



IGME

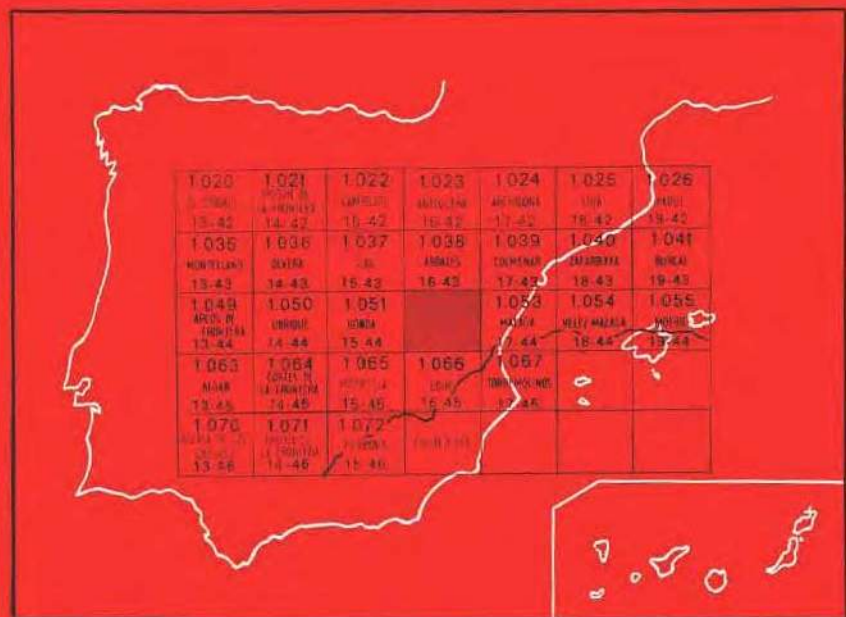
1052**16-44**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALORA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ALORA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido: En la Memoria, D. Carlos Chamón Cobos y D. Roberto Quinquer Agut (Geólogos de IBERGESA).

Se ha contado con la asesoría de D. Antonio Estévez (Dr. en Ciencias Geológicas).

El estudio petrológico de las rocas metamórficas ha sido realizado por D. Antonio Pérez Rojas (Geólogo de IBERGESA). El de las peridotitas ha sido suministrado por el IGME.

El estudio micropaleontológico lo ha llevado a cabo D. José María González Donoso (Dr. en Ciencias Geológicas).

Los estudios sedimentológicos los han realizado D. Cristino Dabrio y D. Angel López Garrido (Dres. en Ciencias Geológicas).

Los trabajos de campo en relación con las rocas ultrabásicas, a excepción de los contactos con las rocas de caja, han sido realizados por los señores V. Crespo, M. Aguilar y J. L. Reyes.

Supervisión del IGME: Pedro Ruiz Belg.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal M 30.313-1978

Imprenta IDEAL - Chile. 2^a Teléf 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

Geográficamente, la Hoja se enclava en la Hoya de Málaga, limitada por los montes de Málaga, la compleja Sierra de las Nieves, la Sierra de Mijas y el Valle de Abdalajís.

Geológicamente están representados todos los Complejos alóctonos de las Unidades Béticas en sentido restringido, así como extensos afloramientos paleógenos y mesozoicos. En el flanco occidental se encuentra, poco desarrollada, la Unidad de las Nieves.

Todo el trabajo (cartografía y redacción de Memoria) ha sido realizado y entregado durante el año 1974.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

El título de Estratigrafía para este capítulo no resulta absolutamente correcto, puesto que en él nos vemos obligados a describir materiales que ni por su metamorfismo son ya sedimentos ni están ordenados en sus secuencias estratigráficas. La peculiaridad tectónica de las Cordilleras Béticas obliga a que se describan conjuntos tectónicos. Entre ellos algunos presentan aún una estratigrafía reconocible en líneas generales, pero otros están tan transformados y deformados que sólo cabe una descripción petrográfica, abandonando todo intento de establecer un orden estratigráfico.

1.2 UNIDAD DE LAS NIEVES

La Unidad de las Nieves engloba un conjunto de Sierras muy escarpadas que se extienden en dirección SO.-NE., desde la cabecera del río Verde hasta las proximidades del pueblo de Ardales. Consta de tres macizos principales: el de Las Nieves o Sierra de Tolox, el de Casarabonela y la Sierra de Alcaparain.

Este conjunto de Sierras presenta una secuencia estratigráfica muy constante, en el que los restos fósiles, aunque deformados violentamente, permiten establecer una edad Triásica y Jurásica para sus materiales. El nombre de Rondaides los aplicó BLUMENTHAL a esta unidad, pero ha caído en desuso, quizá a causa de la desvirtuación posterior del término al aplicarse en aspectos algo distintos.

La serie se encuentra en la Hoja de Alora laminada al muro por un plano de cabalgamiento que sitúa al conjunto mesozoico sobre las areniscas y margas paleógenas. De muro visible hacia el techo se observan las siguientes formaciones: dolomías; calizas negras tableadas; calizas blanco-azules cristalinas, y la curiosa brecha de la Nava.

Descripción de tramos de muro a techo:

1.2.1 DOLOMIAS BASALES (T_3)

En contacto mecánico sobre el paleógeno. Dolomías masivas, en bancadas poco estratificadas, aunque localmente pueden presentar tableado.

El grano es fino y el color gris ceniza. Presentan casi siempre una brechificación cementada muy característica, que suele observarse solamente en superficie meteorizada.

Regionalmente aparecen también facies rojizas algo margosas en lentes jones poco potentes.

La laminación es considerable, habiendo quedado reducida la potencia a unos 60 m.

La edad es difícil de precisar en esta formación precisamente por su carácter masivo y dolomítico. Siguiendo a DURR (1967) le atribuimos una edad Noriense-Carniense.

1.2.2 CALIZAS NEGRAS TABLEADAS (J_{11} - J_{12})

Sobre las dolomías basales yace concordantemente una compleja formación de calizas negras tableadas. El tránsito vertical entre las dos formaciones se realiza rápidamente. Son calizas grises o francamente negras, de grano fino, con abundantes filoncillos de unos milímetros de espesor de calcita blanca removilizada, que se distribuye sobre la roca en redes anastomosadas en los planos de distensión.

Los estratos oscilan entre los 20 y 50 cm. de potencia, existiendo algunas veces intercalaciones margosas. Por meteorización se desarrollan suelos arcillosos rojos procedentes de la arcilla contenida en la roca.

En muchos niveles existen nódulos lenticulares de sílice y carbonato, que a la vez son efervescentes al ClH y rayan fácilmente al acero; seguramente deben ser pequeñas concreciones coloidales de calcedonia con impurezas de calcita. Su tamaño no excede de 3 ó 4 cm. de longitud.

La potencia de la formación, solamente en sus afloramientos de la Hoja de Alora, muestra ya importantes variaciones. En la parte Sur, apenas presentan 150 m., mientras que en el Monte Grajo pueden medirse unos 300 m. Esto muy probablemente indique que los límites entre formaciones no son límites cronológicos y que existen facies iguales en edades o pisos distintos. La solución de admitir variaciones de potencias en una formación parece poco probable en este caso, dada la cercanía entre puntos de potencias tan distintas.

La edad de las calizas negras tableadas es, según DURR (1967), Retiense en su parte inferior y Hettangiense-Sinemuriense en la parte alta. En la Hoja Geológica 1:50.000, 15-45, Marbella, se encontraron braquiópodos en esta formación. Pertenecían al nivel inferior de ella y fueron clasificados por el IGME como *Crurirhynchia Kiparsovae* od? pertenecientes al Noriense. Como se ve no existen grandes divergencias entre ambos criterios y de modo general hemos de admitir que las calizas tableadas se encuentran entre el Trías Superior y el Lías Inferior.

1.2.3 CALIZAS BLANCO-AZULES CRISTALINAS (J_{13} - J_{14})

Por encima de las calizas tableadas se encuentra concordantemente una formación de calizas blanco-azules, de grano fino, pero de aspecto muy cristalino, casi marmóreo. Aparecen en bancos de 1 a 5 m. de potencia, destacando como relieves de fuerte control estructural, contrariamente a la formación anterior.

La transición entre la facies tableada negra y la masiva blanco-azul es en ocasiones una compleja interdigitación, por lo que su contacto ha de considerarse como una abstracción, más que una superficie real en cada punto del mapa.

La potencia total no se puede medir, ya que esta serie aparece laminada por una importante falla que la pone en contacto con los neises alpujárrides. Podemos hablar de una potencia mínima de 100 m. En la Hoja de Marbella, la potencia mínima es de 150 m. por hallarse el techo de la formación erosionado.

Hasta la fecha las calizas blanco-azules se han revelado azoicas, por lo que su edad es atribuible en principio al Lías Medio-Superior.

En las cercanías de Casarabonela el tramo de calizas azules pasa en

muchos puntos a mármoles sacaroideos de grano grueso que se desarrollan al oeste del límite de la Hoja, cuyo origen hay que buscarlo en la probable presencia en profundidad de peridotita, de la que se conocen afloramientos cercanos.

1.2.4 BRECHA DE LA NAVA (C-T₁^{Ba})

Definida por DURR con ese nombre, se encuentra por encima de la serie anterior y discordante sobre ella una formación migmatítica, azoica, que pese a su carácter post-orogénico parece circunscribirse curiosamente sólo a la Unidad de las Nieves.

Regionalmente pueden separarse las siguientes facies (CHAMON, ESTEVEZ y PILES):

- a) Una masa principal dolomítica y cavernosa (carniolas).
- b) Brechas sedimentarias poligénicas, marginales a la masa principal. Los espectros litológicos dominantes coinciden en cada caso con la naturaleza de las áreas inmediatamente próximas (cantos de esquistos en las proximidades del Alpujárride; calcáreos en las proximidades del Lías, etc.).
- c) Mantos estalagmíticos muy posteriores a todo lo demás, probablemente cuaternarios, que los autores han englobado en la Brecha de la Nava.

En la Hoja de Alora aflora en el Cerro Grajo la formación de carniolas, sin estratificación alguna. Constituye un replano discordante sobre las calizas negras tableadas. En la Hoja de Marbella puede verse cómo el Complejo Alpujárride cabalga a la formación carniolar de la Brecha de la Nava. Así, podemos pensar que la edad de estas carniolas queda comprendida entre el Lías, que es la edad de las rocas infrayacentes, y el emplazamiento alpujárride, es decir, el Terciario Medio.

Sin embargo, hay que aclarar que esta edad deducida estructuralmente no ha de aplicarse a las brechas sedimentarias poligénicas, puesto que ellas, por contener cantos de esquistos alpujárrides, son claramente posteriores a ese Complejo y a las carniolas.

1.2.5 DISCUSION DE LA ESTRATIGRAFIA DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES

La Unidad de las Nieves tiene una posición «incertae sedis» dentro del apilamiento tectónico que se admite en las Cordilleras Béticas. Varios autores han dado sus opiniones sobre la posición tectónica de la Unidad. BLUMENTHAL (1933) la considera equivalente al Complejo Alpujárride.

DURR (1967) cree más bien que se trata de una unidad asimilable al Complejo Subbético. EGELER y SIMON (1969) plantean la posibilidad de que sean equivalentes a las llamadas Unidades Intermedias (Ballabona-Cucharon). CHAMON, ESTEVEZ y PILES (in litt.) creen que por correlación de facies, grado de metamorfismo y secuencia estratigráfica pertenece al Complejo Subbético.

En cualquier caso hemos de hacer resaltar la evidente correspondencia que existe entre la estratigrafía de la Unidad de las Nieves y la correspondiente a la Unidad de Blanca. Esta última tiene una posición infraalpujárride, análogamente a la Unidad de las Nieves, y la diferencia litológica más importante entre ambas estriba en el grado de metamorfismo. Nulo o casi nulo en la Unidad de las Nieves y muy elevado en la Unidad de Blanca, donde se alcanza la isograda de la sillimanita.

Las calizas blanco-azules podrían ser el equivalente no metamórfico de las bancadas de mármoles blancos de las Sierras de Mijas y Sierra Blanca. Las calizas tableadas negras pueden haber sido, bajo metamorfismo, transformadas en los mármoles azules tableados, en los que incluso se encuentran nódulos lenticulares silíceos y anfibólicos, que pudieran corresponder a las calcedonias carbonatadas citadas en la Unidad de las Nieves. Finalmente, las dolomías triásicas pudieron metamorfizarse para dar los mármoles dolomíticos deleznales del núcleo de la Sierra Blanca.

De esta comparación surge como hipótesis de trabajo la posible correspondencia de ambas unidades, aunque permanece en duda su posición tectónica. Desde luego ésta es infraalpujárride, pero puede ser alpujárride más bajo, unidades intermedias o incluso Nevado-Filábride. Siempre en esta hipótesis de trabajo, y en caso de su futura confirmación existirán criterios paleontológicos para la datación de la tan discutida Unidad de Blanca, cuya edad oscila según los autores desde el Precámbrico al Mesozoico.

Sin embargo, no hemos de olvidar las también muy claras correspondencias entre la Unidad de las Nieves y el Complejo Subbético conocido en la Zona al norte de Marbella.

Finalmente, para esta cuestión hay que tener también presente que las áreas madres de las distintas unidades y complejos han podido ser regiones próximas entre sí, con secuencias sedimentarias muy parecidas y que unidades de diferente posición tectónica tengan series semejantes.

1.3 UNIDAD DE BLANCA

La Unidad de Blanca (MOLLAT, 1968) aflora en la Hoja de Alora en la Sierra de Cártama y la Sierra Gorda.

Se distinguen tres tipos de series metamórficas distintas.

1.3.1 MARMOLES BLANCOS ($T_A-\Delta$)

Mármoles dolomíticos, en grandes bancadas masivas de 2 a 10 m. de potencia. El grano es grueso y en fractura fresca, la roca es fétida en muchos afloramientos.

Hacia la base el mármol se fractura hasta constituir una brecha marmórea monogénica, cuya interpretación tectónica es muy clara (ver Tectónica). Esporádicamente se observan fajeados azulados dentro del mármol, siempre paralelos a las superficies que definen los bancos.

1.3.2 ANFIBOLITAS SUPERIORES

Hacia el techo de los mármoles e intercaladas en ellos yacen unas anfibolitas esquistosas de color verde oscuro, con abundante biotita. La potencia oscila entre 2 y 10 m. Los afloramientos sólo son observables en el flanco Norte de la Sierra, allí donde se han hecho recientes excavaciones en el mármol (inmediaciones de Cártama por el Oeste, canteras de los canales del Guadalhorce por el Este).

Estas intercalaciones anfibólicas deben ser el equivalente metamórfico de sedimentos pelíticos calcícos, muy probablemente margas, o también de rocas subvolcánicas básicas.

Facies similares se conocen en otros afloramientos de la Unidad de Blanca (Sierra Blanca, Sierra de Mijas), pero no parecen corresponder a un horizonte estratigráfico único. Son más bien intercalaciones locales en la sedimentación carbonatada (mármoles) en distintos momentos.

1.3.3 CUARZOANFIBOLITAS Y NEISES ANFIBOLICOS (T_A)

Topográficamente por debajo de los mármoles de Cártama aflora una serie monótona de colores oscuros y verdosos en las que se distinguen cuarcitas feldespáticas y anfibólicas y neises variados. Todos ellos presentan grano fino. El conjunto es muy semejante a los afloramientos del núcleo de la Sierra Blanca, al norte de Marbella.

En un corte desde Cártama hacia el Sur, el techo de la serie es fundamentalmente cuarcítico y concordante con los mármoles. Más hacia el núcleo se desarrollan facies menos cuarcíticas, pero sin perderse nunca este carácter.

Macroscópicamente, todo el conjunto se encuentra tableado en paquetes de 5 a 20 cm. y altamente descompuesto por la meteorización.

La potencia mínima estimable es de 150 m., pero el muro no es accesible.

En la Sierra Blanca formaciones de este tipo aparecen no sólo a muro, sino también intercaladas en los niveles marmóreos, si bien con potencias mucho más reducidas. No obstante, en la Sierra de Cártama la diferencia de este tramo con el de las anfibolitas superiores es claramente reconocible, al menos en el campo.

1.4 COMPLEJO ALPUJARRIDE

En las Cordilleras Béticas, desde Murcia hasta Málaga, bajo el complejo Maláguide, yacen unos materiales con grado variable de metamorfismo que constituyen el complejo alóctono denominado Alpujárride. Esta denominación se efectuó primeramente en Las Alpujarras (VAN BEMMELEN, 1927; WESTERVELD, 1929).

En la Hoja de Alora el Alpujárride es bien diferente al definido en el Este (Alpujarras). Consta de una serie con metamorfismo creciente hacia abajo hasta alcanzar los neises de alto grado.

1.4.1 ESQUISTOS Y CUARCITAS ($\xi\gamma$)

Constituyen el tramo terminal de la serie Alpujárride y pueden observarse preferentemente en las zonas del SO. (Río Seco). Normalmente son rocas escamosas en detalle, que muestran una esquistosidad menos neta que en las filitas. Su alto contenido en biotita les confiere brillo en superficie no alterada. Frecuentemente aparecen bandas de mayor contenido en cuarzo detrítico, muy fino. Pueden observarse de visu granates muy pequeños en las partes inferiores del tramo. Algunos niveles son esquistosos cuarcíticos, carácter que se revela principalmente en el estudio microscópico. Hacia el techo el metamorfismo se atenúa hasta producir rocas esquistofilitosas, análogas absolutamente a las filitas de más metamorfismo de la serie Maláguide basal. La transición entre ambas formaciones (base del Maláguide, techo del Alpujárride) se efectúa a veces gradualmente, tanto en metamorfismo como en estructura.

Son características de este tramo la intercalación de lentillas centimétricas de cuarzo lechoso concordantes con la esquistosidad. También son frecuentes los pequeños filones de cuarzo blanco con grietas rellenas de andalucita.

En definitiva, el techo Alpujárride se presenta como un conjunto esquistoso de micaesquistos y cuarzoesquistos, con metamorfismo descendente hacia arriba hasta enlazar (en cuanto a facies) con los tramos inferiores del Maláguide. La potencia del tramo no es inferior a 100 m.

1.4.2 ESQUISTOS ANDALUCITICOS ($\xi\gamma b$)

Afloran extensamente en el anticlinorio de Santi Petri y representan un variante de la facies anterior.

Son esquistos con abundantes recrecimientos de andalucita negra en los planos de esquistosidad. Otro mineral común, pero mucho menos abundante que la andalucita, es el granate, que se encuentra como pequeños cristales milimétricos subidiomorfos. La roca tiene un tono general negro o gris oscuro y se observan delgados lechos cuarcíticos en algunos niveles, de tonos algo más claros.

1.4.3 NEIS BANDEADO (ξ sill)

Rocas de estructura néisica bandeada con feldespato, cuarzo y biotita. El desarrollo del bandeado claro (cuarzo-feldespático) aumenta hacia la parte inferior del conjunto (bandas de 5-6 cm. de potencia). Con menos frecuencia se observan granates.

Algunos niveles oscuros se revelan como neises con diópsido. Existen en la serie vetas de cuarzo cortantes al bandeado, debidas a procesos posteriores.

El tránsito del neis con granates a este bandeado es gradual y en las zonas cercanas a la peridotita se mantiene la presencia de granates de pequeño tamaño cuando ya las bandas claras de feldespato son muy uniformes. El de esquistos andalucíticos a neis es bastante rápido y en ocasiones mecánico (Santi Petri).

1.4.4 NEIS BANDEADO CON GRANATES (FACIES DE BORDE) (ξG)

Se localiza esta facies en zonas contiguas a los contactos con intrusiones ultrabásicas (peridotitas). En los contactos fallados posteriormente a la intrusión, los neises bandeados con granates no son observables a causa de la laminación tectónica.

Son neises bastos, con bandas cuarzo-feldespáticas que se difuminan lateralmente. Los cristales subidiomorfos de granate son muy abundantes, alcanzando diámetros de hasta 1 cm. Presentan cierta deformación elipsoidal y fracturación.

El bandeado rodea unas veces a los granates, chocando otras contra ellos.

1.4.5 NEIS GRANITOIDE (FACIES DE BORDE) (ξR)

Los neises bandeados pasan insensiblemente a neises de tipo granitoide, sin orientación preferente.

Regionalmente los neises granitoides, al igual que los neises bandeados con granate, representan facies de borde de los macizos peridotíticos.

Su estructura es masiva, con restos difusos de foliación; los enclaves metamórficos no orientados dentro de la masa indican que la plasticidad del material ha sido muy grande. La textura es inequigranular, a menudo porfídica, con fenocristales de feldespato, maclados e idiomorfos.

1.4.6 NEISES BLANCOS INTRUSIVOS

Rocas leucocráticas porfídicas, de aspecto granitoide, pero muy diferente a la facies anterior.

Regionalmente los neises blancos se encuentran siempre en las zonas anticlinalorias del Complejo Alpujárride (CHAMON, ESTEVEZ y PILES, in litt.), como intrusiones cortantes en las zonas de charnela. El carácter lineal subparalelo a las charnelas de los afloramientos parece estar en relación con la fase de plegamiento de estas estructuras.

Dentro de un afloramiento característico de estas rocas se distingue una zona externa, de estructura masiva, de otra interna con bandeo of-talmítico y abundantes repliegues.

Dentro de un afloramiento característico de estas rocas se distingue una zona externa, de estructura masiva, de otra interna con bandeo of-talmítico y abundantes repliegues.

1.4.7 MARMOLES DOLOMITICOS (Δ)

Intercalados en la serie de neises bandeados se encuentran esporádicamente, tanto en la región (CHAMON, ESTEVEZ y PILES, in litt.) como en la Hoja de Alora, niveles de mármoles dolomíticos.

Estos mármoles, de grano grueso, presentan fajeados azules y micropliegues.

1.4.8 INTERPRETACION DE LAS FACIES ALPUJARRIDES

Comenzamos con un comentario sobre los sedimentos originales que constituyeron el actual complejo Alpujárride. Hay que pensar en una monótona serie pelítica con alternancias samíticas. La evolución metamórfica ha transformado la serie en esquistos y neises de tipos variados. Los escasos niveles con diópsido han de interpretarse como episodios detríticos carbonatados, de carácter esporádico en la sedimentación. En zonas aisladas (Casarabonela, en esta Hoja; cerca de Benalmádena, en la Hoja de Coin; en el valle del río Guadaiza, en la Hoja de Marbella, etc.), se depositaron rocas carbonatadas, probablemente dolomías, que en la evolución metamórfica pasaron a mármoles.

Si nos referimos a continuación exclusivamente a los datos de campo hemos de enumerar los siguientes hechos:

- Las facies alpujárrides se disponen a manera de aureolas que rodean a los macizos peridotíticos.
- El metamorfismo aumenta en dirección a las rocas ultrabásicas.
- Los cambios radiales de metamorfismo se desarrollan muy bruscamente (o en muy poco espacio), teniendo las aureolas muy poca anchura.

Todo sucede como si (según los datos de campo) el metamorfismo observable estuviese directamente ligado a la intrusión de las peridotitas. Estos cuerpos ultrabásicos representan una formidable aportación localiza-

da de energía calorífica, suficiente para metamorfizar intensamente la serie (hasta la migmatización «de contacto»). Baste recordar a este respecto que la temperatura de fusión del olivino es superior a los 1.500° a presión ordinaria y aumenta más con el incremento de la presión. Los granitos y rocas ácidas no superan nunca los 700° de temperatura. Coincidiendo con estos datos, LOOMIS (1972) señala, con argumentos petrogenéticos, una temperatura de 1.000 a 1.200° para las intrusiones de la serranía de Ronda. Estas temperaturas son características del Manto Superior.

Así pues, el metamorfismo de las aureolas interiores puede resultar excesivo para intrusiones ácidas (las más frecuentes), pero es adecuado para una intrusión caliente ultrabásica.

Las aureolas exteriores presentan facies de esquistos andalucíticos mosqueados (afloramiento de Santi Petri), en consonancia con un flujo térmico amortiguado, pero aún eficaz.

No obstante, es necesario admitir que el flujo térmico de las peridotitas actuó sobre rocas ya metamorfizadas regionalmente y que ambos ciclos o procesos metamórficos se interfieren entre sí. Quizá por este camino haya que explicar las frecuentes anomalías y contradicciones que petrográficamente se evidencian en la región.

1.4.9 EDADES

No se conocen con exactitud las edades de las series alpujárrides. El metamorfismo que han sufrido elimina toda posibilidad de que se hayan conservado restos fósiles útiles para la datación paleontológica. Hay por tanto que recurrir a criterios estructurales, siempre ambiguos:

- En primer lugar hay que descartar, al menos parcialmente, la idea de que por su intenso metamorfismo los afloramientos de la Hoja de Alora pertenezcan a niveles muy bajos de la secuencia estratigráfica. Hemos visto ya que la intensidad metamórfica afecta a menudo lateralmente a las series (metamorfismo de contacto) más que hacia abajo (metamorfismo regional).
- En segundo lugar, las correlaciones con los alpujárrides datados paleontológicamente (Casares hacia el Oeste, Las Alpujarras hacia el Este), no pueden ser de mucho valor, tanto por pertenecer a isleos separados del correspondiente a nuestra Hoja como por la presencia de su metamorfismo más intenso.
- No obstante, parece poderse afirmar que la ausencia de niveles carbonatados potentes, datados como triásicos en otras regiones, indica que nos encontramos ante materiales pretriásicos. Muy probablemente las series alpujárrides abarcan un período paleozoico o incluso más antiguo. A este respecto hay que volver a resaltar la, al menos

aparente, continuidad estratigráfica y estructural que presentan Alpujárride y Maláguide en algunos puntos. Puesto que el Maláguide está datado como Silúrico Superior en su tramo medio (calizas alabeadas), el Alpujárride de nuestra región habría que situarlo aproximadamente en un Paleozoico Inferior o, incluso, un Precámbrico muy alto, siempre en la hipótesis de la continuidad estratigráfica de ambos complejos.

1.5 COMPLEJO MALAGUIDE

La parte interna o «Bética en sentido estricto» de las Cordilleras Béticas, se admite generalmente constituida por el apilamiento tectónico de tres grandes complejos alóctonos. De ellos el complejo Maláguide es el de posición superior. El término «Complejo Maláguide» no equivale exactamente al término «Bético de Málaga» de BLUMENTHAL (1949), sobre todo en lo que se refiere a sus tramos infrapaleozoicos que hoy no se aceptan como Maláguide.

La edad de los materiales maláguides, que afloran en la Hoja de Alora, está determinada solamente en parte y en general se atribuyen edades aproximadas por interpolación entre los tramos datados paleontológicamente.

Hacia el techo, el Complejo Maláguide aparece aquí dismantelado en sus niveles mesozoicos. Hacia el muro, las relaciones con los complejos infrayacentes se expresan unas veces por una superficie tectónica y otras motivo de serias dudas. En su momento haremos una exposición y crítica de las relaciones Maláguide-Alpujárride.

DESCRIPCION DE TRAMOS

1.5.1 FILITAS BASALES (PC-S⁴f)

En la Hoja afloran las filitas basales en varios puntos: ladera Sur de la Sierra de Gibargalla, Cerro Atalaya e inmediaciones, Arroyo Santo y Arroyos de Bernabestes y Pajarete.

Son rocas filitosas, de aspecto brillante en transición entre filitas y esquistos. Los colores suelen ser oscuros, y abundan los niveles finamente cuarcíticos con plagioclasas detríticas.

En nuestra Hoja, las relaciones con el complejo inferior (Alpujárride) son siempre tectónicas, pero en otras zonas existe un verdadero paso gradual, tanto en el metamorfismo como en la estructura de estas formaciones filitosas con otras de esquistos con «características alpujárrides» (BLUMENTHAL, 1949; CHAMON y ESTEVEZ, in litt.). La potencia visible en la Hoja se estima en unos 200 m., pero sólo es observable la parte alta de la formación.

1.5.2 CONGLOMERADOS DE CUARZO (cg)

Sobre las filitas basales existe un horizonte de conglomerado de cuarzo de gran importancia como nivel guía para conocer la estructura de los tramos filitosos. Su carácter lentejonar indica que probablemente no represente un momento dado en la sedimentación en todos sus afloramientos. Pero en conjunto detecta un episodio definido de depósito.

Es un conglomerado blanco, de cantos de cuarzo, cuarcita y lidita en menor proporción; se encuentra fuertemente compactado por una matriz silíceas, arenosa y con algunas filitas. Los cantos están generalmente aplastados, quedando paralelos a la estratificación y a la esquistosidad principal, ambas paralelas. El tamaño de cantos es de uno a cinco centímetros de eje mayor, de modo general.

La potencia del conglomerado oscila de cero a quince m.

Aparte de su valor como guía estructural, el conglomerado de cuarzo por su gran madurez mineralógica indica una antigua fase gliptogenética importante, con intenso trabajamiento de un material, el cual quedó reducido a sus elementos resistentes. En estas condiciones fue depositado en la cuenca. Cabe interpretarlo como el registro de una fase epirogénica, morfogenética o bien de pliegues muy suaves, muy antigua, quizá caledónica o incluso más antigua. La falta de datación de estos tramos no permite ninguna precisión.

1.5.3 FILITAS SUPERIORES (PC-S^{af})

Este tramo, que regionalmente está muy bien desarrollado, en nuestra Hoja apenas si tiene expresión. El único afloramiento de cierto tamaño es el situado al este de Pizarra (Arroyos de Bernabestes y Pajarete), así como el Santi Petri; si bien, este último parece ligeramente cabalgado por las calizas alabeadas. Así, su posición estratigráfica es algo dudosa.

Son filitas de tonos azulados, descritas por MACPHERSON (1874) como «Filitas de color humo», con esquistosidad muy buena.

Se observan algunos niveles finamente arenosos, especialmente al microscopio.

Hacia las zonas occidentales de Marbella y Estepona este tramo tiene un buen desarrollo (CHAMON y ESTEVEZ in litt.; CHAMON, ESTEVEZ y PILES, in litt.). En la región de Alora se acuña de modo que usualmente sobre el conglomerado de cuarzo yace un banco de caliza azul (calizas alabeadas).

La potencia observada varía, pues, entre cero y cincuenta m.

En el Arroyo de Lagares, al SE. de Alora, esta serie presenta gruesos paquetes de una grauvaca esquistosa azul oscura, con muy abundantes y finos clastos de cuarzo, muy compacta y algo micácea. Los clastos

están aplastados y orientados. Las vetillas de cuarzo son abundantes y paralelas a la esquistosidad, estos paquetes de grauvacas de seis a ocho metros de potencia, alternan con otros de filitas muy tableados brillantes y de color azulado oscuro, que en algún punto son algo detríticas. Hacia la base abundan los esquistos, con 80 ó 100 m. de espesor, hasta el conglomerado basal, que aflora a unos doscientos metros hacia el noroeste, en el Arroyo de Monteruelo.

1.5.4 CALIZAS ALABEADAS Y CALCOFILITAS (c; S-D)

Los tramos de «Calizas alabeadas» (ORUETA, 1971) son una facies algo particular de una formación calcoarcillosa, que en líneas generales recibe el mismo nombre.

Así, normalmente el término engloba una serie de facies diferentes que aparecen relacionadas entre sí íntimamente. Podemos distinguir las siguientes facies:

- Calizas masivas azules, de carácter marcadamente recifal (BLUMENTHAL, 1949).
- «Calizas alabeadas» en sentido restringido. Son calizas azules, grises o negras, tableadas y alabeadas según pliegues de amplio radio y altura de cresta corta, que tienen interestratificados niveles centimétricos de filitas y calcofilitas grises. Las calizas se encuentran a menudo atravesadas por una red de filoncillos de potencia milimétrica y trazado irregular. Estos filoncillos son de calcita muy blanca. Frecuentemente las calizas incluyen cristales idiomorfos de pirita y calcopirita, que juntamente con el color negro evocan una sedimentación en medio reductor.

Como variante se encuentran algunas veces (Castillo de Alora) unas calizas rojas muy poco desarrolladas.

- Calcofilitas o filitas efervescentes con CIH, que deben corresponder a antiguas margas. Tonos oscuros, generalmente.
- Filitas no calcáreas. Son análogas a las descritas en el apartado anterior como Filitas Superiores. En muestra de mano es imposible distinguir unas filitas de otras, pero por su posición, dentro de las calizas, es posible diferenciarlas de las del tramo anterior.
- Filitas azul oscuro con nivelillos cuarcíticos. Es un tramo muy característico, especialmente al techo de toda la formación. Son filitas muy fácilmente deleznales, muy grafitosas y por tanto oscuras, con abundantes nódulos de cuarzo blanco, pirita y calcopirita idiomorfos. No presenta cantidades apreciables de carbonatos.
- Grauvacas verdosas, intercaladas con las filitas y calizas esporádicamente en la serie (Arroyo de Matagallo, al sur de Almogía.)

Todas las facies señaladas se encuentran en la Hoja de Alora, a excepción de la primera. En cuanto a ésta, BLUMENTHAL (1949) la cita en zonas más al Norte de la nuestra. Quizá su equivalente en la región de Alora pueda ser una bancada masiva de caliza oscura, de unos 5 m. de potencia, que aflora muy frecuentemente sobre el conglomerado de cuarzo, e inmediatamente encima de él. Pero no se han observado particulares rasgos de arrecife.

La disposición de las facies no sigue un orden estratigráfico en toda la Hoja, siendo su distribución en cada afloramiento incontrolada e incompleta. En la cartografía se han resumido las seis formaciones en dos más amplias: calizas predominantes y filitas predominantes, ante la imposibilidad de tiempo, de escala y de afloramiento que suponía una cartografía de cada facies por separado.

Las variaciones de potencia de unos afloramientos a otros sugieren que quizá entren en juego causas tectónicas. De hecho la disposición en mantos se observa a escalas menores, repetidas por multitud de escamas. De este modo muy probablemente las potencias medibles incluyen repeticiones de serie.

La edad es también otro tema problemático. Los estudios sobre conodontos (KOCKEL, 1959-1962) en los niveles carbonatados indican una edad Wenlock-Ludlow o incluso Gedinense. Ahora bien, en una serie tan potente y tan compleja, esta edad puede no ser representativa de todo el conjunto. Y, por otra parte, los fósiles no aparecen en horizontes típicos fácilmente seguibles. Por tanto, la edad Silúrico Superior-Devónico Inferior se acepta globalmente para la serie en tanto que no aparezcan dataciones nuevas más exhaustivas y sistemáticas.

1.5.5 GRAUVACAS, CONGLOMERADOS POLIGENICOS Y CALIZAS DE ALMOGIA (D-P; D-Pcg; D-Pc)

Un nuevo y complejo tramo yace concordantemente sobre el anterior.

Comenzamos por definir los tipos de facies que se engloban en esta unidad.

- Filitas en tránsito a pizarras, continuación en la serie de los episodios pelíticos de los tramos anteriores, pero con un metamorfismo decreciente hacia arriba.
- Grauvacas, generalmente groseras, poco o nada esquistosadas de tonos verdosos. Aparecen generalmente en forma masiva, sin estratificación visible más que por intercalaciones pelíticas. En estos casos, las capas de grauvaca tienen una disposición lentejonar, cuya superficie ondulada al muro es de origen erosivo.
- Conglomerados poligénicos que engloban cantos de cuarzo, grauvacas, liditas o radiolaritas, filitas, rocas aplíticas, pegmatitas, neises

y esquistos cuarcíticos. Los espectros dominantes corresponden a las grauvacas, al cuarzo y a las filitas, aunque las proporciones varían de un afloramiento a otro.

Los cantos aparecen bien rodados, a excepción de los de grauvacas. El tamaño de clasto oscila entre milímetros (microconglomerados en tránsito a grauvacas) y **unos 10 cm. de eje mayor**, pudiendo ser unos 4 cm. la media de estos valores.

La matriz es medianamente coherente, al menos en los afloramientos meteorizados. Su carácter inmaduro la incluye entre las grauvacas, con clastos mucho menos redondeados que los grandes cantos (efecto de inercia durante el transporte).

- Niveles silíceos faníticos, citados en la bibliografía como radiolaritas (MON, 1971). Suelen aparecer al techo de la formación, al menos en la Hoja de Alora, aunque no se excluye la posibilidad de que existan varios niveles semejantes.

Se encuentran en capas centimétricas muy regulares y extensas, dentro de facies pizarrosas. Los colores varían desde el verde botella hasta un verde manzana.

- Pizarras arcillosas, de aspecto claramente sedimentario. En algunos puntos tiene tonos blanquecinos y grandes manchas rojas; se encuentran culminando la serie.

En las inmediaciones de Almogía y en el Arroyo de Cupiana se encuentra una serie caliza intercalada en el tramo de las grauvacas. Se presentan como calizas de grano fino de tonos pardos en superficie y gris oscuro en fractura fresca. Contienen venillas de calcita blanca. Su aspecto general es bastante parecido al de las calizas alabeadas y aparecen alternantes en capas decimétricas con pizarras y grauvacas. En las superficies de estrato son visibles huellas de bioturbación, inexistentes en las calizas alabeadas.

El corte desde el Arroyo de Cupiana hasta Almogía presenta los siguientes tramos, de techo a muro:

- Areniscas y margas rosas del Permotrias.
- Pizarras verde oliva, no metamórficas, en capas centimétricas a métricas 30 m.
- Tránsito hacia abajo a capas de calizas y pizarras calcáreas. Las calizas tienen venillas de calcita 40 m.
- Tránsito hacia abajo a grauvacas y pizarras.

1.5.6 DISPOSICION ESPACIAL DE FACIES

Los autores anteriores que estudian el Maláguide del oeste de Málaga, coinciden todos en separar un tramo inferior de grauvacas, de edad Devó-

nico-Carbonífero Inferior (BLUMENTHAL, 1949; MOLLAT, 1968; BUTNFUSS, 1967; CHAMON, ESTEVEZ y PILES, in litt.), de otro tramo superior, de conglomerados poligénicos, cuya edad se asimila al Carbonífero Superior.

Nosotros, en la Hoja de Alora, hemos llegado a la conclusión de que ambas formaciones, bien ordenadas hacia el Oeste (Marbella), se entremezclan aquí para constituir un depósito único. No cabe hablar de dos formaciones superpuestas, sino de una sola con innumerables episodios conglomeráticos dentro de una sedimentación detrítica más fina. En líneas generales el contenido conglomerático aumenta hacia el techo, pero sin poderse separar dos unidades distintas.

En la carretera de la Estación de Cártama a Málaga, en el kilómetro 13, puede observarse junto a unas casas el siguiente corte de detalle:

- 1,5 m. de una alternancia de filitas y capas de grauvacas, con potencias de éstas oscilantes de 2 a 15 cm. Las capas de grauvaca tienen espesor variable con amplitud de onda de 1,5 a 2 m., indicando la variación y heterogeneidad del depósito.

Hacia el muro las filitas son muy oscuras. Casi ampelitas, muy parecidas a las de un tramo de las calizas alabeadas.

El conjunto se ve afectado por pequeñas fallas de bajo ángulo, que hacia arriba se orientan subparalelamente a la estratificación (subhorizontal en este punto).

- Encima de este conjunto descrito yacen unos 10 m. de conglomerado poligénico, con cantos de cuarzo, grauvaca, lidita, aplita, neises y esquistos. El contacto al muro es irregular y erosivo, expresando un aporte brusco del conglomerado, con erosión del estrato inferior.

Existen intercalaciones frecuentes de grauvacas verdosas. Casi todos los cantos están redondeados, a excepción de los de grauvacas. Estas aparecen en bloques angulosos de hasta 20 cm. (frente a los 5 de media de las otras litologías). Esto se interpreta como bloques arrancados, dentro de la propia cuenca de sedimentación, por la violencia del aporte.

Dentro de este conjunto se ven escasas estructuras sedimentarias polares (alguna granoselección). Sin embargo, hay infinidad de superficies erosivas interiores con microrrelieves bastante acentuados. En un surco erosivo de estos planos, la relación de anchura a profundidad suele ser de 3 a 1.

En el Arroyo de Zafra, a 200 m. de su confluencia con el Arroyo de Cupiana (4 km. al SO. de Almogía), se ha observado el siguiente corte de detalle:

- Un conjunto de indentación de grauvacas y conglomerados poligénicos, dando un aspecto masivo. La alternancia tiene bancos métricos. Pero en detalle no hay contactos netos sino pasos graduales. No obstante, el muro de cada lengua de conglomerado es mucho más

neto que el techo y se define una granoselección dentro de ella. Los cantos aparecen suavemente orientados con la estratificación. Este hecho es poco frecuente y puede expresar un aporte no demasiado brusco y violento. Apoya este hecho la falta de verdaderos planos erosivos al muro de los conglomerados.

1.5.7 CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y MARGAS ROJAS (P-T₀)

Sobre la formación anterior destaca otra, esta vez de marcada continentalidad, que reposa discordante sobre las series marinas. El contacto al muro es muy difícilmente observable, aunque en la región es discordante.

Podemos separar cuatro tipos fundamentales de facies:

- Arcillas y margas rojas, paleontológicamente estériles.
- Areniscas de cuarzo, casi siempre de grano fino, con moscovita detritica. Su color varía del rojo rodeno a blanco-crema, según el contenido de óxidos de hierro. En muchas ocasiones puede verse cómo en una arenisca roja quedan zonas globulares sin teñir. En estos casos no se observa transición textural alguna y da la impresión de que el teñido por óxidos se debe más bien a un proceso de diagénesis que de depósito.

Varias areniscas de este tramo, pero procedentes de Marbella, han resultado ser litarenitas y sublitarenitas según FOLK; subgrauvacas y protocuarcitas según PETTIJOHN (CHAMON, ESTEVEZ y PILES, in litt.).

- Conglomerados finos y gruesos, exclusivamente silíceos. Los cantos son de cuarzo blanco, cuarcita y lidita, muy bien rodados. El tamaño medio es de 2 a 4 cm., pero pueden llegar a 10 ó 15 cm. Estos cantos quedan empastados en una matriz areniscosa (facies anterior citada). Son claramente reconocibles los cauces o canales antiguos y la estratificación cruzada en la matriz.
- Yesos y arcillas, de tonos generalmente blancos.

De manera general la facies predominante es la areniscosa, pero la ordenación espacial de las tres descritas no es constante.

El contacto discordante de esta formación es deducible muy difícilmente en detalle. A ello contribuyen los contactos a menudo fallados o mecanizados, los coluviones de arcillas rojas, que enmascaran al muro de la formación, y el reposar el conjunto sobre la serie grauváquica (en nuestra Hoja), cuya estratificación es muchas veces poco visible.

La edad de las facies rojas se admite como permo-triásica, correspondiendo a la fase epirogénica y morfogenética de los movimientos hercínicos. Se conocen algunos restos fósiles de vegetales muy poco indicativos en cuanto a edad, pero más importantes como evocadores de ambiente continental.

1.5.8 CALIZAS DOLOMITICAS Y DOLOMIAS (T_d)

La formación culminante del Maláguide en la Hoja de Alora está formada por dolomías y calizas dolomíticas, de aspecto masivo, que yacen bien sobre el tramo rojo permotriásico, bien sobre las grauvacas directamente. Se trata, pues, de un episodio marino transgresivo sobre las áreas continentales. Afloran en el flanco oriental del anticlinorio de Santi Petri.

En los pequeños afloramientos del km. 14 de la carretera de la Estación de Cártama a Málaga, se observa:

- Permotriás rojo muy transtornado. Es una mezcla caótica de areniscas rodono y arcillas rojas.
- 30 metros de dolomías blancas en capas de 1 m. de potencia. El grano es fino y el color blanco, en superficie, pasa a gris en el interior.

En el muro la dolomía está altamente brechificada y recementada por carbonato. El carácter brechoide, menos intenso, se observa en todo el paquete dolomítico. No se trata de una brecha sedimentaria, sino tectónica, como lo demuestra el poder casar cantos adyacentes.

Como se ve, estamos en presencia de un modesto proceso de despegue a favor del nivel de las arcillas rojas. El paquete dolomítico, bastante rígido, se agrieta y resbala, llegando en ocasiones a colocarse directamente sobre las grauvacas y conglomerados poligénicos.

La edad de estas rocas se atribuye al Trías (BLUMENTHAL, 1949; MOLLAT, 1968), aunque AZEMA (1960) la supone Rethiense por el tipo de facies.

1.6 PERIDOTITAS Y SERPENTINITAS (σO^6 ; $\sigma_0 X^6$; S^6)

En varias zonas afloran rocas ultrabásicas. Se distinguen dos tipos diferentes: Peridotitas y serpentinitas. Las segundas se produjeron por transformación de las primeras, pudiéndose observar en los afloramientos tránsitos graduales entre ambas rocas.

1.7 CORTEJO FILONIANO (γ_R)

El conjunto bético estudiado presenta gran cantidad de rocas cortantes a la estructura con geometría en diques. Los complejos Alpujárride y Maláguide se encuentran cortados por pequeños diques de diabasa. Su cartografía a la escala 1:50.000 no es posible, puesto que ni por sus potencias en la longitud de sus afloramientos pueden tener representación.

La mayor densidad de diques se sitúa en el Alpujárride y en el plano

de cabalgamiento Maláguide. Allí, las diabasas se encuentran fuertemente trituradas.

En las peridotitas se han observado diques leucócratos encajados en su masa, que los estudios de microscopio señalan como granito aplítico con cordierita y turmalina.

1.8 FLYSCH

DESCRIPCION GENERAL

Los materiales terciarios más antiguos que se reconocen en esta Hoja son los que corresponden a la formación predominantemente detrítica llamada en su conjunto «Flysch», aunque incluye series muy diversas y anteriores que no tienen relación con esta denominación. Se presenta, en general, ocupando zonas poco elevadas, siendo éstas la base sobre la que se depositaron la mayor parte del resto de los materiales terciarios más modernos. Así, pues, rodea los afloramientos paleozoicos sobre los que, o no se depositó, o bien ya se ha erosionado. Topográficamente, la altura máxima que ocupa es de unos 600 m. cerca de Casarabonela. Su relieve es suave y alomado, sobresaliendo algunos crestones de arenisca y bloques sueltos que están dispersos sobre terreno margoso.

Los autores franceses definieron dos series autóctonas y transgresivas llamadas de Alosaina y las Millanas, que afloran fuera de los límites de la Hoja. La formación de Alosaina (Oligoceno terminal a Aquitaniense) es transgresiva sobre el Bético de Málaga. La de las Millanas lo es a la vez sobre ésta y sobre la de Alosaina. La serie del Aljibe la describen como alóctona sobre los materiales anteriores; una de sus pruebas de aloctonía es la presencia en escama de Neocomiense calizo entre materiales de tipo Aljibe. Otra interpretación posible es que este Neocomiense forme parte de una unidad inferior, quizá la del Ardite, que por una causa tectónica se ha «inyectado» entre las areniscas y la erosión lo ha hecho aflorar.

La formación del Ardite, estudiada por DIDON y PEYRE (1964), aparece en su mayor parte bajo materiales del tipo de la serie Aljibe; sin embargo, al SE. del cerro que da su nombre a la unidad primera, areniscas y margas del tipo Aljibe están probablemente pinzadas por la serie del Ardite; una interpretación posible es que sea a causa de un pliegue fallado posteriormente (ver corte III).

Además los geólogos franceses citados creen que en el Ardite la serie está invertida; las estructuras no lo prueban, pero la fauna que allí vieron así parece demostrarlo.

DIDON y PEYRE (1964) interpretan la unidad de Ardite como alóctona y superior a todas las demás.

1.8.1 UNIDAD DE ARDITE

Tramo inferior (J_1-C_2)

Está representado por una serie predominante margosa, con abundantes capas calcáreas. Las calizas son blanquecinas, de fractura concoidea en su mayor parte. Los afloramientos, atribuidos al Neocomiense, presentan una caliza blancuzca, algo azulada, con vetillas de otra más oscura. Incluidas en la caliza hay geodas de calcita. Las margas cretácicas son de tonos claros y grises, pero en los tramos superiores son algo violáceas, pero no cartografiables.

Apenas hay algún afloramiento en toda la zona, y aun en éstos, los buzamientos no tienen el mismo sentido. No puede hacerse, pues, ningún cálculo aproximado del espesor total de esta serie. DIDON y PEYRE (1964) aseguran haber datado entre estos materiales desde el Toarciense al Senonense.

Tramo ($C_2-T_2^A$)

Formando el acantilado de la cima del monte llamado Ardite está una serie predominantemente calcárea con bancos de 1 a 1,5 m. de espesor y alguna capa muy débil de margas. Las calizas dan unos porcentajes muy altos de carbonatos; entre el 85 y el 95 por 100. Son algo detríticas. Entre los componentes aloquímicos, predominan los intraclastos de fragmentos de *Microcodium*. En los ortoquímicos, la esparita es predominante. En los componentes terrígenos destaca una media de un 5 por 100 de cuarzo.

A estas calizas se las clasifica como intraesparitas. Son las mismas que afloran en Alozaina.

Su potencia es de unos 120 a 150 m.

BLUMENTHAL (1949) halló en estas calizas fauna de *Nummulites Gallensis* A y B, HEIM; *Nummulites Globulosus*, LEYM; *Nummulites Guetardi* D'ARCH; *Assilina Granulosa* D'ARCH; *Assilina Leimerei* D'ARCH; *Operculina Ammonia* LEYM y *Ortophragmina* sp. Esta asociación, asegura, según ellos, la edad de Luteciense Inferior a estas calizas. DIDON y PEYRE (1964) en las mismas calizas dataron el Cretácico Superior y Eoceno Inferior.

Tramo superior (T_2^A)

Los materiales más modernos de la Unidad de Ardite están situados en la base de las calizas. La serie está invertida y en contacto mecánico con las areniscas y margas atribuidas a la Unidad del Aljibe. Los materiales son margas y pelitas, color marrón rojizo y verdosas, con un banco de alrededor de 1 m. de un conglomerado heterométrico, calcáreo y en parte

detrítico, en su cemento; los cantos son de caliza, sílex y arenisca calcárea zonada de hasta 20 cm. de diámetro; siguen hacia la base bancos de arcillas y pelitas calcáreas blanquecinas, verdosas y rojizas de alrededor de 1,20 m. de potencia, alternando con una arenisca calcárea en bancos de poco espesor.

La parte visible de esta serie tiene unos 80 a 100 m. de potencia.

DIDON y PEYRE (1964) dataron en esta serie de Ypresiense a Luteciense.

1.8.2 UNIDAD DE ALJIBE

Areniscas, margas y arcillas (T_{2-3}^A)

No son abundantes los buenos afloramientos y cortes, pero, en general, sólo se presentan rocas detríticas (areniscas y margas) de las que se han hecho algunos cortes y estudios sedimentológicos, que permiten distinguir materiales detríticos, en que se presentan secuencias turbidíticas, y otros en que no se aprecian. En el Arroyo de Cazalla, se han apreciado estructuras primarias, tales como: estratificación graduada, laminación paralela y «convolute lamination», en menos de un metro de potencia. La arenisca tiene un contenido de cuarzo de hasta el 95 por 100 y se clasifica como sublitarenita. Los estudios sedimentológicos indican un depósito marino con corrientes de turbidez.

Cerca del puente del río Grande se hizo un corte de unos 20 m. en el que se diferencian bancos de areniscas, margas verdes y violáceas y limolitas negras, pero sin secuencias turbidíticas. En las areniscas el cuarzo llega al 80 y 85 por 100, y el contenido en carbonatos es bajo (8 al 17 por 100), salvo en un tramo de 30 cm., en que llega al 77 por 100.

Estas areniscas también se clasifican como sublitarenitas, y las limolitas negras como una lutita compactada de grano muy fino.

Otros cortes y análisis se hicieron en la carretera de Alozaina a Casarabonela y en la que parte desde Zalea hacia Carratraca. Las areniscas, sin ninguna estructura notable, tenían contenidos en cuarzo desde el 85 al 97 por 100. Todas entran en la clasificación de sublitarenitas. A veces se observan vetillas de 0,5 cm. a 1 mm. de arenisca ferruginosa y ocre de grano más fino. También a veces se ven en las margas pequeños nodulillos de yeso, seguramente diagenéticos y en las areniscas algunas débiles fracturas aparecen rellenas de arena calcificada y blanquecina.

Un afloramiento algo diferente está cerca del cortijo de Rajahatas, al norte de la Estación de Cártama, en que hay capas margosas de unos 30 cm., alternantes con otras detrítico calcáreas de unos 10 cm. que están cubiertas de margas y arenas de tipo Aljibe.

En conjunto, en la Hoja de Málaga, al este de Alozaina se puede decir que las margas son bastante más abundantes que la arenisca, al contrario que en la costa.

Se han reconocido dos pequeños afloramientos ligados espacialmente al Permotrias con facies distintas:

Afloramiento del Lagar de Carmen (1,5 km. al sur de Espartal):

Sobre el Permotrias yace una serie margosa gris-azulada (20 m.). Encima existen niveles de margocalizas grises, que pasan lateralmente a conglomerados poligénicos con esqueleto quebrantado.

Afloramiento del Lagar de Santa Rosalía (carretera de la Estación de Cártama a Málaga, km. 14).

Encima de las dolomías triásicas puede observarse:

— 5 m. de margas nodulosas gris amarillo.

— Encima capas de areniscas cuarzosas con indentaciones difusas conglomeráticas. Algunos niveles de brechas con cantos muy angulosos de dolomía triásica de hasta 20 cm. de longitud.

Ambos afloramientos distan aproximadamente 1,5 km. entre sí y, aunque con facies distintas, parecen estar relacionados.

Se trata de una formación postríasica que no hemos podido interpretar.

En el Lagar de Carmen pudiera haber relación con las facies salinas del Triás Cibrabético, según indica BLUMENTHAL (1949) (hay yesos muy cerca), pero a nuestro juicio es más probable que ambos afloramientos quizá pertenezcan a la formación paleógena.

De modo provisional en la cartografía se han separado como formación paleógena.

La datación del conjunto de materiales, considerado como de tipo Aljibe, no es fácil, ya que la mayoría de las muestras no presentan fósiles característicos. Cerca de la Hoja, en Alozaina y Tolox, BOURGOIS, CHAUVÉ y PEYRE (1972) dataron Aquitaniense en elementos alóctonos de tipo Aljibe, superpuestos a la formación de las Millanas (Burdigaliense).

Cerca del puente sobre el río Grande, junto a la carretera que va desde Zalea a Coin, hemos datado Eoceno Inferior en margas de materiales considerados de tipo Aljibe.

En la Hoja de Alora los terrenos de facies de tipo Aljibe abarcan, pues, series basales de edades inferiores a las de Colmenar.

Areniscas ($T_{2-3}^A S$)

En la cartografía se han separado dos bancos de areniscas en la ladera sureste del Cerro Ardite. Sólo se han separado en este lugar por su notable importancia y por resaltar la estructura geológica de Ardite. Sin embargo, no es el único lugar en que se presentan estos bancos; los hay repartidos por la amplia extensión donde aflora la serie Aljibe, pero por su tamaño no son cartografiables a escala 1:50.000.

La arenisca es normalmente de grano medio a grueso, de aspecto ma-

sivo, con secuencias turbidíticas en algunos lugares, pero no muy generalizadas. Es una arenisca muy silíceas y algo micácea. Su color es gris amarillento, a veces rojizo amarillento. Tiene a veces algunos nivelillos concordantes con la estratificación que están cementados y son ocreos debido a su contenido en hierro. Su espesor no pasa de 3 mm.

1.9 MIOCENO (^{Bb-Bc}T₁₋₁)

Los materiales miocénicos, aparte de los que de esta edad pudiera englobar el llamado de un modo amplio «Flysch», son de tipo detrítico grueso, conglomerados y areniscas, en facies que generalmente son llamadas «molassas». Los estudios de estos materiales los han hecho diversos autores; quizá los más notorios han sido FALLOT (1945) y BLUMENTHAL (1935). FALLOT cree que estos depósitos se acumularon en un brazo de mar, que desde el Sur subía hasta la cuenca del Guadalhorce y se reunía al Este con la cuenca de Granada, pasando por el estrecho de Loja. Cree que en el mar mioceno había un conjunto de islas y estrechos que las separaban.

Estos materiales se encuentran siempre en esta Hoja, depositados en discordancia erosiva y angular sobre las series margosas y detríticas del tipo «Flysch».

Hay dos grandes depósitos molásicos en nuestra hoja; uno al este de Pizarra y otro al oeste de Alora; tienen aproximadamente la misma altura topográfica y están situados no lejos y a cada lado del río Guadalhorce. En la región del Chorro, que está algo más al Norte, FALLOT (1945) opina que este río se encajó y cortó depósitos de esta serie. Es bien posible que algo parecido hubiera ocurrido en esta zona y que en un principio ambos depósitos hubieran estado unidos.

Ambos tienen la misma presencia morfológica y son en realidad dos relieves tabulares de cumbres planas.

Una datación de estos materiales se la debemos a BLUMENTHAL, según FALLOT (1945), que reconoció en Alora el *Aequipecten praescabrisculus* FONT, que data el Burdigaliense; según este autor, probablemente las series superiores sean Helvecienses, y se desconocen aquí el Tortoniense y el Pontense.

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

En las series de la formación «Flysch» se ha datado Oligoceno terminal y Aquitaniense en facies del Aljibe, que son las mismas que se atribuyen a los materiales sobre las que descansa la molasa.

Se supone que la serie Aljibe se emplazó en la fase Postburdigaliense; por tanto, resulta más verosímil la edad atribuida por la Misión de Anda-

lucía, de Mioceno Medio Superior, que la atribuida por BLUMENTHAL por un solo fósil.

1.10 PLIOCENO

Los sedimentos pliocenos se conocen bien desde la Misión de Andalucía (1889). Son depósitos marinos, con abundantes fósiles, que caracterizan al Tabianense.

Se distinguen tres facies características: arenas superiores, arcillas y margas, y conglomerados.

1.10.1 ARENAS SUPERIORES ($T_2^B S$)

El tramo más alto de la serie Pliocena consta de arenas cuarcíferas de grano fino. La compacidad es muy pequeña, no pudiendo hablarse de areniscas más que muy localmente. El color general es blanco-amarillento, contrastando con el tramo inferior. Existen intercalaciones de arcillas y margas arenosas, de tonos semejantes a los de las arenas. Las muestras tomadas en este tramo se han revelado azoicas, pero por estudios generales deben corresponder al Plioceno Superior o Piacenciense.

1.10.2 ARCILLAS Y MARGAS ($T_2^B m$)

Bajo las arenas Piacencienses yace un conjunto monótono de tonos grises y azulados, constituidos por arcillas plásticas, que se utilizan para la fabricación de ladrillos (arcillas de alfar). Contienen abundantes macrofósiles (*Ammusium*, *pectinidos*), así como microforaminíferos. Las edades obtenidas del estudio micropaleontológico indican en general un Tabianense. Sin embargo, en la zona centro-sur presentan la asociación de *Globorotalia gr. cultrata* (D'Orbigny) y formas ancestrales de *Globorotalia tumida* (Brady), que pueden definir el límite Mioceno-Plioceno, aunque esporádicamente se encuentran en el Plioceno. No obstante, en niveles equivalentes aparece *Globorotalia margaritae*, que indica claramente un Tabianense.

Las margas son abundantes; también están situadas bajo las arenas Piacencienses. Tienen tonalidades grises algo amarillentas. Entre margas y arcillas hay frecuentes cambios de facies.

1.10.3 CONGLOMERADOS ($T_2^B cg$)

En algunos afloramientos marginales las arcillas, las margas y a veces las arenas pasan lateralmente a conglomerados, dependiendo la litología de los cantos de los afloramientos relativamente próximos de rocas antiguas. Así, suelen encontrarse cantos de esquistos, cuarzo y cuarcita, calizas, mármoles, peridotitas, etc.

Los conglomerados se distribuyen principalmente hacia el muro de la serie pliocena y fundamentalmente hacia los bordes, sirviendo para la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca. En la zona occidental del mapa, y entre las localidades de Casarabonela y Alozaina, se extiende una deposición detrítica gruesa formada exclusivamente de conglomerados y arenas de grano grueso. Esta deposición está encima de arcillas pliocenas, que han sido datadas como Tablianense Inferior.

Probablemente esta deposición coincida con un levantamiento de la sierra situada al Oeste.

1.11 CUATERNARIO

El cuaternario de la Hoja de Alora reviste gran importancia por su extensión y su morfología; evidenciándose las últimas secuencias de la evolución regional se han separado los siguientes tipos de cuaternarios:

1.11.1 PLIOCUATERNARIOS (DEPOSITOS DE MORFOGENESIS ARIDA)

Las grandes sierras de la región se presentan como relieves residuales que emergen abruptamente de una llanura alomada que se desarrolla en los materiales terciarios. A su alrededor pueden observarse mantos extensos de derrubios que, enlazando con los coluviones de las sierras, se extienden sobre los valles. La erosión posterior ha eliminado con profusión estas formaciones, pero se conservan retazos suficientemente amplios para poderlos interpretar.

La Sierra de Cártama muestra muy claramente estas relaciones en su vertiente Sur, y en la rotura de pendiente de los mármoles de la Unidad de Blanca existen depósitos conglomeráticos con lenguas de granulometrías distintas y escasa matriz arcillosa. Su situación a pie de sierra indica su carácter de sedimentación de cono o abanico torrencial, si bien se encuentran morfológicamente degradados. Más hacia el Sur el carácter conglomerático, todavía patente, pierde importancia con el desarrollo de matriz arcillosa de intenso color rojo ladrillo. En zonas todavía más alejadas de la Sierra, el manto rojizo se compone fundamentalmente de arcillas rojas, que engloban multitud de cantos de arena y otros mayores de hasta varios centímetros de diámetro. En muchas ocasiones aparecen lentejones conglomeráticos, de aspecto fluvial.

En conjunto, estas formaciones corresponden a depósitos violentos generados bajo clima árido, que recubren una superficie erosiva contemporánea. La existencia de estructuras sedimentarias fluviales difusas indican el desarrollo de redes de drenaje no encauzadas (divagantes), características de los glaciares.

Por su relación con los relieves residuales madre se han distinguido dos tipos de depósitos:

Piedemontes con costras calcáreas ($T_{21}^{B3}-Q_1K$)

En relación directa con sierras carbonatadas. Tal es el caso de la Sierra de Cártama. Los cantos englobados en los conglomerados y paleocauces son predominantemente de mármol. Además, la parte alta de la formación se encuentra trabada por costras calizas de exudación, que ayudan a preservar la superficie de la erosión actual. Localmente, las costras pueden constituir auténticos caliches, pero lo más frecuente es que aparezcan nódulos irregulares de carbonato en la masa arcillosa, de pocos centímetros de diámetro, así como cemento que traba la parte alta.

La formación de exudaciones calcáreas se produjo en un clima de aridez restringida, con cierta humedad, al menos estacional, y a favor de las aguas carbonatadas procedentes de las sierras con mármol (Cártama) o caliza (Casarabonela-Alozaina).

Piedemontes sin costras calcáreas ($T_{21}^{B3}-Q_1$)

Las áreas madre con litología no carbonatadas producen los mismos mantos de escombros, pero sin que el desarrollo de costras sea importante. Los cantos son menos frecuentes, por ser fácilmente alterables los elementos maláguides y alpujárrides. Solamente aparecen costras calizas en las inmediaciones de ciertas formaciones carbonáticas, como las dolomías triásicas.

En conjunto y en toda la Hoja se puede identificar una serie de relieves que emergían a modo de islas bajo los piedemontes y que les proporcionaban el material erosionado. Los mantos tienen pendientes de 10° o más en los bordes con las áreas madre, pero rápidamente disminuye este valor para colocarse sensiblemente horizontales.

La edad de estas formaciones ha de referirse a consideraciones generales y a los cambios climáticos. LHENAF (1966) indica que este nivel, al norte de la Sierra de Mijas, contiene en la base indicios de abrasión marina y lo interpreta como de edad Plioceno Superior-Cuaternario antiguo. Según este autor, los bloques angulosos de la brecha evidencian un clima árido y fosilizan en unos puntos una plataforma de mármol y en otros las arenas astienses, en las que se observa un proceso edáfico. Sin embargo, no resultan claras las conclusiones a partir de estos hechos, ya que si la plataforma en que se apoyan las brechas rojas fue producida por erosión marina difícilmente se habrían conservado los horizontes edáficos desarrollados sobre las arenas astienses, altamente deleznable. En nuestra opinión, la presencia de fósiles marinos en la parte basal de las brechas rojas puede interpretarse como fósiles heredados de los sedimentos pliocenos que se erosionaron para producirse la plataforma. Esta tendría una morfo-

génesis árida y no marina. Un caso diferente parece observarse al sur de la Sierra de Mijas (Benalmádena); desde el origen marino de la plataforma parece más evidente y fue ya descrito por BLUMENTHAL. El lector puede consultar la Hoja de Coin (16-45).

Según estas ideas, estas formaciones rojas deben ser el equivalente de las formaciones rojas de rañas que existen en Castilla y Extremadura y su edad atribuible al Villafranquiense.

1.11.2 TRAVERTINOS Y TOBAS (Qtr)

En relación con las Sierras carbonatadas existen depósitos de este tipo.

Son acumulaciones de tobas calizas situadas a pie de fuente, normalmente en surgencias cársticas, allí donde la brusca disminución de la presión de CO_2 determina la precipitación rápida de carbonato cálcico. Fosilizan buen número de tallos de gramíneas del tipo de los carrizos, e incluso se encuentran hojas de árboles caducifolios.

En ocasiones, y como sucede en Casarabonela, las tobas enrasan con los niveles pliocuaternarios de piedemonte en el flanco oriental de la Sierra, correspondiendo formaciones, por su situación, a formas fósiles y disecadas. En estos casos, las tobas tienen una morfología plana en la parte superior y por su mayor capacidad debe designarse el techo como travertino.

Hacia el Alhaurín de la Torre (ángulo SE. de la Hoja) existen formaciones tobáceas, pero a niveles inferiores a los de los mantos rojos de piedemonte.

La relación de ambas formaciones indica que las tobas, depósitos ligados al carst, evidencian un ambiente climático cuaternario, con abundante vegetación y carsts funcionales (¿períodos pluviales?). La transición del clima de aridez Villafranquiense al Cuaternario puede seguirse en el afloramiento pliocuaternario al sur del Grajo (ángulo NO.), en el que se pasa de un depósito de piedemonte gradualmente a travertinos con hojas de árboles.

1.11.3 DERRUBIOS MODERNOS (Qcd)

En toda la Hoja aparecen retazos de coluviones atribuibles al Cuaternario reciente. Como tal deben considerarse las acumulaciones de bloques al pie de Hacho (Alora). Otras veces, los extensos coluviones que se encuentran en los cerros isla (Sierra de Gibargalla, etc.) deben incluirse en los depósitos áridos pliocuaternarios, tanto por sus tonos rojos como por su espesor y por encontrarse disecados por las vaguadas.

Sin embargo, los derrubios modernos no han sido objeto de especial atención en este trabajo.

1.11.4 ALUVIALES (QAI)

Los aluviales forman considerables extensiones en la región, pero su estudio viene dificultado por constituir la base de cultivos muy intensos. La superficie plana de los aluviales se sitúa pocos metros (1 a 4 m.) sobre el cauce actual y representa el lecho máximo de inundación, especialmente en las ramblas, que cortan los macizos quebrados. Los aluviales deben considerarse como formas actuales, pudiendo la rambla funcionar varias veces por siglo.

El Guadalhorce mantiene dirección N-S. (dirección de consecuencia sobre los sedimentos pliocenos).

Pero a la altura del paralelo de Cártama el río se dispone en dirección E-O. Este cambio brusco de dirección coincide con la dirección del eje del anticlinal de Cártama y probablemente se debe a la adaptación cuaternaria a la neotectónica, según las directrices E-O., que produjeron las alineaciones montañosas de las sierras de Mijas y de Cártama.

Es notoria la presencia de los aluviales, pero en cambio no se observan terrazas fluviales. El Guadalhorce se encaja en los depósitos pliocuaternarios, produciendo un escarpe de tipo terraza con los conos y depósitos villafranquienses. Ciertamente, en los escarpes se observan lentejones de conglomerados de aspecto fluvial, pero no corresponden a depósitos formados por el Guadalhorce, sino a mantos aluviales del tipo de los de «bajada» que se producen en las regiones áridas, en las que, no obstante, existe una red fluvial divagante y no encajada.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La Hoja de Alora queda enclavada en la zona bética, en sentido estricto de las Cordilleras Béticas. Comprende un conjunto de unidades autóctonas metamórficas (Alpujárride, Maláguide, Unidades infraalpujárrides) y un conjunto de unidades terciarias (flysch) cuya aloctonía, demostrada unas veces, puede ponerse en duda en otras.

Estos resultados se han obtenido por los trabajos de BLUMENTHAL (1930-49), FALLOT (1945, etc.), MOLLAT (1968), DURR (1967), BUNTFUSS (1967), MAUTHE (1971), MON (1971), etc., para la zona Bética. Para el estudio de las unidades terciarias son fundamentales los trabajos de GAVALA (1927), BOURGOIS, CHAUVE, PEYRE y otros (1972).

Ya BLUMENTHAL (1949) separa, al oeste de Málaga, un Paleozoico o Bético de Málaga sobre un conjunto de alto metamorfismo, indicando que el Paleozoico de Málaga yace en tránsito gradual con la serie subyacente,

unas veces, existiendo otras superficies locales de despegue. La separación del Complejo Maláguide (paleozoico poco metamórfico), de Complejo Alpujárride (serie metamórfica: esquistos, neises), aparece ya claramente expresada en los trabajos de la escuela alemana (MOLLAT, BUNTFUSS y la síntesis de MAUTHE). Sin embargo, MOLLAT atribuye al Maláguide parte de los neises del Complejo Alpujárride (neises basales del Maláguide, según este autor).

La síntesis de EGELER y SIMON (1969), para toda la cordillera, separa también claramente ambos complejos. Se reconocen dos unidades en posición infraalpujárride: la Unidad de Blanca está considerada por MOLLAT como verdadera unidad Alpujárride, mientras que BLUMENTHAL piensa en sus últimos trabajos, que no es sino la parte inferior de la serie metamórfica. EGELER y SIMON atribuyen esta unidad al Complejo Nevado-Filábride.

La unidad de las Nieves, llamada Rondaides por BLUMENTHAL, pertenece al Alpujárride, para los autores alemanes (DURR); mientras que EGELER y SIMON apuntan la posibilidad de su correspondencia con las llamadas Unidades Intermedias (Ballabona-Cucharón) del este de la Cordillera.

Las unidades del Flysch comprenden edades que abarcan desde el Lías hasta el Oligoceno, llegando en la región a cabalgar al Burdigaliense.

El problema fundamental de la tectónica de la Hoja de Alora radica en la escasez de dataciones seguras, así como en la incertidumbre de las relaciones del Maláguide con el Alpujárride y de éste con la Unidad de Blanca.

Finalmente, la colocación de las peridotitas es otro punto muy debatido. Las hipótesis principales se dividen en aloctonistas y de intrusión.

Las primeras (DURAND-DELGA) admiten uno o incluso dos mantos de peridotitas, intercalados en el complejo Alpujárride.

Las segundas (ORUETA, BLUMENTHAL, LOOMIS, etc.) proponen la intrusión vertical o subvertical de las peridotitas desde el Manto Superior.

2.2 UNIDAD DE LAS NIEVES

La posición tectónica de la Unidad de las Nieves puede precisarse, por el muro y por el techo, dentro del pequeño afloramiento en la Hoja de Alora.

Subiendo desde Casarabonela a la Sierra, por detrás de la iglesia, puede verse cómo el conjunto Alpujárride, de neises y mármoles altamente metamórficos, reposa sobre las calizas blanco-azules, no metamorfizadas. El salto metamórfico justifica plenamente la afirmación de que la Unidad de las Nieves tiene una posición infraalpujárride, dato confirmado regionalmente.

En el puerto de la Sierra, situado al sur del Grajo, la carretera de Ronda presenta buenos cortes del contacto inferior. Las dolomías triásicas basales yacen mecánicamente sobre las margas paleógenas del llamado «flysch». En el mismo contacto, las dolomías están muy quebrantadas y rotas, mien-

tras que las margas terciarias se han transformado bajo presión en unas argilitas pizarrosas con superficies especulares. Han perdido sus tonos ocre, para adquirir un color negruzco que les hace recordar vagamente a las pizarras paleozoicas. La disposición de fracturas indica un movimiento de fuerte componente horizontal, dato que confirma la cartografía al disponerse la superficie mecánica subhorizontalmente. Cabe afirmar que la Unidad de las Nieves es un conjunto probablemente alóctono, que se ha colocado posteriormente al flysch, al que cabalga y cuya edad es paleógena.

Todavía pueden hacerse otras precisiones. Si admitimos que el «flysch» que yace sobre el Alpujárride es discordante sobre él y autóctono (hecho que parece muy verosímil), pueden datarse los corrimientos de la Unidad de las Nieves y del Alpujárride como intrapaleógenos.

Estructuralmente la Sierra de Casarabonela es un pliegue en rodilla de dirección NNE.-SSO. y con vergencia hacia el Este. El excelente corte que presenta la parte occidental muestra una serie casi horizontal, que se va inclinando hacia el Este hasta alcanzar los 60° de buzamiento. La misma disposición se observa en la Sierra de las Nieves (Hoja 15-45, Marbella), en la que el pico Torrecilla no es más que una enorme flexión hacia el Sur.

Parece que este tipo de pliegues anticlinales con flancos encofrados o en rodilla es muy frecuente en toda la región y siempre se desarrolla sobre los tramos carbonatados (Sierra Blanca, Sierra de Cártama, etc.), obediendo a una tectónica de época tardía.

En la Sierra de Casarabonela se desarrolla un sistema de fracturas transversales a la estructura de plegamiento que llega a seccionar la unidad en tramos longitudinales. La falla transversal al sur de Casarabonela pone en contacto los materiales alpujárrides con la Unidad de las Nieves y el Complejo Maláguide.

La fractura principal es, no obstante, de tipo longitudinal a la estructura (falla de Casarabonela). Su dirección NNE.-SSO. es sensiblemente paralela a la dirección del pliegue. Presenta las siguientes características:

1. Es una falla normal de gran buzamiento y de importancia regional, con varias actuaciones en el tiempo.
2. Presenta una intensa zona de brechificación.
3. A lo largo de ella y de manera discontinua existen en el plano de falla cuerpos lenticulares de peridotita y serpentinita fuertemente triturados.
4. Se encuentra parcialmente fosilizada por una formación atribuible al Pliocuaternalio.
5. Junto a esta formación en el plano de falla son visibles estrías que indican un movimiento horizontal, sin poderse determinar el sentido.

En resumen, la historia de la falla Casarabonela debe ser compleja. Parece que ha habido más de un movimiento en ella de acuerdo con estos hechos:

- a) Movimiento principal posterior a la colocación del Complejo Málaga, de componente vertical (falla de gravedad).
- b) Inyección de peridotitas y serpentinas por el plano de falla.
- c) Movimiento posterior al principal que trituró estos cuerpos básicos.
- d) Movimiento posterior al principal de componente horizontal y dirección NNE-SSO. (estrías).

Los movimientos c) y d) han podido o no coincidir.

- e) Fosilización de la falla por materiales pliocuaternarios. Los movimientos precedentes son anteriores al Pliocuatnario.

Del estudio de la propia serie sedimentaria se deduce una fase de plegamiento débil entre las calizas blanco-azules y la formación dolomítica de la Brecha de la Nava. Esta discordancia es visible regionalmente.

2.3 UNIDAD DE BLANCA

La Unidad de Blanca presenta en la Sierra de Cártama rasgos diferenciales a los de los afloramientos de Sierra de Mijas y Sierra Blanca, en los que se presenta una secuencia litológica carbonatada mucho más completa.

Desde el punto de vista tectónico podemos definir los siguientes fenómenos:

- Deformaciones anteriores a la tectónica de mantos.
- Colocación de los mantos.
- Deformaciones posteriores de los mantos.

Deformaciones anteriores a la tectónica de mantos

A) En los mármoles superiores se observan micropliegues de tipo similar de plano axial paralelo a la esquistosidad de la roca. Ambos fenómenos pueden corresponder a la fase 2 del Alpujárride (ver la tectónica del Complejo Alpujárride).

En algunos lugares estos pliegues similares se encuentran deformados por otros de plano axial subvertical, equivalentes a los de la fase 3 del Alpujárride. Parece, por tanto, que puede haber equivalencia (en principio) entre las fases 2 y 3 alpujárrides con las deformaciones de los mármoles. No se conoce exactamente cuál sería la expresión de la fase 1 alpujárride (ver tectónica del Complejo Alpujárride).

B) En la serie cuarzoanfibólica inferior no se han podido reconocer estructuras menores, aunque sí pliegues mesoscópicos.

Emplazamiento de mantos

El contacto de los mármoles superiores con la serie inferior se realiza por un plano de las siguientes características:

- Brecha tectónica con fuerte milonitización.
- Mayor replegamiento en la serie inferior, respecto a la superior, con direcciones de pliegues no coincidentes entre ambas.

Este plano representa un cabalgamiento entre las dos series, equivalente al que se detecta en la Sierra de Mijas (Hoja de Coin) y la Sierra Blanca (Hoja de Marbella), si bien en esas sierras se encuentra entre mármoles.

La edad del cabalgamiento no es precisable.

Por otra parte, el muro de la Unidad de Blanca no se muestra aflorante, quedando en duda la aloctonía o autoctonía de la unidad. Quizá el indicio de aloctonía que más se invoca es la ausencia en la región de series marmóreas, como la de Blanca. BLUMENTHAL (1947), por su parte, supone que la restringida localización de los mármoles se debe a que constituyeron un edificio recifal, que lateralmente cambia de facies a metapelitas. Esta sugestiva hipótesis no es comprobable en la Hoja de Alora.

2.4 COMPLEJO ALPUJARRIDE

El Complejo Alpujárride presenta grandes deformaciones, que podemos dividir de la siguiente manera:

- Deformaciones anteriores a la tectónica de mantos.
- Colocación de los mantos.
- Deformaciones posteriores a los mantos.

Deformaciones anteriores a la tectónica de mantos

En el estudio a la escala del afloramiento se observan los siguientes hechos:

Existe un conjunto de micropliegues de tipo similar, paralelos en sus superficies axiales a una esquistosidad bien marcada en la roca. En las charnelas de los pliegues las micas se incurvan siguiendo la geometría del pliegue. Así, se deduce la presencia de una esquistosidad antigua plegada. Se pueden definir, pues, dos fases:

Fase 1: Esquistosidad S_1 .

Fase 2: Plegamiento de tipo similar, que pliega a la S_1 y desarrolla la esquistosidad S_2 de plano axial, muy bien marcada.

En afloramientos aislados puede verse, además, cómo los pliegues de la fase 2 están a su vez afectados según pliegues suaves de plano axial subvertical, que definen una:

Fase 3: De plegamiento suave.

Se observa, además, de modo general, una lineación que puede deberse a la intersección de las S_1 y S_2 .

Si comparamos estas fases con las del Maláguide, comprobamos que las dos últimas del Alpujárride pueden corresponder perfectamente a las dos señaladas más adelante en el Maláguide. Esta observación parece casar con la hipótesis de que Maláguide y Alpujárride han constituido una serie única afectada por tres fases y con despegues y cabalgamientos posteriores a ellas.

Colocación del manto

El conjunto Alpujárride se encuentra claramente cabalgante sobre la Unidad de las Nieves (Casarabonela, en la Hoja de Alora; Región de Pujaerra, en la Hoja de Marbella). Sin embargo, no hay posibilidad de medir en la zona estudiada cuál haya podido ser el valor de su desplazamiento.

En la Sierra de Cártama, el contacto Alpujárride-Unidad de Blanca no es directo, interponiéndose entre ambos conjuntos un afloramiento serpentínico altamente tectonizado.

En el gran anticlinal del Santi Petri, el Alpujárride aflora en ventana tectónica debido a la erosión del Maláguide cabalgante, que lo cubrió y lo rodea por las zonas no erosionadas. La disposición cartográfica de las rocas alpujárrides no es simétrica; hacia el oeste del neis bandeado la zona de esquistos andalucíticos es muy reducida o inexistente. Lo contrario ocurre hacia el este, en que es muy amplia.

En los neises y los esquistos hay varias escamas, pues pocas veces el tránsito entre las rocas es gradual, de modo que en la mayor parte de los casos es mecánico. Probablemente, durante el proceso de cabalgamiento ocurrió que las series del Alpujárride y Maláguide se rompieron y cabalaron en mantos menores.

Deformaciones posteriores a los mantos

Alpujárride y Maláguide se han plegado solidariamente después de su colocación. Más adelante se definirán estas deformaciones.

2.5 COMPLEJO MALAGUIDE

El Complejo Maláguide acusa la acumulación en el tiempo de distintas fases de importancia desigual.

Podemos distinguir los siguientes períodos de deformación:

- Deformaciones prealpinas, anteriores a la colocación del manto Maláguide.
- Procesos de cabalgamiento y/o corrimiento.
- Deformaciones posteriores.

Deformaciones prealpinas, anteriores a la colocación del manto maláguide

La serie Maláguide, desde los filitaesquistos inferiores hasta las grauwacas y conglomerados del Carbonífero, presenta deformaciones de detalle, ligadas a un débil metamorfismo epizonal. En el tramo de las calizas alabeadas pueden observarse en algunos afloramientos, dentro de los bancos calizos, pliegues similares con planos axiales paralelos a la estratificación y esquistosidad de la serie. Estos pliegues, muy escasos, son del mismo tipo que los que se observan en el Complejo Alpujárride. En otros afloramientos, muy abundantes, las capas de calizas muestran las características ondulaciones, de plano axial subvertical, que indujeron a ORUETA a definir el conjunto como calizas «alabeadas».

Ambos hechos pueden interpretarse en la siguiente forma:

Una primera fase de plegamiento, que desarrolla pliegues isoclinales y esquistosidad de plano axial. Una segunda fase o incluso dos, de direcciones oblicuas entre sí, de plano axial subvertical, que con poca intensidad producen el alabeo del conjunto plegado por la primera fase. Estas fases podrían haber provocado, por débil compresión, disarmonía entre las capas competentes (calizas) y las incompetentes (filitas).

La serie maláguide indicada, que está afectada por estas dos fases de deformación, tiene a techo un permotriás, discordante y no afectado en absoluto por las fases que deforman su sustrato. Este hecho debe interpretarse concluyendo que las fases de deformación indicadas del Maláguide son prealpinas, y como afectan al Silúrico y Carbonífero tienen que ser necesariamente hercínicas.

Procesos de génesis del manto maláguide

Los autores modernos aceptan unánimemente que el Maláguide es un manto o conjunto de mantos con aloctonía fuera de dudas que se colocó sobre el Alpujárride.

Sin embargo, ORUETA considera continuidad y concordancia en todo el flanco del anticlinorio de Sierra Blanca y Mijas. BLUMENTHAL (1947, página 26) no define en absoluto un manto maláguide totalmente alóctono. Reconoce que «en el último análisis la separación del Paleozoico y complejo cristalino no debería ser empleada, puesto que es muy posible que el Paleozoico más bajo se presente bajo facies cristalinas, posibilidad que, sin embargo, no puede apoyarse en ninguna prueba material. Correspondiendo a esta imprecisión conceptual tenemos la imposibilidad de separar cartográficamente, en la mayor parte de los casos, ambos conjuntos».

Más adelante, este autor insiste sobre la delimitación inferior del Paleozoico (Manto Maláguide de los autores modernos), diciendo: «... en estas capas, limitrofes entre el Paleozoico y las pizarras cristalinas, se des-

arrollan a menudo filadíos sericíticos ricos en cuarzo, o cuarcitas sericíticas blancas, y muestran en un paquete, relativamente profundo todavía, la presencia de rocas clásticas; pero cuando por debajo de estas pizarras, que acusan ya hábitus néisico, encontramos de nuevo filadíos arcillosos intercalados, nos quedamos indecisos con respecto al punto donde hemos de colocar el límite entre la base del Paleozoico y el conjunto más profundo.»

En otros puntos se observa indiscutiblemente una separación tectónica brusca entre el paleozoico y las series más metamórficas, según BLUMENTHAL, «esta conclusión acucia especialmente cuando la serie de calizas alabeadas se coloca en la inmediata proximidad de las pizarras cristalinas propiamente dichas».

Y podríamos añadir que las calizas alabeadas se colocan no solamente en inmediata proximidad, sino encima de las series metamórficas.

Frecuentemente se ha atribuido a BLUMENTHAL la definición de Manto Maláguide, desde el punto de vista tectónico, pero este autor no hace referencia en absoluto a tal colocación alóctona para el Bético de Málaga, al menos en la región de Málaga y más al Oeste (BLUMENTHAL, 1947). Contrariamente, en su capítulo de conclusiones afirma sin ambigüedad que toda la serie, desde la Unidad de Blanca incluida hasta el Permotrias (excluido), presenta un tránsito gradual desde las facies más metamórficas del núcleo hasta las menos del Bético de Málaga y no cita ninguna superficie tectónica.

Por nuestra parte, en la Hoja de Alora observamos con frecuencia cómo existen escamas de importancia diversa, del Maláguide sobre el Alpujárride y aun dentro del propio Maláguide. La más grande es la que se observa en el anticlinorio de Santi Petri. Allí existe una superficie de cabalgamiento no siempre brechificada. Inmediatamente encima de ella yacen diversas formaciones Maláguides (filitas, conglomerados de cuarzo, calizas alabeadas). Por debajo afloran normalmente esquistos andalucíticos y, a veces, néises bandeados. Es evidente que esta superficie tectónica representa, al menos, un cabalgamiento; pero su propia existencia comienza a ponerse en duda en la región de Río Seco (sur de la Hoja), y en otras zonas de la región (Hojas de Coin y Estepona), en las que existe un paso gradual entre Maláguide y Alpujárride, tanto desde el punto de vista estructural como desde el metamórfico.

Debemos admitir, por tanto, que el límite Maláguide-Alpujárride se expresa realmente por cabalgamientos y escamas, en unas zonas, mientras que en otras no se han producido despegues y menos aún cabalgamientos de importancia.

Esta conclusión no tiene en principio que oponerse a las conclusiones de otros autores en zonas más orientales de la Cordillera. Podemos pensar que el manto Maláguide, bien desarrollado hacia el Este, se encuentra en

nuestra región próximo a su enraizamiento lateral, puesto que el frente de cabalgamiento tiene que acabar lateralmente en algún sitio.

Los despegues observados no se limitan a un horizonte estratigráfico definido, sino que se producen allí donde localmente hay condiciones adecuadas.

Deformaciones posteriores

El Maláguide ha sufrido diversas deformaciones con posterioridad a su movilización, como escamas y cabalgamiento.

La más importante es la creación de estructuras mayores, que determinaron la Hoja de Málaga.

2.6 UNIDADES DEL FLYSCH

Las especiales condiciones de afloramiento de estos materiales, en toda la extensión de nuestra Hoja, no permiten llegar a conclusiones en cuanto al tipo de deformación que han sufrido.

Tampoco se observan suficientemente los contactos con las rocas que forman la base; normalmente son contactos mecánicos, pero no se puede asegurar que sean despegues locales o debidos a una hipotética procedencia alóctona de alguna de las Unidades que forman el Flysch.

En la Hoja de Alora solamente afloran los materiales englobados en la denominación «Aljibe» y una unidad denominada del «Ardite», que incluye materiales del Mesozoico y del Eoceno Inferior.

Su posición respectiva es discutida, pues parte de la llamada Unidad de Ardite, está en serie invertida, DIDON y PEYRE (1964), y pinza en un lugar a materiales de tipo Aljibe, que son posteriores. Por otra parte, en la mayoría de los demás afloramientos son los materiales de tipo Aljibe los que están sobre los atribuidos a la Unidad de Ardite. Los autores anteriores creen que la Unidad del Ardite es alóctona y está encima de la del tipo del Aljibe. El hecho de que en el único lugar en que aparece encima sea tectónicamente (al sur del Cerro Ardite), y en los demás lugares sea la serie «Aljibe», en forma de discordante, la que se superpone a la del Ardite, hace pensar más bien en que ésta es una unidad inferior cuya relación con las series de Alozaina de Las Millanas es desconocida, pues se ignora si en algún lugar estas series autóctonas son transgresivas sobre la Unidad del Ardite o bien si esta Unidad del Ardite sufre despegues (alóctona) y está sobre las anteriores.

Lo que sí parece evidente es que la Unidad del Ardite fue afectada por una tectónica capaz de producir incluso pliegues invertidos.

La resolución tectónica más problemática es la del llamado Cerro Ardite; en este lugar, la serie de este nombre aparece sobre areniscas y mar-

gas de tipo Aljibe. Una interpretación, que parece más probable, es que el flanco invertido de la serie del Ardite se ha fallado posteriormente a un plegamiento y ha pinzado a materiales pertenecientes al tipo del «Aljibe», los cuales originariamente estaban situados encima; este hecho pudiera situarse al final de la fase post-burdigaliense.

La fase post-burdigaliense sería la última capaz de producir fuertes plegamientos, al menos en el área de esta Hoja. Al norte de Antequera, en cambio, el Mioceno de facies molasa está fuertemente tectonizado: esto debe interpretarse más bien como un fenómeno de alcance limitado y local.

2.7 PERIDOTITAS

En los últimos años es particularmente manifiesta la diversidad de opiniones de los autores respecto a la colocación de las peridotitas. La idea antigua (ORUETA, 1917, etc.) las señala como intrusivas cortantes, idea mantenida por BLUMENTHAL (1947). Pero, más recientemente, la escuela alemana (MOLLAT, BUNTFUSS, DURR, MAUTHE, etc.) parecen inclinarse por incluir las peridotitas dentro de unidades alóctonas.

Mucho más explícitamente, la escuela francesa (DIDON, DURAND-DELGA y KORNPBST, 1973) afirma sin ambigüedad que existe colocación por mantos alóctonos de las peridotitas, en dos unidades diferenciadas.

Por nuestra parte, no encontramos prueba alguna capaz de sustentar tales afirmaciones. Contrariamente, los datos tanto en la Hoja de Alora como en las de Marbella y Estepona, estudiados por nuestro equipo, mantienen la evidencia de una intrusión de componente vertical. A este respecto hay que aducir los contactos verticales o subverticales de todos los afloramientos de peridotitas, sus aureolas metamórficas y los trabajos de gravimetría señalados por LOOMIS (1972). Según este autor, la investigación gravimétrica delimita, bajo los afloramientos de peridotita, un cuerpo de su misma densidad que se dirige verticalmente hacia abajo, al menos durante veinticinco kilómetros de profundidad.

El contraste de densidades de las ultrabasitas con los neises es suficientemente grande como para delimitar el cuerpo intrusivo con gran claridad.

La edad de la intrusión ha de situarse por datos regionales. Es posterior a la colocación del conjunto Alpujárride-Málagaide, probablemente como serie única. Pero es anterior al proceso tectónico que diferenció Málagaide de Alpujárride. En este sentido decimos que la intrusión peridotítica es posterior a la colocación del complejo Alpujárride y anterior a la colocación del complejo Málagaide, expresión que mantiene todo su significado también en la hipótesis clásica de que ambos complejos son totalmente independientes entre sí.

Los contactos intrusivos primarios desarrollan en su periferia facies de

granates y neises granitoides en el Complejo Alpujárride y siendo subparalelos al layering de las peridotitas con la foliación de los neises. Pero muy frecuentemente los contactos se encuentran fallados posteriormente, poniéndose en contacto con las peridotitas los materiales maláguides o del flysch.

2.8 TECTONICA SUPERIOR A LA COLOCACION DE LOS MANTOS

Con posterioridad a la colocación de los mantos la región ha continuado su evolución tectónica.

Las unidades alóctonas aparecen plegadas según grandes pliegues de plano axial subvertical (Anticlinorio de Santi Petri) o bien con pliegues en rodilla (Casarabonela, Sierra de Cártama). De modo general se admite que los cabalgamientos finalizaron como más tarde en el Mioceno Inferior-Medio (BOURGOIS y otros, 1972), por encontrarse el Burdigaliense de las Millanas plegado y las molasas de Alora, Pizarra y Las Pitras no afectadas por estos movimientos.

Puede admitirse que la formación de pliegues en rodilla y de anticlinorios como el de Santi Petri se produjo en una fase miocena final. La tendencia a las formas en rodilla se observa esbozada también en el anticlinorio de Santi Petri y en las zonas del Río Seco. En todos los casos la vergencia es hacia la depresión de Zalea, ocupada en gran parte por el Flysch, indicando que se produjo un hundimiento. Un primer estadio conduciría a la producción de pliegues en rodilla y, en algunas zonas, de fallas asociadas. Tal sería el caso de la falla de Casarabonela, en cuyo plano se inyectan serpentinitas.

El movimiento final de la fosa de Zalea se produjo con posterioridad al depósito de las molasas (Mioceno Medio-Superior), ya que estas formaciones se encuentran suavemente basculadas según movimientos importantes de fallas paralelas a la flexión de Casarabonela, en la región Oeste.

Se pueden definir dos familias de flexiones postmiocenas, unas con direcciones submeridianas y otras en dirección OSO.-ENE., desarrolladas en la parte sur. Estas últimas definen un corredor al norte de Cártama, que ha aprovechado el Guadalhorce para abandonar la dirección N.-S. En el frente norte de la Sierra de Cártama las arcillas tabianenses chocan contra los mármoles de Blanca, sin intermedio de los conglomerados pliocenos de borde de cuenca. Probablemente este contacto representa una falla de descompresión finipliocena, que levantó la Sierra de Cártama.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Ante la complejidad de los fenómenos observables en el área de la Hoja y la imprecisión de los conocimientos de la geología regional, describiremos la evolución histórica de las diversas unidades.

UNIDAD DE BLANCA

Sedimentación cuarzo-pelítica y metamorfismo que produce finalmente las cuarzoanfibolitas, cuarcitas y neises anfibolíticos.

Sedimentación de carbonatos (¿arrecifes?) que pasan posteriormente a mármoles por metamorfismo. La separación de ambos conjuntos por un plano tectónico puede indicar bien un corrimiento o bien un simple despegue.

UNIDAD DE LAS NIEVES

Sedimentación carbonatada, que abarca desde el Trías dolomítico hasta el Jurásico de facies pelágicas, por la presencia de ammonites.

Discordancia de sedimentación de la Brecha de la Nava.

COMPLEJO ALPUJARRIDE

Sedimentación fundamentalmente pelítica, con niveles cuarzosos y algunos margosos carbonatados. El metamorfismo posterior produce una secuencia metamórfica que va desde los neises hasta los esquistofilitas. Se produjeron al menos tres fases de deformación, con producción de estructuras menores.

COMPLEJO MALAGUIDE

Muy probablemente la sedimentación Maláguide forma la parte superior de una serie sedimentaria única Alpujárride-Maláguide. La sedimentación pelítica presenta un episodio conglomerático cuarzoso, que cabe interpretar como un registro de una fase erosiva. Más tarde se depositaron carbonatos en secuencias rítmicas con pelitas y grauvacas (Silúrico). A partir del Devónico se desarrolla una sedimentación grauváquica, cuyo carácter detrítico aumenta intermitentemente hacia el techo hasta culminar en el conglomerado de Marbella, parcialmente discordante (Carbonífero Superior).

En el Permotrías, una serie roja continental evidencia la discordancia permocarbonífera (¿fase Astúrica?).

Finalmente, una transgresión en el Trías deposita calizas y dolomías.

UNIDADES DEL FLYSCH

La sedimentación de las series englobadas en la denominación Flysch empieza durante el Jurásico, en un gran surco geosinclinal que se extiende desde Calabria a Gibraltar.

En la Hoja de Alora, la formación del Ardite pertenece probablemente a la sedimentación de este geosinclinal. El Lías, y el Jurásico Medio y Superior, están representados por calizas arcillosas y margas, con algunos lechos de sílex. La serie prosigue hasta el Luteciense con margas con plaquetas calcáreas, calizas algo detríticas y margas abigarradas con lechos conglomeráticos. Todas las series indican un ambiente de depósito marino y alejado de la costa. Los bancos conglomeráticos, finales del Ypresiense y Luteciense, pueden señalar un rejuvenecimiento en las áreas de aporte, pero con interrupciones en las que siguieron depositándose margas y pelitas arcillosas.

La formación llamada del Aljibe en esta Hoja está representada por areniscas groseras y margas. En algunos lugares se observan entre estos materiales secuencias turbidíticas, pero en general las secuencias de tipo Flysch no son corrientes. Su depósito también es de tipo marino, alejado de las costas. Hay diversidad de criterios sobre si una serie autóctona o pertenece a un manto cuya colocación se sitúa en la fase postburdigaliense. En la Hoja no hay suficientes indicaciones para llegar a una conclusión.

Se ha datado Eoceno y Oligoceno; podría ser, según esto, una serie depositada casi inmediatamente después de la del Ardite.

MATERIALES POSTOROGENICOS

La sedimentación miocena tiene facies molasa. En el Plioceno se desarrollan mares tranquilos epicontinentales y finalmente emerge la cuenca en el Pliocuatenario.

CONCLUSIONES

La colocación de unidades alóctonas consta de los siguientes movimientos:

- Colocación de las unidades infraalpujárrides. En la Hoja no hay datos para saber si la Unidad de Blanca es alóctona o autóctona.
- Colocación del conjunto alpujárride-málagaide durante el Paleógeno.
- Intrusión del macizo peridotítico en el Paleógeno.
- Despegue de la parte menos metamórfica del conjunto indicado, que origina corrimiento y las escalas del Málagaide durante el Paleógeno.
- Dudosa colocación alóctona del flysch de Ardite.
- Depósito de la formación de las Millanas en el Burdigaliense.
- Hipotética colocación del flysch alóctono del Aljibe en el postburdigaliense.

La evolución postmanto puede resumirse en los siguientes acontecimientos:

— Depósito de facies tectónicas (moladas) autóctonas durante el Mioceno Medio-Superior, por elevación epigénica del conjunto.

— Hundimiento que desarrollan pliegues asimétricos y rodillas, así como fallas de descompresión asociadas. Se genera así la depresión de Zalea y el Corredor de Cártama.

— Invasión de las depresiones así creadas, por el mar plioceno.

— Fase epigénica general, positiva, con movimientos diferenciales que acentúan las depresiones y producen la regresión del mar.

— Morfogénesis árida en el Pliocuatnario (¿Villafranchense?).

— Establecimiento de la red fluvial en el Cuaternario.

En cuanto a los tipos de metamorfismo se observa la superposición de un metamorfismo regional (ver Petrología), hercínico al menos en el Maláguide, y un metamorfismo de contacto, superpuesto al anterior y que produce aureolas alrededor de la peridotita.

4 PETROLOGIA

4.1 PERIDOTITAS *

4.1.1 DUNITAS PIROXENICAS, HARZBURGITAS Y LERZOLITAS (σO^6 ; σO^8)

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.

Los valores más frecuentes de las medidas de ángulos de ejes ópticos realizados en este mineral están comprendidos entre $2 V_z = 84^\circ$ y $2 V_z = 88^\circ$, que corresponden, respectivamente, a contenidos en forsterita de 89 y 95 por 100. Se trata, pues, de olivinos muy magnesianos.

El tamaño de grano es variable, de medio a grueso, formando los minerales un mosaico panalotriomorfo.

Los valores de los ángulos axiales determinados en los cristales dan unos valores más frecuentes de $2 V_z = 94-96^\circ$, que corresponden a piroxenos magnesianos.

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.

* Esta primera parte del estudio petrológico de las peridotitas ha sido suministrada por el IGME.

Se trata de diópsidos muy magnésicos con ángulos de ejes ópticos cuyos valores medios oscilan entre $2 V_z = 60^\circ$ y $2 V_z = 66^\circ$ y $ZC = 37-43^\circ$.

La espinela más frecuente es un picotita cromífera de color pardo, tanto más oscura cuanto mayor contenido en cromo tiene. Pueden aparecer espinelas de color rosado.

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 recrystalización. Estos tres fenómenos representan estadios crecientes de deformación mecánica.

El ortopiroxeno es más resistente a la deformación, llegando raramente a la fase de 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.

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 recrystalización parcial de los minerales afectados, consideramos que la generación de estas estructuras de origen mecánico se ha producido durante el proceso de ascenso y emplazamiento de todo el macizo ultramáfico más que por una tectonización según planos definidos después que el macizo llegase a adquirir la posición actual.

El grado de alteración de estas rocas es muy variable. En todas ellas el olivino está al menos transformado en los bordes y grietas en minerales serpentínicos, aunque en muchos casos este material llega a sustituirseudomórficamente 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.

Con más frecuencia, el ortopiroxeno es sustituido parcialmente por agregados de anfíboles alargados de pequeños tamaños, que han sido diagnosticados como antofilita. Los agregados de antofilita a veces pueden sustituir completamente a los cristales de ortopiroxeno.

4.1.2 SERPENTINITAS

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

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

4.1.3 PETROGENESIS

El carácter de los macizos estudiados es francamente ultramáfico y ultrabásico muy acentuado. La media general de las rocas estudiadas da unos contenidos en olivino del 60 por 100. Los tipos de composición próxima a la dunita son abundantísimos, mientras que los gabros y noritas no se encuentran en la Hoja de Alora.

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. Otros datos favorables al carácter alpino son el predominio del olivino, muy magnesiano sobre el ortopiroxeno; la falta de composición crípica en la composición de los minerales, y la relación Mg/Fe muy elevada.

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.

Otro dato que puede aclarar la atribución a complejos de alta temperatura es la presencia de metamorfismo de contacto.

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

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 anfibolita 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 debajo de los 500° C, aproximadamente. Aunque es difícil realizar una evaluación de la serpentina, que pueda haberse formado durante el proceso de emplazamiento, y cuál es la que pueda deberse a simple alteración superficial, las observaciones texturales indican que parte de ella se ha formado durante el proceso de ascenso.

4.2 ROCAS METAMORFICAS

En este apartado se trata de los caracteres petrológicos de las grandes unidades internas de la cordillera (el complejo Maláguide y el complejo Alpujárride) y (probablemente) el de posición tectónica más baja (el complejo Nevado-Filábride), representado aquí probablemente por la denominada Unidad de Sierra Blanca (mármoles de Cártama).

4.2.1 COMPLEJO MALAGUIDE

Forma la unidad de posición tectónica más alta, estando en parte desprovista de metamorfismo, o siendo éste de grado verdaderamente bajo.

Las grauvacas que aparecen en diferentes tramos (D-P, c) no muestran entre sí notables diferencias. Están constituidas por fragmentos minerales, fragmentos de rocas y cantidades variables de matriz. Entre los primeros se encuentran principalmente clastos angulosos o subangulosos de cuarzo y plagioclasas, además de láminas de moscovita y biotita. Los fragmentos de roca corresponden a pizarras, filitas gráficas, liditas, cuarcitas (a veces micáceas) y «chert». Los fragmentos de rocas más plásticas hacen en algunas muestras el papel de matriz. Esta es de composición cuarzo-sericitica-clorítica con grado de recristalización de débil a moderado y suele estar provista de orientación preferente. En algunas muestras se han encontrado plagioclasas macladas en damero que recuerdan a las contenidas en las escasas metavulcanitas ácidas que afloran en el NO. de la Hoja de Coin. En grauvacas del tramo superior se encuentran incluso pequeños frag-

mentos de estas rocas conteniendo fenocristales plagioclásicos en una matriz de aspecto filítico.

Las pizarras o filitas contenidas en todos los tramos suprasilúricos muestran el desarrollo de tres esquistosidades (excepto en el Permotriás) tal y como aparece en el término más bajo del complejo: las denominadas «filitas basales». Las calcofilitas (S-D) y calizas «alabeadas» (C) son casi siempre de grano muy fino. La presencia de calizas débilmente cristalinas es rara, conteniendo, en este caso, algunas veces la intercalación de delgados lechos filíticos.

Las «filitas basales» (PC-S^{af}) y los diques pequeños de diabasas que la atraviesan son notablemente similares al tramo más superior de la zona de la biotita que se describe al tratar del Complejo Alpujárride, por lo que no es preciso insistir en sus caracteres. Cabe señalar que en algunas filitas de este tramo maláguide inferior se observa el desarrollo de tres esquistosidades, lo mismo que en los tramos altos del complejo Alpujárride (isogradas de la biotita y de la andalucita).

4.2.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Los muestreos sistemáticos realizados en los afloramientos alpujárrides han puesto siempre de manifiesto la existencia de una clara zonación mineral desde el contacto con las peridotitas hasta las zonas más alejadas de ellas, o lo que es lo mismo, de techo a muro de la secuencia, si las rocas ultrabásicas no afloran. Zonaciones minerales alrededor de las peridotitas ya han sido descritas por LOOMIS (1972) y por IGME (1973) en las Hojas de Marbella y Estepona.

La secuencia alpujárride muestra en Alora muy claramente la existencia de por lo menos dos fases de metamorfismo superpuestas, pudiéndose apreciar en el mapa (ver figuras 1 y 2) cómo las isogradas bien se solapan a grandes rasgos o bien las de la segunda fase se adelantan respecto a su equivalente en temperatura del ciclo primero.

Para mayor simplificación de la descripción de la serie se han trazado seis isogradas, en las que los minerales de la última fase que van apareciendo sucesivamente son: biotita, andalucita, sillimanita, feldespato potásico, cordierita y espinela.

4.2.2.1 Isograda de la biotita (ξT) (Esquistos y cuarcitas)

En el anticlinorio de Santi Petri aparece ampliamente representada en la parte Este (1,5 Km. de anchura media), situada inmediatamente debajo de la superficie de cabalgamiento del manto Maláguide, mientras que en el sector Oeste sólo se encuentra un pequeño retazo. Este estrechamiento de isogradas en la zona del Este se cumple a lo largo de toda la zonación debido a la estructura de domo asimétrico del anticlinorio de Santi Petri.

La zona de la biotita podría dividirse aún en otra periférica, que abarcaría aproximadamente la mitad externa del área trazada y que correspondería a la clorita.

En la parte superior de esta primera zona dominan las filitas y metareniscas, que pasan gradualmente a esquistos finos. Las filitas, finamente foliadas, están constituidas por pequeñas micas blancas y cloritas, entre las que se intercalan bien diminutos granos de cuarzo de forma generalmente alargada o bien bandas ricas en este mineral.

El grafito es un componente casi omnipresente en toda la serie. Las metareniscas (de composición unas veces casi grauwáquicas y otras muy cuarcíticas) presentan heterometría variable dentro de tamaños muy finos a medios. Los clastos son en su mayoría de cuarzo (a veces recrystalizado), seguidos en abundancia por los de plagioclasa ácida, presentando ambos forma elipsoidal preferente. Muchas rocas contienen también fragmentos de mica blanca detrítica, deformada, desflecada y no orientada que difiere en su tamaño de las que se encuentran en la matriz. Esta es extraordinariamente rica en cuarzo de grano fino y en delgados lechos orientados y suavemente ondulados de pequeñísimas micas y/o cloritas. Accidentalmente se han encontrado también pequeños granates de apariencia detrítica, teniendo el mismo origen granos relativamente grandes de circón y turmalina.

Las filitas-metareniscas pasan gradualmente a unos esquistos de grano fino ricos en grafito con una mayor complicación tectónica a la escala microscópica. Los componentes mayoritarios son el cuarzo, la mica blanca, la biotita y el grafito, acompañados ocasionalmente de plagioclasa y más rara vez de cloritoide. El cuarzo y las micas aparecen entremezclados o formando bandas más ricas en uno de los tres minerales.

La plagioclasa se presenta en pequeños blastos glandulares sincinemáticos, con inclusiones de grafito. En las pocas muestras en que se ha detectado el cloritoide éste aparece en pequeños cristales prismáticos, incoloros, que si bien se orientan según la esquistosidad, muestran inclusiones grafitosas transversales a ella.

Cortando principalmente a esta serie, es frecuente encontrar diabasas de grano fino constituidas por hornblenda verde y plagioclasa. El grado de alteración de estas rocas suele ser elevado, lo que dificulta el conocimiento exacto de su mineralogía. Dentro del anfíbol se pueden observar restos de clinopiroxeno, por lo que es probable que éste sea el mineral máfico primario. Otros componentes menos importantes son: cuarzo, feldespato potásico, minerales opacos, esfena, carbonatos, epidota y apatito. La textura suele ser subofítica, de grano fino a muy fino. Estas rocas figuran en el mapa con las siglas γ_R .

4.2.2.2 Isograda de la andalucita (ξγb) (Esquistos andalucíticos)

En el sector de Santi Petri la parte oriental de la zona con andalucita es bastante amplia, mientras que en el occidental se estrecha considerablemente. Este fenómeno de diferente amplitud de las zonas metamórficas a ambos lados ya se ha apuntado al describir la zona de la biotita y se volverá a encontrar en la zona de la sillimanita.

Como norma media se puede apuntar que en la zona en cuestión el primer mineral en aparecer es la andalucita, seguida por el granate y finalmente por la estauroлита. Esto indica, como se verá a continuación, al ver las relaciones interminerales, que en la formación polimetamórfica el segundo ciclo ha rebasado los límites del granate, correspondientes al primero.

El cuarzo puede ser el componente fundamental en algunos tipos de rocas, presentándose de formas variadas, siendo las más frecuentes como cristales con tendencia al alargamiento y orientación preferencial, según éste. En las rocas pelíticas es normal que forme bandas de grano fino entre los lechos micáceos, en donde abundan los microlitos micáceos (micas-1) orientados transversalmente a la S_2 , que determinan moscovita-2 y biotita-2, fuertemente impregnados de grafito.

El cloritoide, mineral verdaderamente accidental en esta región, forma pequeños cristales prismáticos, incoloros, frecuentemente maclados, que unas veces se presenta con extinción ondulante y orientado según la esquistosidad de flujo, mientras otras la deforma muy claramente y adopta una disposición similar a la de moscovita-1 y biotita-1.

El granate es casi siempre de pequeño tamaño e incluso grafito y cuarzo, principalmente, dispuestos helicíticamente o no, pero siempre en discordancia con la S_2 . Los cristales son siempre xenomorfos y a veces esqueléticos o con estructura en atolón. Lo normal es que aparezcan rodeados por sombras de presión de cuarzo y deformando la esquistosidad que determinan moscovita-2 y biotita-2. En algunos cristales se ha observado una zonación de inclusiones grafitosas, de forma exagonal, presentándose la periferia claramente xenomorfa. Cuando este mineral no tiene las sombras de presión de cuarzo está retromorfizado parcialmente a moscovita y biotita no orientadas.

El fenómeno de retrometamorfismo citado es también muy frecuente en los cristales de estauroлита. Este mineral contiene también inclusiones grafitosas cuya disposición indica una formación más tardía (sin a post-fase 1) respecto al granate, al cual engloba con cierta frecuencia. Algunos cristales muestran un recrecimiento sin a postcinemático (estauroлита-2). En la fase 2, además de la recristalización del cuarzo y las micas, tiene lugar una blastesis plagioclásica seguida de otra andalucítica. La presen-

cia de plagioclasa irá aumentando progresivamente con la zonación mineral.

En la zona de la andalucita se presenta la plagioclasa con tamaño medio de unos 2 mm., forma marcadamente glandular e inclusiones grafitosas, a veces algo helicíticas, que evidencian un carácter preferentemente sincinemático a postcinemático precoz. Los blastos que engloban a S_2 son verdaderamente accidentales. En numerosos individuos se encuentran blindados cristales estaurolíticos xenomorfos, diminutos granates (lo más frecuente es que muestren estructura en atolón) o laminillas biotíticas.

La andalucita, de manera general, va aumentando su idiomorfismo conforme se avanza en la serie. El carácter de los cristales varía desde sincinemático tardío a claramente postcinemático, puesto de manifiesto por las inclusiones grafitosas y por el englobamiento de la S_2 . Cuando esta última está algo plegada también lo están los cristales de andalucita, lo mismo que la estaurolita-2.

Los accesorios comunes en todas las rocas estudiadas son apatito, cirión, esfena (más rara vez), minerales opacos y turmalina. Esta última, a veces, en cantidades relativamente importantes.

En afloramiento de la Robla la zona de la andalucita propiamente dicha no ha podido ser detectada, por no aparecer en las rocas recolectadas, mientras que sí se encuentra la plagioclasa glandular sincinemática a postcinemática del segundo ciclo que blindas estaurolita y granate del primero.

4.2.2.3 Isograda de la sillimanita ($\xi\gamma b$) (Esquistos andalucíticos)

En el sector de Santi Petri se halla representada la isograda de la sillimanita sólo en el N. y S. del afloramiento, mientras desaparece prácticamente tanto al E. como al O., debido, en parte, a fallas posteriores a la zonación mineral.

El desequilibrio térmico del anticlinorio de Santi Petri es evidente, pues al Sur no se individualiza la zona de la sillimanita sola, sino que coexiste con andalucita, mientras que este mineral desaparece algo después de sobrepasar la isograda de la sillimanita.

El cuarzo forma, en general, granos de mayor tamaño que en la zona de la andalucita, presentándose muy frecuentemente como cristales glandulares de más de 1 mm. de longitud.

La moscovita sigue disminuyendo con el grado de metamorfismo, siendo ya inexistente en algunas zonas antes de llegar a la isograda del feldspato potásico.

La biotita presenta color más oscuro que en la zona de la andalucita, además de constituir láminas de mayor tamaño que determinan la foliación de la roca.

Granate y estaurolita adoptan la misma disposición que en la zona de la andalucita, es decir: como residuos dentro de la andalucita tardía el

segundo mineral y ambos como inclusiones dentro de las glándulas de plagioclasa. Respecto a la plagioclasa cabe señalar que su carácter es más helicitico que en la isograda superior y su contenido medio de anortita corresponde al de una oligoclasa básica o andesina muy ácida.

La distena forma diminutos prismas que pueden tanto estar blindados dentro de otros minerales (micas o plagioclasas) como presentar deformación. Por sus relaciones con los demás minerales, parece corresponder a una isograda más profunda que la de la estauroлита del primer ciclo. Distenas englobando la S_2 son accidentales, pero cabe admitir la formación excepcional de este mineral en la fase 2.

La sillimanita constituye pequeños lechos fibrolíticos cuyo carácter flexuoso y abundancia aumenta con la profundidad. Siempre se encuentra muy íntimamente asociada a la biotita, a partir de la cual se forma, disminuyendo la mica considerablemente a medida que es mayor la proporción de sillimanita. Solamente en dos muestras se han podido observar incipientes fenómenos de fibrolitización a partir de andalucita o distena.

La neises de cuarzo, diópsido, plagioclasa y granate, es de suponer que corresponden a antiguos niveles margosos (o volcánicos) metamorfozados. Por lo general presentan textura granoblástica con bandeado determinado por la riqueza en diópsido y granate xenomorfo o en cuarzo y andesina básica.

Los materiales encontrados hacen pensar en un primer ciclo metamórfico de tipo barroviense, borrado en parte por otro de presión algo más baja, de condiciones intermedias entre el tipo de Idaho (HIETANEN, 1966) y el Pirenaico, ya que cabe la posibilidad de que accidentalmente, debido al desequilibrio parcial de las condiciones metamórficas, en el segundo ciclo se haya formado en ocasiones distena-2 en la zona de la andalucita-sillimanita.

4.2.2.4 Isograda del feldespato potásico (ζ sill) (Neis bandeado)

Su aparición no coincide exactamente con la zona de neises con estructura bandeada diferenciada en el mapa.

En el sector de Santi Petri las rocas correspondientes a la parte alta de la zona del feldespato potásico son muy similares a los micasquistos que las preceden, con la salvedad de la aparición del mineral característico de la facies.

La moscovita, si bien se encuentra en pequeñas proporciones, es todavía estable cuando la formación del feldespato es incipiente. El granate es de tamaño muy pequeño y formado durante la fase anterior a la migmatización. Estauroлита, andalucita y distena adoptan la misma apariencia que en la zona de la sillimanita, siendo cada vez más escasas las dos primeras y llegando a desaparecer casi simultáneamente con la escasa moscovita que aún puede observarse. La estabilidad de la distena es algo ma-

yor, pero desaparece también al llegar a la parte alta de la zona inferior del feldespato potásico.

El mineral índice se forma al principio en pequeños cristales asociados a la biotita. La génesis a partir de moscovita sólo se ha observado en muy contadas muestras. Una vez que tiene lugar la desaparición total de la moscovita (subzona inferior del feldespato potásico) se observan los siguientes fenómenos:

1.º Aumento progresivo de la proporción de feldespato potásico, que se forma lo mismo que la sillimanita a partir de la biotita.

2.º Las plagioclasas van aumentando de tamaño y cambian el aspecto glandular por el de cristales, que llegan a ser idiomorfos, con composición media de An_{40} y provistos de ligera zonación.

3.º El apatito y la turmalina verde son cada vez de mayor tamaño y más abundantes.

4.º Alternancia de lechos de biotita-sillimanita y cuarzo feldespático cada vez más acusada, llegando a dar finalmente estructuras bandeadas, flebíticas, plegadas u oftalmíticas.

En Santi Petri se han encontrado diques leucocráticos cortando a las rocas migmatíticas cuya composición hace pensar que se trata de movilizados formados a partir de ellas por anatