muy fuerte a partir de la base del Silúrico, lo cual, unido a que no se ha observado esquistosidad en los materiales triásicos presentes en la Hoja, nos hace pensar que dicha serie ha sido afectada por el Hercínico.

La serie inferior o Alpujárride, es decir, hasta las filitas en las que aparecen los primeros niveles conglomeráticos, presentan tres fases de deformación con producción de estructuras menores.

Es en la Orogenia Alpina cuando tiene lugar el desplazamiento de estos materiales, sin que se pueda precisar mucho en su edad. Comenzaría con la formación de la escama existente en la Unidad de Blanca, seguido de la superposición del Alpujárride. En este punto caben dos suposiciones para esta Hoja:

O bien el Maláguide-Alpujárride es una serie continua o existen ambas unidades.

En el primer caso, la tectónica de mantos terminaría con la colocación del Alpujárride, siguiéndole la intrusión de las rocas ultrabásicas, lo que daría lugar a un metamorfismo de contacto en la base alpujárride; por último,

dentro de los grandes movimientos tectónicos, se producirían escamas y pequeños cabalgamientos a partir de las filitas infrasilúricas.

En cambio, si suponemos la existencia de las dos Unidades, entre ambas tendría lugar el emplazamiento de las rocas ultrabásicas.

La intrusión de los macizos tendría lugar en la base del Terciario, Eoceno-Oligoceno Inferior.

Inmediatamente después se depositaron los materiales terciarios.

La evolución postmanto de la región se puede resumir de la siguiente manera:

- Formación de fracturas de desgarre y de distensión, con marcado desarrollo, que da lugar a pequeñas fosas en las que se conservan restos de los materiales terciarios (Corredor Coín-Monda), así como abombamiento de la región, con intrusión de peridotitas, en forma arrosariada, a través de las fracturas.
- Deposición de materiales tipo flysch, que fosiliza a las distintas unidades, seguido de la formación de brechas.
- Formación de molasas, escasamente representadas en la presente Hoja.
- Una fase de descompresión, puesta de manifiesto en zonas limítrofes (CHAMON, C., y QUINQUER, R., 1974), que da lugar a depresiones.
- Deposición de materiales pliocenos en las depresiones anteriores.
- Por último, movimientos verticales Villafranquienses y el establecimiento de la morfología actual completan la evolución geológica de la zona en estudio.

4 PETROLOGÍA

4.1 PERIDOTITAS

Todo este capítulo está basado en el estudio petrológico de las rocas ultramáficas de Ojén, facilitado por la División de Minería del IGME.

4.1.1 LITOLOGÍA DEL MACIZO DE OJEN

Aunque el macizo ultramáfico de Ojén tiene una serie de características comunes con el macizo de Ronda, presenta una individualidad respecto a él, por las asociaciones minerales que se encuentran en las unidades litológicas que lo constituyen, así como por la disposición del layering y por la relación entre las rocas ultrabásicas y las de caja.

Al igual que en el macizo de Ronda, se han realizado dos recorridos iniciales, con vistas a tratar de conocer la estructura interna del macizo en

relación con la disposición del layering, que nos sirviera para programar una serie de perfiles en los que realizar tomas de muestras que, al ser estudiadas mediante el microscopio petrográfico, nos condujeran a una cartografía básica del macizo.

Como masa pétreo fundamental, aparece una unidad de composición harzburgita-dunita piroxénica, que se reparte indistintamente por una gran extensión del macizo, ocupando lo que a nuestro entender constituye su envolvente más externa.

La presencia de esta facies en toda la extensión de la masa, está condicionada por los fenómenos tectónicos que la han afectado, por lo que más adelante describiremos con más amplitud la gran extensión de esta unidad.

Inmediatamente debajo de la unidad dunita piroxénica-harzburgita, encontramos un paquete formado por lertzolitas, fundamentalmente, cuyas características fundamentales son: la monotonía del tamaño de grano de sus piroxenos (de medio a fino), así como la presencia dentro de su masa de bandeados finos de piroxenitas, que no son cartografiables.

La potencia de toda esta serie es muy monótona, excepto hacia el O., donde va adelgazándose paulatinamente hasta llegar a desaparecer.

También hay que hacer constar que este paquete de lertzolitas se interrumpe bruscamente en el contacto con las rocas de caja por el E.

Al igual que para el macizo de Ronda, entre las dos unidades litológicas descritas no existe una línea clara de contacto que pueda ser observada en el campo, ya que la formación de estas unidades está en relación con el número de rocas de igual composición que se encuentran en un determinado sector de él y probablemente entre ambas unidades deben existir todos los términos de transición.

Inmediatamente debajo de esta unidad de lertzolita y con un contacto de las mismas características que el anteriormente descrito, existe una unidad litológica, de composición fundamental correspondiente a una harzburgita. Esta unidad parece constituir el término más bajo de la serie ígnea y en ella es característica la presencia de cristales de piroxeno ligeramente más gruesos que los existentes en la unidad lertzolítica.

Como características más acusadas nos encontramos con la existencia de niveles de hasta varios metros de dunita, compuesta casi exclusivamente de olivino, que son incartografiables.

Una desarrollada red de filones ácidos, de textura aplítica pegmatítica, nos habla de una fase intrusiva tardía, que en este macizo está mejor representada que en el de Ronda, por el volumen de los diques y por su frecuencia.

El que en las rocas ultrabásicas de este macizo no existan grandes cristales de ortopiroxenos, como ocurría en las unidades más bajas del de Ronda, se interpreta como que la masa intrusiva ígnea de Ojén, al ser más pequeña, se ha enfriado relativamente más rápida que la de Ronda, por lo que sus cristales no han tenido tiempo para crecer.

Como característica importante de este macizo, nos encontramos la presencia de un gran volumen de roca serpentizada, que constituye por sí misma una unidad litológica dentro del macizo y con la descripción de la cual se completa todo el complejo pétreo de Ojén.

Se encuentra ocupando todo el extremo NE. del complejo, así como gran parte del centro y del S. del mismo. Está formada por minerales de alteración y a partir de una determinada profundidad de la superficie desaparece totalmente, para convertirse en roca fresca. También están muy bien desarrolladas en las zonas de fracturas importantes.

Por todo esto pensamos que la serpentización del macizo de Ojén es debida fundamentalmente a la acción de los agentes externos, sin que la autohidratación y por consiguiente el autometamorfismo tengan un gran desarrollo.

Hay que hacer constar la presencia en algunos puntos de las serpentinitas, de minerales de amianto, magnetita muy abundante, y talco, algunos de los cuales han sido objeto de explotaciones de rendimiento económico.

Los contactos con la roca de caja de las peridotitas son de dos tipos, tectónicos y magmáticos, aunque en nuestra opinión predominan estos últimos.

La observación en el estudio de las fotografías aéreas de líneas muy rectas que constituyen el contacto de las rocas ígneas, sugería la idea de que nos encontrábamos ante contactos tectónicos.

Las visitas realizadas al campo demuestran que éstos son magmáticos, a la vista de una serie de características muy significativas de la roca de caja, como es, por ejemplo, la existencia de granates en una parte del perímetro que presentan la misma relación de densidad, tamaño y distancia respecto del contacto que en el macizo de Ronda.

La explicación de estos trazos tan rectos en los contactos magmáticos quizá habría que buscarla en las intrusiones básicas de Málaga que se realizan por zonas de fracturas preexistentes, de dirección N. 60° E. y NE. aproximadamente, que fueron formadas en una orogénesis antigua y que posteriormente fueron reactivadas.

La solidez de las rocas ultramáficas en el momento de la intrusión determinó el que se conservasen estas líneas tan rectas, reliquias de las líneas estructurales por las que se intruyeron.

4.1.2 ESTUDIO PETROLOGICO DE LAS PERIDOTITAS

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 corresponden 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, siguiendo la nomenclatura de STRECKHEISEN: Harzburgitas, dunitas piroxénicas, lertzolitas, piroxenitas (dentro de ellas se incluyen también los gabros, noritas e hiperitas) y dunitas. 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 STRECKHEISEN, presentándose desviaciones del porcentaje hacia los campos de las harzburgitas y las lertzolitas.

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

4.1.2.1 Dunitas

Pertenecientes a este grupo de rocas sólo se ha encontrado una muestra, muy rica en olivino, conteniendo, además, espinela.

4.1.2.2 Dunitas piroxénicas harzburgitas y lertzolitas ($\sigma_0 X^6$, σO_2^6)

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 (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 serie continua en la variación de las proporciones de olivino. Los valores más frecuentes de las medidas de ángulos de ejes ópticos realizados en él están comprendidos entre $2V_z = 84^\circ$ y $2V_z = 88^\circ$, que corresponden respectivamente a contenidos en forsterita de 89 por 100 y 95 por 100. Se trata, pues, de olivinos muy magnesianos. No se ha encontrado relación entre

el porcentaje de forsterita y la menor o mayor proporción de piroxenos y otros componentes en las rocas estudiadas. En cristales con bandas de deformación se han determinado las orientaciones de los planos de rotura, poniéndose de manifiesto que tienen un origen mecánico, después de que la roca estuviese solidificada a alta temperatura.

El tamaño de grano es variable, de medio a grueso, formando los minerales un mosaico panalotriomorfo. El ortopiroxeno no suele formar cristales grandes. Los valores de los ángulos axiales determinados en los cristales dan unos valores más frecuentes de $2V_z=94-96^\circ$, que corresponden a piroxenos magnesianos. Los cristales suelen presentar lamelas de exolución de piroxenos monoclinicos, más abundantes en el núcleo que en el borde de los granos. Se interpreta esto como que el piroxeno era inicialmente más rico en calcio y que al bajar lentamente la temperatura ha tenido lugar la exolución del clinopiroxeno.

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. Se trata de diópsidos muy magnésicos con ángulos de ejes ópticos cuyos valores medios oscilan entre $2V_z=50$ y $2V_z=66^\circ$ y $ZC=37-43^\circ$. Se observan exoluciones de ortopiroxeno cuya génesis es similar a las que presentan los ortopiroxenos.

La espinela más frecuente es un picotita 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, y ocasionalmente lobulados. Cuando aparece plagioclasa (con An_{68-70} y macclas de albita y periclina) ocurre que 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 estable a alta presión), producida en niveles más superficiales y de menor presión donde es estable la plagioclasa. En algunas muestras ésta puede formar varios cristales asociados sin relación directa con espinela, con tendencia a formar acúmulos 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 lerzolítica.

En todas las rocas de este grupo son más o menos perceptibles estructuras que se interpretan como debidas a deformaciones 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 exolución 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 bandeado 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 textura de muchas de éstas corresponde 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 exolución 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 en las 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. La alteración de los piroxenos, especialmente los monoclinicos, suele ser menor.

El ortopiroxeno puede ser sustituido parcialmente (o totalmente) por agregados de anfíboles alargados de pequeños tamaños, que han sido diagnosticados como antofilita. 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.

4.1.2.3 Piroxenitas y rocas máficas feldespáticas (σX^6)

Se han descrito anteriormente ciertos tipos de composición lerzolitica 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. 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 ellas 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.

El aspecto de los piroxenos evidencia los efectos de una fuerte deformación mecánica con recristalización posterior.

Puede ser frecuente la presencia de 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 entrecrecidos, 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.

4.1.2.4 Serpentinitas (S^8)

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). Como tales se clasifican el macizo de Mijas y una parte del de Ojén.

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.

4.1.3 PETROGENESIS

El carácter de los macizos estudiados es francamente ultramáfico y ultrabásico muy acentuado. La media general de las rocas da unos contenidos en olivino del 60 por 100. Los tipos de composición próxima a la dunítica son abundantísimos.

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 suele ser mayor en las peridotitas de Málaga. Otros datos favorables al carácter alpino son el predominio del olivino muy magnesiano sobre el ortopiroxeno, 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 de cataclasis, granulación o laminación más característicos de las peridotitas alpinas que en las pertenecientes a complejos estratiformes.

Los datos estructurales y la concordancia de las bandas litológicas cartografiadas con las foliaciones, además de la distribución de las facies ultramáficas en todos los macizos de la región 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 los macizos de Ronda en el sector del afloramiento ultramáfico de la parte centromeridional, en contacto con los neises alpujárrides que aparecen junto al río Guadaiza y dividen al 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 temperatura

es la presencia de metamorfismo de contacto, pero en caso de haberlo choca con la ausencia de facies peridotíticas de borde en ciertas partes de los macizos.

La serie de dudas planteadas entre la presencia de complejos zonados 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 los macizos de Málaga son diferentes 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.

Los problemas relativos a la estructuración de los macizos de una intrusión múltiple o bien producida por la tectónica del plegamiento sólo podrán evolucionarse 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. En los macizos estudiados en toda la región pueden distinguirse:

FACIES	PARAGENESIS	DENOMINACION
II	Fo-Di-En-An	Lerz. con ortopirox. y plag.
III	Fo-Di-En-Sp	Lerzolititas con espinela
III-A	Di-En-Au-Sp	Seiland (píroxenitas)
III-B	Di-En-Sp-Gr	Ariegire (pírox. con granate)
IV	Fo-Di-En-Gr	Lerzolititas con granates

La paragénesis primaria más frecuente encontrada en los macizos estudiados en la provincia de Málaga son las que definen la facies II y III. Realmente la asociación de la facies II no existe como tal, sino con espinela, por lo que puede considerarse la existencia de una facies de transición entre la II y 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 formación II-III. Esta última es la que se desarrolla en las peridotitas de Ojén.

La facies II es estable según los datos de O'HARA hasta 9 kilobares de presión para temperaturas del orden de 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 55-65 km., que hacen considerar a las peridotitas de Ojén como procedentes del manto superior.

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 y Turquía) abundantes macizos de rocas ultramáficas de tipo alpino, sin relación con conjuntos ofiolíticos.

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 de 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 anfíbolita puede comenzar a formarse a temperaturas por bajo de los 700° C. aproximadamente y puede ser estable 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 cual 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.

4.2 ROCAS METAMORFICAS

Comprende este capítulo el estudio petrológico de las rocas pertenecientes a las Unidades internas que afloran en la región.

4.2.1 COMPLEJO MALAGUIDE

Está constituido por una serie de materiales cuya edad va desde el Triás hasta el Paleozoico Inferior, pudiendo comprender también términos probablemente más antiguos.

Se trata de rocas nada (términos superiores) a muy poco metamórficas

(serie basal), cuyo estudio proporciona pocos datos para conocer los grandes problemas petrogenéticos que plantea toda esta zona en relación con las rocas ultramáficas.

4.2.1.1 Conglomerado poligénico (H^B)

En esta formación reviste especial interés el estudio de los diversos cantos que contiene, ya que cabe la posibilidad de que se encuentren en ella fragmentos de peridotita, rocas neísicas o granitoides similares a las del Complejo Alpujárride, lo cual permitiría datar con exactitud como antiguas tanto a las rocas ultramáficas como a las ultrametamórficas encajantes.

Los cantos recogidos en esta serie, cuya apariencia macroscópica pudiera evocar a los tipos de rocas anteriormente mencionadas, han dado un resultado desfavorable para esta datación relativa. Se trata de unas rocas granitoides, volcánicas y esquistosas de las que, hasta el momento y tras el estudio de numerosas muestras alpujárrides, no se ha encontrado equivalentes. La roca, de aspecto volcánico, presenta una textura porfídica determinada por fenocristales (redondeados y ocasionalmente con golfos de corrosión) de cuarzo y de plagioclasas hipidiomorfas macladas en damero. Ambos alcanzan un tamaño máximo de unos 2 mm. y están implantados en una matriz rica en cuarzo muy microcristalino, al que acompañan minerales sericíticos. La muestra contiene además unos cristales de granate alterado y con cierta resorción en algunas zonas de los individuos.

La roca granitoide presenta abundantes plagioclasas algo tabulares, de tamaño medio, que también se maclan en damero. El cuarzo, en menor proporción se dispone intersticialmente entre ellas.

El canto de aspecto esquistoso es una cuarcita con biotita, que tampoco guarda parecido con las alpujárrides.

4.2.1.2 Pizarras, grauwas y silixitas (D-H^B)

Las silixitas están constituidas totalmente por sílice de grano muy fino, esbozándose una tenue orientación de la roca. Son frecuentes los filoncillos de cuarzo algo más grueso, transversales a la orientación, y en las muestras estudiadas no se ha visto claramente ningún resto de estructura orgánica.

Las grauwas suelen ser bastante heterométricas, con tamaños de clastos no superiores a los 3 mm., cuya forma es, por lo general, angulosa o subangulosa. Los fragmentos minerales de estas grauwas son de cuarzo, de plagioclasas o de láminas de mica blanca a biotita. Entre los fragmentos de roca figuran cuarcitas, cuarcitas micáceas, liditas muy finas, pizarras grafitosas o fillitas.

La matriz, principalmente cuarzo-sericítica, muestra un grado muy bajo de recristalización. Existen grauwas en las que ésta desaparece casi total-

mente y es sustituida por los fragmentos de rocas plásticas. Se han estudiado también tipos de grano más fino, con matriz pizarrosa, que pasan a ser verdaderas pizarras, habiéndose encontrado tipos intermedios entre los dos extremos.

4.2.1.3 Calcofilitas, grauwacas y silixitas (S-D)

El tipo más común de las denominadas calcofilitas responde a una roca en que alternan irregularmente delgados lechos de caliza, muy débilmente o nada cristalina, con bandas filíticas o pizarrosas que pueden impregnarse de grafito y contener pequeños granos de cuarzo o plagioclasas.

Las silixitas son muy similares a las del tramo superior y lo mismo puede decirse de las grauwacas.

4.2.1.4 Calizas tableadas alabeadas (C)

Se diferencian del nivel calizo anterior en que el grado de cristalización de los carbonatos suele ser mayor. Por lo demás, también se pueden encontrar algunas micas blancas o pequeñas plagioclasas.

4.2.1.5 Metavulcanitas (β_x)

En el sector noroeste de la Hoja se han hallado un tipo de rocas en los tramos bajos del manto maláguide que parecen responder a vulcanitas muy ligeramente metamorfizadas. El aspecto del cuarzo y las plagioclasas es similar al descrito anteriormente al hablar de los cantos de vulcanita en la formación del «conglomerado poligénico», pero difieren de ellas en que la matriz es muy sericitica, con cuarzo mucho más pequeño, y además se ve claramente una orientación de las micas. Los tipos de grano fino, aun cuando conservan los fenocristales de cuarzo de aspecto ígneo, parecen verdaderas filitas.

4.2.1.6 Filitas con niveles de cuarzo (PC-S^{af}) y conglomerados de cuarzo (cg)

Esta serie de filitas, aun cuando aparece concordante a nivel de afloramiento con las pizarras y calizas superiores, a la escala microscópica muestran un grado de metamorfismo mayor, si bien sigue siendo débil. Están constituidas principalmente por cuarzo, mica blanca y clorita (a veces biotita). Se observa una alternancia de bandas ricas en mica, impregnadas de grafito, con lechos de cuarzo. En éstos se encuentran microlitos sigmoides micáceos que evidencian una S₁ aplastada por la S₂ que determinan las micas más grandes. La S₂ puede a su vez estar crenulada, desarrollándose una nueva superficie de esquistosidad que por lo general no es muy penetrativa.

Las filitas adoptan con frecuencia un aspecto de filonitas, lo cual es lógico si se tiene en cuenta su posición de tramo bajo del manto.

Es muy frecuente encontrar rocas de posible origen samítico. Están constituidas por fragmentos elipsoidales, más o menos estirados, de plagioclasas y cuarzo, de 1 mm. de tamaño medio, cementados por una matriz de filita rica en cuarzo. También contienen turmalinas, circones y láminas micáceas mayores que las de la matriz.

El conglomerado de cuarzo es una variedad de mayor tamaño de las blastosamitas anteriormente descritas. Generalmente las plagioclasas son más escasas y pequeñas y la matriz más cuarcítica.

4.2.1.7 Diabasas (E⁶)

Los tramos inferiores del Bético de Málaga se hallan atravesados, lo mismo que los más superiores del Alpujárride, por numerosos diques de diabasas.

El grado de alteración que presentan siempre estas rocas suele ser elevado, dificultándose el conocimiento de los minerales primarios. Presentan textura ofítica de grano fino, con plagioclasas básicas algo zonadas y tabulares, entrecruzadas y disponiéndose entre ellas los cristales xenomorfos de hornblenda. Además de estos dos componentes pueden contener algo de cuarzo, feldespato potásico, esfena y epidota o carbonatos secundarios. Ocasionalmente, dentro de los cristales de anfíbol se pueden encontrar relictos de clínopiroxeno.

4.2.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Está representado sólo por las secuencias pertenecientes al zócalo, que como en todo el sector oriental de la provincia de Málaga reviste caracteres muy particulares.

Se trata de una sucesión polimetamórfica de micasquistos y cuarcitas, con metamorfismo progresivo y desarrollo de una zonación mineral, que pasa a neises migmatíticos, y de éstos unos evolucionan, dando finalmente una roca granitoide, mientras que otros se convierten de manera progresiva en granulitas. En la zona límite de la anatexia, tanto por encima como por debajo, suelen encontrarse diques granitoides, de caracteres petrológicos similares a los que tienen las migmatitas que gradualmente, según el primer tipo de evolución citado, se hacen homogéneas. Se trata pues de movilizados más o menos leucocráticos formados por fusión de los micasquistos.

En las Hojas geológicas a escala 1:50.000 de Marbella (IGME, 1973) y Alora (IGME, 1974) se han podido trazar con bastante aproximación las isogradas en algunos afloramientos. En la Hoja de Coín esto es más difícil, no ya tanto por las fallas posteriores que rompen el edificio de la zonación,

como por el grado elevado de meteorización que presentan las rocas. A pesar de todo esto, en el afloramiento alpujarride situado al N. de la ciudad de Fuengirola se presenta una zonación mineral de dirección aproximada E.-O. de las isogradas y progresiva hacia el N. Poco después se repite este metamorfismo creciente bordeando al macizo peridotítico de Mijas. Al sur del macizo de Ojén se vuelve a encontrar la misma zonación que en Fuengirola, pero con dirección NO.-SE. de las isogradas, debido a una falla de la misma dirección que interrumpe la continuidad entre ambas.

Los ciclos metamórficos superpuestos corresponden a uno antiguo de tipo barroviense y otro moderno con migmatización a alta presión.

4.2.2.1 Micasquistos y cuarcitas ($\xi\gamma$)

La zona más superior está constituida por filitas y metareniscas cuyos caracteres coinciden totalmente tanto en composición como en grado de metamorfismo o en desarrollo de micropliegues con los descritos para las rocas del mismo tipo del tramo más basal del Complejo Maláguide.

Gradualmente se pasa a micasquistos ricos en grafito provistos de la siguiente asociación mineral:

Cuarzo + moscovita + biotita \pm granate \pm cloritoide \pm estaurólita \pm andalucita \pm oligoclasa.

La andalucita forma blastos sincinemáticos tardíos a postcinemáticos, englobando con frecuencia restos de estaurólita precinemática con inclusiones de grafito transversales a las que contiene aquélla; suelen coincidir casi siempre con la esquistosidad de la roca. El granate se presenta en granos redondeados, menores de 2 mm., con las inclusiones helicíticas o no pero siempre rodeado por sombras de presión de cuarzo. Tanto la estaurólita como el granate pueden ser retromórficos a minerales micáceos o estar blindados (ocasionalmente el granate con estructura en atolón) por cristales glandulares de plagioclasa con inclusiones, principalmente grafitosas, ligeramente helicíticas.

Como comparación con los gradientes metamórficos de las Hojas geológicas vecinas, se puede decir que mientras en Marbella y Alora la andalucita aparece antes que la estaurólita e incluso que el granate, en Coín no ocurre así. Esto hace suponer que las isogradas correspondientes a la segunda fase de metamorfismo, no han rebasado los límites de la primera, como suele ocurrir en las Hojas de las dos localidades citadas.

La biotita empieza a sufrir un proceso de transformación claro a sillimanita, que va siendo más abundante conforme decrece la moscovita. Simultáneamente, tanto los microlitos micáceos sigmoides como los micropliegues aplastados que evidenciaban la S_1 , se van haciendo cada vez más imperceptibles.

Una vez ya de lleno en la zona de la sillimanita es muy común la asociación:

Cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita-andalucita-distena-sillimanita-plagioclasa.

Esta distena preesquistosa se encontraba en el sector de Pujerra dentro de la zona de la andalucita y antes de que la sillimanita hubiese aparecido. Esto evidencia una vez más que las dos zonaciones minerales se han superpuesto casi solapándose.

Ocasionalmente se han tomado muestras en esta serie que corresponden a cuarcitas ricas en diópsido, hornblenda verde y plagioclasa, no pudiéndose ver si corresponden a niveles margosos o de rocas ígneas.

4.2.2.2 Neis de sillimanita (ζ sill)

Las rocas conteniendo la asociación anterior experimentan una blastesis de plagioclasa que se va haciendo cada vez más abundante y coincide con la desaparición de la moscovita y el desarrollo incipiente del feldespato potásico a expensas de la biotita. La formación de este mineral índice a partir de moscovita, sólo se ha podido detectar en una muestra.

Los denominados neises de sillimanita tienen en su parte más alta caracteres macroscópicos muy similares a los esquistos negros que los preceden. A lo más parecen neises muy finos. Poco a poco se va esbozando una diferenciación más neta de bandas o lechos leuco o melanocráticos, conforme aumenta la cantidad de feldespato potásico, con disminución de la biotita. Simultáneamente con estos fenómenos, y por este orden, desaparecen andalucita, distena y finalmente estaurolita, hacia la parte que en un esquema de isogradas podría considerarse justamente la mitad de la extensión de la zona del feldespato potásico.

4.2.2.3 Neis granitoide (ζ R)

Comprende esta denominación las rocas, con diversas estructuras migmatíticas (plegadas, «en schlieren», oftalmíticas, flebiticas o nebulíticas) que se originan por anatexia progresiva de los neises bandeados del apartado anterior.

Paulatinamente tiene lugar la aparición de zonados inversos y oscilantes en las plagioclasas, dentro de unos límites de An₄₀ a An₄₅, cuyo idiomorfismo aumenta. Además de la ortosa, la plagioclasa, el cuarzo, la biotita y sillimanita pueden encontrarse pequeños granates, y apatitos y turmalinas grandes. En algunas rocas se puede ver la transformación de biotita y sillimanita en feldespato potásico y cordierita. El comienzo del desarrollo de las es-

estructuras migmatíticas se puede llamar también isograda de la cordierita, ya que es mineral casi omnipresente en todas ellas.

Hay que hacer resaltar que este desarrollo de cordierita, después del feldespato potásico, eleva bruscamente las condiciones de presión de la zonación que se viene desarrollando de biotita-andalucita-sillimanita-feldespato potásico.

Entre los términos más evolucionados en la anatexia son tres los que con mayor frecuencia se presentan. Uno es de textura granuda (casi como una aplita) formado por abundante cuarzo, ortosa micropertítica, plagioclasas antipertíticas y numerosas mirmequitas. Además contiene pequeños lechos más o menos orientados de biotita y fibrolita, a las que suele acompañar algún granate. Dentro de este tipo de textura aplítica, los puede haber con y sin cordierita. No es raro encontrar también reliquias de distena blindadas en pequeñas plagioclasas, que a su vez están englobadas dentro de la ortosa. En otras muestras dentro y fuera del feldespato puede existir sillimanita prismática y más rara vez andalucita.

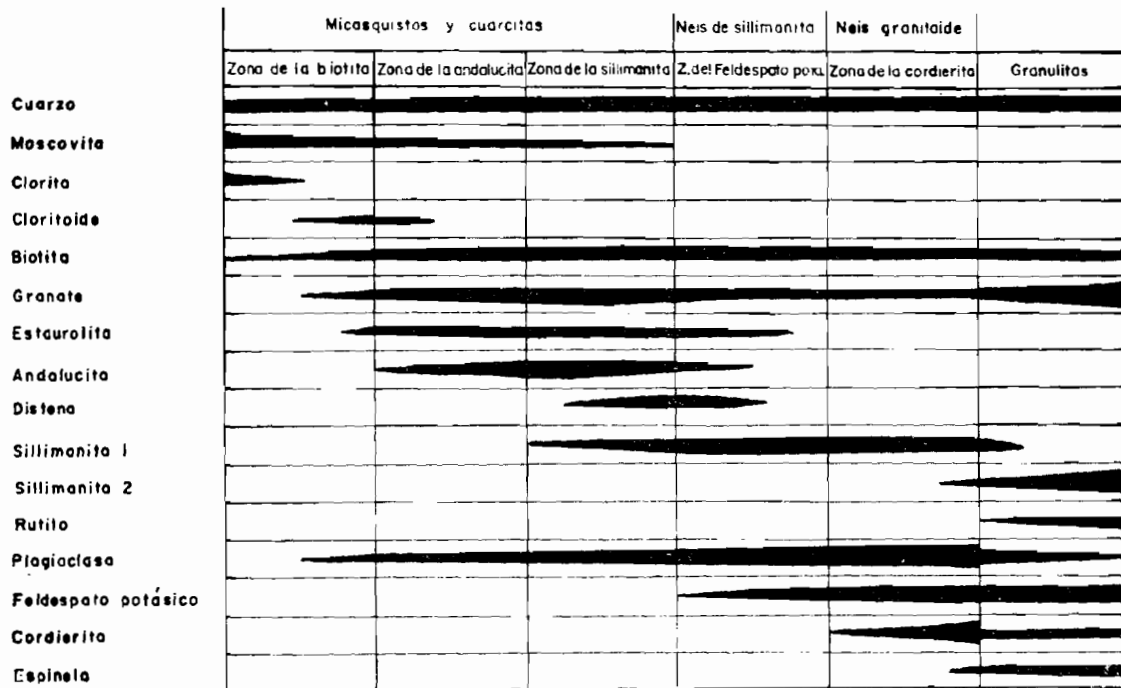
Otro tipo de facies, muy similar a la anterior en todos los caracteres mineralógicos, difiere de ella únicamente en la textura, que es glandular o porfidoblástica, con cristales grandes de los dos feldespatos, rodeados por lechos fibrolíticos o hileras de biotita orientados.

El tercer tipo es una roca oscura macroscópicamente, rica en cuarzo, cordierita, plagioclasas y generalmente pobre en feldespato. Tanto las plagioclasas como la cordierita son idiomorfos. La primera con zonación muy marcada, con un núcleo xenomorfo más ácido que la primera zona que es idiomorfa, continuando ya la zonación hacia la periferia de forma normal. Son verdaderos granitos, o mejor dicho, cuarzodioritas con cordierita. La turmalina y el apatito pueden estar como cristales grandes. Son frecuentes granates corroídos o enclaves con este mineral, biotita, cordierita y cuarzo. En las cordieritas más idiomorfas están incluidos prismas o agujas de sillimanita o diminutos granos de espinela verde.

Hay que añadir que todos estos neises diatexiticos se encuentran tanto como facies más próxima a la peridotita como cortando los neises migmatíticos más superiores, apareciendo a veces muy próxima un tipo de facies del otro. Cuando se encuentran situados sobre las peridotitas se convierten en milonitas, con feldespatos y cordierita ovoides en una matriz triturada, con recristalización más o menos neta. Idéntica apariencia adoptan si su proximidad a la peridotita es muy grande.

En la parte sur del macizo de Ojén y aproximadamente a 1,5 km. del contacto con las peridotitas, se han encontrado pequeñas masas ovoides dentro de las migmatitas cuyos caracteres son idénticos a los de otras rocas de este tipo, que se tratarán al hablar de la Unidad de Blanca y que HERNANDEZ PACHECO (1967) clasifica como eclogitas.

ASOCIACIONES MINERALES EN LOS DIFERENTES NIVELES ALPUJARRIDES CON METAMORFISMO PROGRESIVO



4.2.2.4 Neises de granate (ζ G)

En los alrededores de Sierra Pelada las rocas con estructura migmatítica bandeada sufren unos cambios en la evolución metamórfica diferentes a los descritos para los neises granitoides, y bajando en la serie se convierten en granulitas, primero con estructura bandeada y pequeños blastos de granate, que van aumentando de tamaño progresivamente, tomando finalmente las muestras de mano una clara estructura porfidoblástica, con un bandeo de la matriz más o menos difuso.

Bajando en la serie las migmatitas bandeadas de la zona baja de la isograda del feldespato potásico o de la alta cordierita experimentan los siguientes fenómenos bruscos:

1) Reparición de distena, que anteriormente había dejado de ser estable.

2) Desarrollo de pertitas y antipertitas.

3) Formación de una sillimanita prismática en agregados semirradiales en parte por recristalización de la fibrolita anteriormente existente y en parte a expensas de distena. Es la que figura en el gráfico de asociaciones minerales como sillimanita-2.

4) Formación de aureolas de espinela alrededor de los dos silicatos aluminicos.

5) Aumento de la proporción de granate, que cuando es pequeño se transforma en plagioclasa, biotita y cordierita, y cuando es grande en la parte más baja de la serie incluye distena, gotas de cuarzo, biotita, feldespato potásico y agujas diminutas de fibrolita. A su vez tienen los cristales unas aureolas de reacción (por este orden) a diminutas cordieritas y plagioclasas, agregados de espinela y sillimanita prismática.

Progresivamente también disminuye la cantidad de biotita roja y en los términos más extremos de la evolución las antipertitas desaparecen, encontrándose sólo plagioclasas macladas límpidas (Al_{n40}), como las que se forman por corrosión de los granates pequeños en la zona de tránsito. Al mismo tiempo se van estirando los cristales de cuarzo, teniendo finalmente forma lamelar. La presencia de biotita y el hecho de no haber encontrado hornblenda ni ortopiroxeno hace pensar en granulitas poco anhidras.

La roca tiene un aspecto claramente porfidoblástico determinado por los granates. Casi a simple vista se perciben las aureolas de reacción. La matriz que envuelve los blastos se orienta. Incluso los agregados de sillimanita prismática, aunque su estructura interna siga siendo semirradial.

En el borde N. del macizo de Ojén se encuentran también estas granulitas, pero las aureolas alrededor del granate están formadas por golfos de corrosión de éste por cordierita en cristales de tamaño medio y la distena

es verdaderamente accidental, por lo que es de suponer que el proceso retromórfico ha sido más lento y acentuado.

Resulta difícil pensar que de continuar el proceso retromórfico estas granulitas dieran términos como los granitos cordieríticos descritos en el apartado de «neises granitoides». En caso de que así hubiese sido se habrían encontrado términos intermedios, lo cual no se ha visto hasta ahora, a pesar del elevado número de muestras estudiado.

4.2.2.5 Mármoles dolomíticos (Δ)

En los tramos más metamórficos del Complejo Alpujárride (el autor de este trabajo los ha encontrado en las granulitas de Sierra Pelada, a 6 m. de las peridotitas) pueden presentarse lentejones marmóreos casi siempre de pequeño tamaño. Se trata de rocas cuarzo-dolomíticas, de grano fino a medio, con los carbonatos no orientados ni deformados. En ellos se encuentran granos pequeños de olivino, clinohumita o cristales muy característicos de periclasa, con ligera alteración brucítica periférica. Diminutas láminas de talco son también muy frecuentes.

Se puede pensar que esta periclasa se ha formado por disociación de dolomita, lo que situaría las condiciones térmicas del metamorfismo alrededor de los 800° C. (WINCKLER, 1967).

4.2.2.6 Neises leucocráticos (ζ)

Se ha empleado esta denominación para los movilizados granitoides de los tipos aplítico y porfidoblástico descritos en los denominados «neises granitoides». En los diques pequeños los neises leucocráticos presentan tendencia blastomilonítica y oftalmítica. Igual fenómeno ocurre en los bordes de los grandes diques, mientras que en el interior la textura es más bien aplítica y el número de restitas disminuye considerablemente. En cuanto al porcentaje de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y cordierita, es completamente variable, pudiendo desaparecer casi por completo cualquiera de ellos. En algunas muestras de composición cuarzodiorítica se han encontrado también pequeños cristales de hornblenda pardo-verdosa.

4.2.3 UNIDAD DE BLANCA

Constituye la Unidad tectónica más baja de la Hoja de Coín. Su atribución al Complejo Nevado-Filábride se hace con muchas reservas, ya que los únicos puntos en común con él son su posición tectónica y la similitud del aspecto de los niveles de mármoles fajeados. Las proporciones relativas de materiales pelíticos y carbonatados son muy distintos y el grado de metamorfismo es bien diferente del plurifacial que se encuentra en la Sierra de los Filabres (NIHJUIS, 1964).

En la zona de estudio se presentan dos unidades en la Sierra Blanca, constituidas ambas por potentes masas de mármoles con niveles de rocas de origen heterogéneo (cuarcíticas, pelíticas, margosas y básicas) metamorfozadas en condiciones de alta temperatura y baja presión.

4.2.3.1 Anfibolitas (T_ΔΞA)

El afloramiento alargado que figura en el mapa con estas siglas, situado a la izquierda del macizo de Ojén, por debajo del cabalgamiento alpujárride, como ya se ha dicho en el capítulo de estratigrafía, tiene una posición tectónica dudosa. Las muestras recogidas en él corresponden por un lado a «granitos cordieríticos», con espinela y a rocas de la facies oftalmítica descritas al hablar de los neises granitoides alpujárride. Además se han recogido varias muestras de un tipo de roca muy especial constituida por abundantes granates (las eclogitas que se mencionan junto a las rocas migmatíticas bandeadas) rodeados por unas aureolas simplectíticas de plagioclasa y hornblenda. Envolviendo a estos minerales aparece hornblenda verde, plagioclasa cálcica y un tipo de piroxeno cuyos caracteres ópticos son muy similares a los de la onfacita. En el caso, muy probable, de que sean eclogitas retromórficas, su posición dentro de las peridotitas queda clara según la explicación que da HERNANDEZ PACHECO (1967) pero no en cambio en la zona baja del Complejo Alpujárride o en la más alta de la Unidad de Blanca, en caso de que pudiera verse claramente si pertenece a ella.

4.2.3.2 Mármol azul tableado (T_ΔΔΞA)

Son mármoles granoblásticos, dolomíticos o calizo dolomíticos, generalmente muy puros, cuya composición más frecuente es dolomita y escasas laminillas de talco de pequeño tamaño.

Con menor abundancia se pueden encontrar asociados:

Calcita-flogopita-tremolita-plagioclasa.

Calcita-tremolita-diópsido.

Calcita-olivino.

Calcita-tremolita-diópsido-olivino-clinohumita.

Dolomita-calcita-tremolita-diópsido.

Dolomita-calcita-tremolita-diópsido-periclasa.

Dolomita-(talco).

La orientación de cualquiera de los minerales componentes es muy rara, observándose ésta sólo en las muestras muy ricas en dolomita y en algunas de las rocas conteniendo tremolita. En cuanto al olivino y clinohumita, nunca forman cristales idiomorfos y son frecuentes los fenómenos de transformación en talco o minerales serpentínicos. La periclasa suele ser idiomorfa en

secciones cuadradas y octaédricas provistas de exfoliación y con alteración brucítica.

4.2.3.3 Neises y cuarcitas (T₄Δξ)

A simple vista se distinguen de las rocas alpujárrides en su coloración más clara, frecuentemente plateada, y en su extremada finura de grano. Se trata de rocas principalmente pelíticas con metamorfismo de alto grado. Movilizados leucocráticos pegmatoides con escasa sillimanita, y turmalina de color azul intenso en grandes cristales, se ha encontrado en la Unidad de Blanca situada al O. del macizo de Ojén.

Los neises de este apartado presentan aspecto migmatítico a la escala microscópica determinado por la alternancia muy regular de finas bandas granoblásticas de cuarzo-plagioclasa o feldespato potásico con otras de biotita medianamente orientada y de finos lechos no flexuosos de fibrolita. Asociada a las dos últimas puede existir cordierita, que llega a constituir bandas monominerales. Esta estructura bandeada a veces presenta un plegamiento suave. En las zonas con plagioclasas y ocasionalmente blindadas por ellas, muchas muestras contienen cristales pequeños, muy característicos, de corindón. En otras, en cambio, existe espinela, pero es mucho más rara su presencia. Entre los muchos caracteres microscópicos (principalmente el bandeado de finos lechos con estructura en mosaico) que diferencian estos niveles de las migmatitas alpujárrides, se pueden señalar la abundancia extraordinaria de turmalina que en vez de ser verde o pardo-verdosa, como en el complejo tectónico superior, presenta una coloración verde azulada muy intensa. La biotita no es roja, sino con pleocroísmo de pardo-verdoso muy oscuro a verde intenso y verde claro.

Estos neises con bandeado fino están más o menos intercalados con cuarcitas con hornblenda y plagioclasa. En alguna muestra se ha encontrado esta intercalación a la escala microscópica, viéndose una alternancia de niveles de rocas neísicas aluminosas con ese tipo de cuarcitas hornbléndicas. Tramos de composición básica, generalmente ricos en hornblenda pardo verdosa, plagioclasas y diópsido, son también abundantes en todo el tramo que se está describiendo.

Las asociaciones mineralógicas globales más frecuentes son:

Biotita-plagioclasa-feldespato potásico.

Cuarzo-biotita-andalucita-cordierita-sillimanita - plagioclasa - feldespato potásico.

Cuarzo-biotita-granate-cordierita-espinela-corindón-sillimanita-plagioclasa-feldespato potásico + cuarzo-biotita-hornblenda-plagioclasa (bandas alternantes en una misma muestra).

Biotita-hornblenda pardo verdosa-diópsido-plagioclasa, en rocas básicas y en rocas cuarcíticas:

Cuarzo-andalucita.

Cuarzo-andalucita-cordierita.

Cuarzo-andalucita-sillimanita.

Cuarzo-andalucita-feldespato potásico.

Cuarzo-sillimanita-feldespato potásico.

4.2.3.4 Mármol sacaroideo ($T_A \Delta D$)

La composición mineralógica suele ser muy monótona, casi exclusivamente a base de dolomita y excepcionalmente se asocia ésta con tremolita y diópsido. Las texturas son prácticamente siempre granoblásticas, con grano medio a grueso.

En muchas rocas se ha podido ver un fenómeno de formación de un material pulverulento dolomítico formado en las zonas de contacto entre los cristales grandes. Debido a esto, se debe su carácter sacaroideo, fácilmente disgregables en granos. Este fenómeno no puede considerarse como disgregación mecánica, ya que en ninguna lámina delgada se ha observado ningún efecto de deformación en los cristales de dolomita.

4.2.3.5 Neises $T_A \zeta$

Se trata de rocas generalmente básicas, casi siempre anfibólicas, con texturas granoblásticas, bandeadas o no, mientras otras veces son nematoblásticas, principalmente en las variedades muy ricas en anfíbol.

La plagioclasa es de composición básica y los anfíboles corresponden a hornblendas pardo-verdosas, que parecen transformarse en variedades ligeramente azuladas. En muchas láminas delgadas se observa también diópsido y pequeñas cantidades de feldespato potásico. Este último puede ser más abundante cuando la estructura de la roca es algo bandeada.

Entre las anfibolitas se intercalan niveles metapelíticos con textura ligeramente orientada, grano algo más grueso que en los neises y cuarcitas superiores, y en las que se encuentran las siguientes agrupaciones:

Cuarzo-biotita-andalucita-plagioclasa.

Cuarzo-biotita-sillimanita-plagioclasa.

Cuarzo-biotita-cordierita-sillimanita-plagioclasa.

Cuarzo-biotita-cordierita-sillimanita-espínela-plagioclasa.

Considerando todo el conjunto de la Unidad de Blanca, se puede decir que no se observan reliquias de metamorfismos anteriores de presión, como en el Complejo Alpujárride.

La zonación mineral no puede trazarse, en caso de existir, dada la pe-

queña extensión de los diferentes neises. La asociación frecuente de andalucita, cordierita, sillimanita y feldespatos potásico hace pensar en unas condiciones de baja presión, con una diferencia aproximada respecto a los neises granitoides alpujárrides del orden de los 2 kb.

4.2.3.6 Mármol masivo blanco

Textural y mineralógicamente, son bastante parecidos a los mármoles azules tableados. Las principales diferencias estriban en una menor abundancia de los tipos dolomíticos y en la presencia muy frecuente del olivino. Por lo demás, los tipos de asociaciones mineralógicas son muy similares a las de los mármoles azules tableados.

4.2.4 CONCLUSIONES SOBRE EL METAMORFISMO DE LA ZONA

En el Complejo Alpujárride los hechos evidentes son:

1.º La superposición de dos fases metamórficas bien definidas con evolución de la segunda hacia la zona del comienzo de la anatexia, por un lado a migmatitas granitoides y por otro a granulitas. En los dos casos el gradiente de presión sufre un aumento brusco próximo a la isograda del feldespatos potásico. Se supone que la presión mínima es en el primer caso superior a los 5 kb.

2.º La zonación mineral se adapta a la forma de los macizos. Este fenómeno queda menos claro en el de Ojén debido a la tectónica posterior.

3.º Las isogradas (hecho comprobado en las Hojas vecinas) están tanto más apretadas cuanto más próximos están los neises.

En la Unidad de Blanca ocurre que el metamorfismo indica condiciones de presión (no de temperatura) muy por debajo de las que se encuentran en los Alpujárrides y que el único contacto directo con las peridotitas pudiera ser tectónico.

Las relaciones entre las peridotitas y las zonaciones minerales del Complejo Alpujárride recuerdan por un lado la configuración del ejemplo citado en los Pirineos (FONTEILLES y GUITARD, 1968), para explicar el efecto del zócalo en el metamorfismo. La atribución de la segunda fase del metamorfismo, con migmatización a un efecto de zócalo, choca con que si la formación de espinela y cordierita en torno a las peridotitas se explica como un fenómeno debido a un descanso de presión, entonces no se puede explicar su presencia en zonas altas de la serie metamórfica (esquistos con andalucita en Marbella y esquistos con estaurrolita-distena en Alora), donde estas condiciones se han alcanzado. En Marbella, en un esquistos tomado en contacto directo con un pequeño afloramiento peridotítico se forma una aureola de espinela alrededor de la andalucita. En Alora, también en la parte

alta de la zonación mineral, la cordierita se forma a expensas de estauroлита y la espinela forma un agregado de pequeños cristales alrededor de la distena. Se interpretan estos fenómenos como exclusivamente térmicos, lo que induce a pensar en una tercera fase metamórfica de contacto.

DIDON, DURAND-DELGA y KORNPROBST (1973), en un interesante trabajo sobre analogías entre el norte de Africa y la región de Marbella, hablan de peridotitas con facies de alta presión y de alta temperatura para explicar la aparición de alta presión (granulitas) o alta temperatura (migmatitas granitoides) en las rocas encajantes. En contra de esta hipótesis, bastante razonable, surge la existencia de las rocas metamórficas antes mencionadas en las partes altas de la zonación mineral, que se puede explicar como un ascenso local de algunos macizos en estado relativamente caliente, pero en condiciones de baja presión.

Por otro lado, el esquema que dan estos autores para la distribución de las facies metamórficas en torno a los macizos de Ronda y Ojén se hace mucho más complejo al comprobar su distribución a escala regional. En las Hojas de Marbella, Estepona, Alora y Coín se encuentran tres bandas de facies de granulitas con distena, de dirección NE-SO., mientras que las facies de presión algo menor correspondientes a las migmatitas granitoides, toman una dirección E-O. o N-S. En el macizo de Mijas las facies que lo rodean son de alta temperatura (migmatitas granitoides). El de Ojén presenta estas facies en la parte E. y O., mientras que tanto al N. como al S. se encuentran las facies de granulitas con distena, pero con la particularidad de que el grado de retrometamorfismo de los granates a cordierita es mucho mayor que cuando esta facies sigue las alineaciones NE-SO.

En cuanto a la edad de las peridotitas, en Marbella metamorfizan las calizas de la Unidad de las Nieves, desarrollándose en ellas olivino y pasando gradualmente a rocas no metamórficas. Se les puede atribuir, por tanto, una edad posttriásica.

Sobre la edad de la migmatización, no se dispone de datos en esta zona. Unos fenómenos de anatexia similares en los que sólo se encuentran los términos más altos de las rocas migmatíticas se conocen en Sierra de Cabrera (Almería). La edad atribuida a los diques leucocráticos es Eocena (WESTRA, 1969).

5 METALOGENIA

5.1 NIQUEL, CROMO, MAGNETITA Y OTROS ASOCIADOS

Para los yacimientos de este tipo en la zona de Carratraca, ROSSO DE LUNA (1942) emite una hipótesis. Habla de un período ortomagmático de

intrusión con fases hidrotermales en los últimos estadios. Para algunos yacimientos del Macizo de Ojén mejor estudiados por su importancia (mina de La Gallega), el mismo autor (1953) asigna una génesis ortomagmática de última etapa, concomitante con la autohidratación y autoserpentinización del macizo.

FEBREL (1955) estudia el mismo yacimiento y lo clasifica como metasomático.

En los estudios realizados en el Programa Sectorial del Níquel para el Macizo de Ojén y sólo de la visión de campo, en el Area de La Gallega, se admiten los siguientes procesos:

- Fase de intrusión magmática durante la que se producen concentraciones de cromita paralelas al bandeado general del macizo.
- Serpentinización con removilización del níquel que contienen. Soluciones cargadas del mineral precipitan en antiguos filones cromíferos existentes en las áreas serpentinizadas. La niquelina cementa a la cromita, por lo que es posterior.
- Sustitución de niquelina por arsenopirita.

La terminación en profundidad de las metalizaciones sugiere que fuera de las áreas serpentinizadas no hay condiciones químicas adecuadas para la precipitación de la niquelina.

Todo este mecanismo está muy favorecido en los climas tropicales por la disgregación de las rocas ultrabásicas. En el caso de Málaga no parecen haberse formado lateritas, pero el proceso de concentración del níquel es semejante al de cuando se originan.

5.2 PLOMO Y COBRE

En la descripción de ORUETA (1917) habla de que durante todo el siglo XIX se han explotado en la Serranía de Ronda filones de plomo, plomo argentífero y cobre; pero nunca alcanzaron estas labores resultados económicos de importancia. Se encuentran en neises y mármoles dolomíticos. El plomo se presenta en forma de galena más o menos argentífera y en venas o filoncillos ramificados. El cobre en forma de calcosina y calcopirita, que se alteran en superficie pasando a carbonatos de color verde.

Los considera relacionados con procesos de alta presión y temperatura, pero nunca con procesos magmáticos directos de importancia.

5.3 GRAFITO

Abunda mucho en las peridotitas de la Serranía. NARANJO y GARZA, F. (1862) describen criaderos de este mineral en toda la Sierra, citando áreas como Las Chapas y Ojén.

Se presenta el mineral en bolsadas de tamaño variable en las peridotitas. Unas veces está en contacto con la serpentina y otras con las dunitas o las harzburgitas. Cuando aparece en el metamórfico es repartido en su masa o bien concentrado en alguno de los minerales componentes, caso de la andalucita.

En el trabajo de ORUETA (1917) se acude a la hipótesis de una concentración del mineral en cavidades o grietas ya existentes en la masa de peridotitas.

El grafito se presenta en forma de nódulos y de pequeños granos o granza.

5.4 PLATINO

ORUETA (1917), en su descripción, hace referencia a programas de investigación de este metal en la Serranía. Se encontraron grandes similitudes entre estas masas de peridotitas y las de los Urales. El platino, en éstos, aparece casi exclusivamente en las dunitas y aglomerándose principalmente en la espinela cromita.

El estudio a la batea en las áreas donde afloraban estas rocas en la Serranía, permitió reconocer indicios del metal.

5.5 ESTEATITA Y AMIANTO

Se encuentran en la masa peridotítica y relacionados con zonas de importante fracturación (bordes del macizo o en los límites de los bloques del graben de Ojén).

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

6.1.1 NIOQUEL Y MINERALES ASOCIADOS

El interés despertado por esta zona desde el punto de vista minero se ha debido principalmente a la ausencia de abundantes mineralizaciones de níquel. Son conocidas desde antiguo las explotaciones de este metal en la Reserva de Sierra de Ronda-Carratraca, que parecen remontarse a mediados del siglo XIX. Así, ALVAREZ DE LINERA (1851) habla de que las explotaciones de níquel más antiguas datan de 1840. También en la monografía de ORUETA (1917) se sitúan y describen todas las labores de exploración y explotación que se volvieron a realizar a principios de siglo.

Los programas de investigación se han venido sucediendo hasta la ac-

tualidad, algunos de los cuales pasaron a la fase de explotación. Los principales se desarrollaron en la década de los 40 y al final de los 60.

Los datos que a continuación se exponen han sido tomados del Programa Sectorial del Níquel, llevado a cabo por el IGME.

Las mineralizaciones de este metal únicamente se encuentran en los macizos ultrabásicos que aparecen en esta zona, principalmente en el de Ojén. En él se han distinguido las siguientes áreas de interés:

— *Area de la Gallega.* Está situada en el SO. del macizo de Ojén y dentro de ella están las labores de la mina que le dan el nombre. Contienen los filones que han producido más tonelaje de mineral de todos los macizos.

Está próxima a la roca de caja (neises alpujárrides) y las rocas ultrabásicas están transformadas en serpentina.

El área está acompañada de un cortejo filoniano ácido (diques de aptitas y pegmatitas) que para algunos autores, FEBREL (1955), es sincrónico y relacionado con la última fase de diferenciación magmática.

Se han encontrado níquel, cromo y cobalto, estando las concentraciones mayores del primero según alineaciones aproximadamente paralelas a las mineralizaciones de la mina, que es la del layering de la zona.

— *Area del Nebral.* Situada en la mitad E. del macizo de Ojén la componen peridotitas que ocupan el extremo más septentrional del área, estando el centro ocupado por serpentinas con magnetita. En el límite meridional hay serpentinas compactas.

Este área despertó gran interés por las mineralizaciones de asbesto asociadas a las serpentinas con magnetita.

Pueden señalarse en ellas dos tipos de yacimientos: de cromita níquelífera y las diseminaciones en las serpentinas.

El tipo de yacimiento corresponde a una diseminación en la que las zonas de bonanza corresponderían a las concentraciones de cromita níquelífera y en la que podrían extraerse como subproducto: magnetita, asbesto, cobalto y eventualmente cobre.

— *Area de Mina Baeza.* Localizada en la mitad O. del macizo de Ojén. Desde el punto de vista geológico está en el bloque hundido del graben de Ojén y los materiales que la componen son serpentinitas y rocas ácidas (aptitas y pegmatitas).

Las mineralizaciones se conocen desde aproximadamente la década de los 40 y se considera que son de cromita níquelífera. Su génesis se atribuye a procesos de movilización del níquel contenido en la masa de las peridotitas y que disuelto o arrastrado por soluciones epigénicas ha precipitado en aquellos puntos en que estaban las cromitas, probablemente diferenciadas en los procesos primarios de la diferenciación magmática.

Hay cromita como mineral principal, y como accesorios: linneita, millerita, pirrotina, magnetita y calcopirita.

— *Area de la Cañada del Lentisco*. Se sitúa en la mitad geométrica del macizo de Ojén, en el bloque hundido del graben que forman las peridotitas.

Los afloramientos son de serpentinita compacta acompañada de un cortejo de diques ácidos (aplitas-pegmatitas).

Dentro de la zona hay algunas explotaciones para cromita níquelífera realizadas durante la década de los 40. Se hicieron dos galerías, perpendiculares entre sí, situadas a distinto nivel y de las que se extrajeron algunas toneladas de mineral.

Hay cromita como mineral principal, y como accesorios: linneíta, magnetita y calcopirita.

— *Area del Cerro de los Linarejos*. Situada en el centro del macizo, un poco al E. del puerto del Horcajo. Geológicamente pertenece al bloque S., levantado del graben de Ojén y muy próxima a la zona de fractura que limita este bloque y el hundido.

Son serpentinitas compactas en las que se realizaron labores de explotación de cromita níquelífera y de vermiculita. Esta última en relación con diques ácidos.

Hay cromita como mineral principal, y como accesorios: limonita, hematites, magnetita y vallerita.

— *Area de Cerro Torrón*. Está localizada en el extremo SO. del macizo de Ojén.

En ella aparecen asomos carbonatados, sobre los que se han realizado algunas labores de explotación. La característica principal de ellos es la presencia de óxidos de hierro tipo montera de filón. Como roca de caja hay serpentinita, a veces con magnetita, dentro de la cual son muy abundantes los diques ácidos.

— *Area del Colmenar*. Está situada al E. del macizo de Ojén y en contacto tectónico con los materiales metamórficos alpujárrides.

Litológicamente pertenece al conjunto harzburgita-dunita de dicho macizo.

A casi todo lo largo del contacto, pero de forma interrumpida, hay minerales grafitosos.

Actualmente dentro de la zona hay una denuncia de explotación para esteatita sacando varios camiones diarios de material talcoso.

Aparte de estas labores no se ha reconocido dentro de este área ningún otro indicio importante.

— *Area de Montenegro*. Pertenece a la mitad O. del macizo ultrabásico y geológicamente está situada dentro del bloque hundido del graben. En su contexto aparecen las rocas encajantes, las serpentinitas compactas y las deleznable. Son frecuentes las xenolitas de la roca de caja.

Esta zona nunca despertó el interés de los mineros antiguos por no haberse encontrado en ella indicios de metalizaciones. El interés actual se basa en que teóricamente las serpentinitas deleznable pueden haber sufrido un proceso de lixiviación de los minerales de níquel y su concentración

por gravedad en las zonas en que exista una compactación de la serpentina. Falta realizar sondeos que pongan en evidencia la presencia de las hipotéticas concentraciones de níquel.

— *Area del Apófisis de Alhaurin*. Situada en el ángulo NE. del macizo de Ojén, toma el nombre de la disposición de las peridotitas a modo de ápex entre las sierras marmóreas de Mijas.

Litológicamente son serpentinitas deleznable y en algunos puntos serpentinita con magnetita.

En esta zona no han existido labores mineras conocidas y hasta ahora sólo existió una pequeña denuncia de asbesto que originó una explotación sin importancia. Es ahora cuando se señala, por primera vez, esta zona como de interés minero, pues cabe la posibilidad de unos hipotéticos enriquecimientos en níquel por el mismo mecanismo que para el área de Montenegro. Sería también necesaria una campaña de sondeos para su comprobación.

6.1.2 PLOMO

En el área de los Linarejos, situada en el borde S. del macizo de Ojén, junto al río del mismo nombre, hay asomos ferruginosos que están siempre dentro de los neises, muy próximos algunos al contacto con la roca ígnea. Presentan en su conjunto la dirección y buzamiento de los neises. Esto hace pensar que su génesis está en los procesos de sedimentación y el metamorfismo regional posterior.

Existía también una denuncia para mineral de plomo con el nombre de Mina de Los Linarejos, actualmente caducada.

En la vertiente norte de la sierra de Mijas existen también multitud de antiguas excavaciones en los mármoles, correspondientes a explotaciones de galena.

6.1.3 ROCAS INDUSTRIALES

Las rocas más explotadas en toda el área abarcada por la Hoja de Coin son los mármoles y calizas. La mayoría de las labores está lógicamente, dada su extensión, en la formación carbonatada de la Unidad de Blanca que en anticlinorio recorre la parte N. de la zona.

Muchas de ellas son antiguas y pequeñas explotaciones para fabricación de cal, en cuyas proximidades suelen encontrarse los hornos derruidos. Son pocas las que de este tipo se encuentran en activo.

Actualmente existen en la sierra de Mijas explotaciones muy importantes con carácter industrial, moviéndose varios miles de toneladas diarias.

El material extraído se utiliza en la construcción una vez triturado. Por ello todas las canteras se sitúan bien sobre zonas muy milonitizadas, bien

sobre el mármol sacaroideo. La principal cantera se sitúa sobre este mármol, en el núcleo de la sierra, al sur de Alhaurín de la Torre.

Dada la calidad del mármol también existen algunas canteras dedicadas a la extracción de bloques para su utilización ornamental, mereciendo destacarse por su importancia las situadas al N. de Mijas y la del cerro del Algarrobo.

También han sido objeto de aprovechamiento los afloramientos de calizas del Triás (alrededores de Fuengirola) y de la «caliza alabeada» (carretera Málaga-Cádiz en las proximidades de Punta Ladrones). En las zonas próximas a la costa están totalmente abandonadas probablemente por ser áreas ocupadas por las urbanizaciones actuales o futuras y por tanto reservadas al turismo.

Con fines ornamentales, cita ORUETA (1917), extracciones de mármol en la sierra de Mijas, próximas al pueblo de este nombre. En la actualidad existe una explotación, en activo, de falsa ágata (travertinos) en la carretera de Ojén a Monda, y otra, abandonada, en el travertino de Mijas.

Los mismos fines persiguen las labores efectuadas en las dunitas y serpentinas del macizo de Ojén, que aportan la materia prima con que fabricar recipientes y otros utensilios de adorno.

Merecen también citarse las labores actuales en las antiguas dunas de la franja costera. Concretamente en la zona de Elviria y a pesar de las construcciones para el turismo.

En las graveras de los lechos de algunas ramblas también se han reconocido algunas labores cuya finalidad es la construcción. Un ejemplo lo proporciona la rambla del río Ojén en las proximidades de la confluencia con el río Alaminos de las Pasadas.

6.2 HIDROGEOLOGIA

Los principales alumbramientos de agua que aparecen en la región se encuentran al pie de las sierras constituidas por el complejo marmóreo de la Unidad de Blanca. BLUMENTHAL (1949) ya destaca este hecho, haciendo constar que debido a la estructura anticlinal de estos relieves, los manantiales se sitúan en el contacto entre los mármoles y la zona neísica que los rodea.

Las interpreta como «fuentes de surgencia», siendo los distintos afloramientos independientes entre sí. La zona de alimentación la constituirían los extensos afloramientos de dolomías y calizas y la circulación sería fisural.

No existe en ellos morfología kárstica (lapiaz, dolinas, etc.) propiamente dicha, debido al grado de dolomitización y cristalinidad que presenta la serie.

El límite mármoles-neises es una banda compleja con indentaciones de facies y discontinuidades mecánicas. Estas, junto a las fallas y diaclasado,

constituyen para BLUMENTHAL la zona de ascensión que lleva a la superficie el agua infiltrada, que habría alcanzado una profundidad bastante mayor que la del contacto circundante. Su afloramiento se realizaría aproximadamente a lo largo de esta banda. Se trata, por consiguiente, de fuentes de resurgencia tectónico-faciales, en las que el recipiente es el flanco de un anticlinal. Debido a este origen son muy constantes en su caudal.

La alineación de manantiales constituye una zona elevada que se corresponde con la altura de la banda del contacto y que va descendiendo desde el borde sur de la sierra de Mijas hacia el E., donde se encuentran las grandes fuentes de Torremolinos. Origen análogo suponemos para los que se encuentran en la vertiente norte de la sierra y para los más occidentales (área de Coín). No obstante, estos últimos deben estar además relacionados con la gran fractura que limita los mármoles por el N.

Otro área de localización de manantiales, de menor importancia, corresponde al despegue del Maláguide, en cuyo frente se alinean los pozos. Este hecho es especialmente patente en la zona de Las Chapas, entre los esquistos alpujárrides y las filitas maláguides.

En las escombreras de las excavaciones puede apreciarse que el material extraído es una filita ampelítica (grafitosa) que tizna los dedos y de la que ya hablamos en su momento haciéndola corresponder con el nivel de despegue.

Por último, cabe citar la multitud de pozos distribuidos por toda la región en los lechos de las ramblas para aprovechamiento de las aguas subálveas. Estas llegan a aflorar cuando el cauce es rocoso.

7 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J. (1960).—«Sur la structure du Secondaire et du Nummulitique des environs de Málaga». *Bolletín de la Societe geologique de France*, Serie 7, tomo II, pp. 340-344.
- 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.; LOOMIS, T. and ROBERTSON, J. O. (1971).—«Gravity evidenci for intrusions from the matle in suthern Spain». *Gen. Asambly Inter. Union Geodescy in Geophysies Moscow*. Princenton Univ. Geol. Eng. s. 71 pl. XV.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; MAGNE, J.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E. et RIVIERE, M. (1972).—«La formation de Las Millanas, Série burdigalienne transgressive, sur les zones internes des cordilleres bétiques occidentales (région d'Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, Série D, tomo 275, pp. 169-172.

- CHAMON, C.; ESTEVEZ, C., y PILES, E. (1973, en prensa).—«Hoja Geológica 1:50.000 núm. 15-46 (Estepona)». *IGME*.
- (1973, en prensa).—«Hoja Geológica 1:50.000, núm. 15-45 (Marbella)». *IGME*.
- CHAMON, C., y QUINQUER, R. (1974, en prensa).—«Hoja Geológica 1:50.000, núm. 16-44 (Alora)». *IGME*.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. et KORNPBST, J. (1973).—«Homologies géologiques entre les deux rives du Déroit de Gibraltar». *Bulletin de la Société géologique de France*, 7.^a Série, tomo XV, pp. 77 a 190.
- EGELER, y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zona Bétique». *North-Holland Publishing Comp. Amsterdam*, pp. 1-90.
- FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1968).—«L'effet de socle dans le métamorphisme». *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* (1968) 91, pp. 185-206.
- HERNANDEZ PACHECO, A. (1967).—«Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén». *Estudios Geológicos*, vol. XXIII, núm. 1-2.
- IGME (1972-74).—«Fase previa para la Investigación de Níquel. Serranía de Ronda (Málaga)». *Programa Sectorial del Níquel*, Subsector Sur.
- KOCKEL, F. (1959).—«Conodontos del Paleozoico de Mádaga». *N. y C. del IGME*, núm. 53, pp. 149-163.
- KOCKEL, y STOPPEL, D. (1962).—«Hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga». *N. y C. del IGME*, tomo 68, pp. 133-169.
- LHENAFF, R. (1966).—«Existence d'un haut niveau marin (Pliocene terminal ou Quaternaire ancien) déformé a l'W. de Málaga (Espagne)». *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 395-396.
- LOOMIS, T. (1972).—«Diapiric emplacement of the Ronda High-temperature ultramafic intrusion, southern Spain». *Geological Society of America Bulletin*, V. 83, pp. 2475-2496.
- (1972).—«Contact Metamorphism of pelitic Rock by the Ronda Ultramafic Intrusion. Southern Spain». *Geological Society of America Bulletin*, V. 83, pp. 2449-2474.
- MAUTHE, F. (1971).—«La Geología de la Serranía de Ronda». *Boletín del IGME*, V. 27, núm. 1, p. 1.
- MICHELAU, P. (1942).—«Das Palaeozoikum der betischen Ketten NW von Málaga». *Tesis. Berlin*, pp. 1-126.
- MOLLAT, H. (1968).—«Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Betische Kordilleren, Sudspanien)». *Geologischen Jahrbuch*, t. 86, pp. 471-532.
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres South of Lubrin, SE. Spain». *Tesis Amsterdam*, 151 p.
- ORUETA, D. de (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda». *Mem. IGME*, núm. 28, pp. 1-577.
- PASTOR, V. (1973).—«Discordancia erosiva de Mina Peñoncillo en el Bético

de Málaga y Marbella». *Boletín Geológico y Minero*, tomo LXXXIV, quinto fascículo, pp. 10-11.

WESTRA, G. (1969).—«Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault-zone in the south-eastern Sierra Cabrera, SE Spain». *Tesis Amsterdam*, 166 p.

WINKLER, H. G. F. (1967).—«Die Genese der Metamorphen Gesteine». *Springer-Verlang, Berlin, Heidelber, New York*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA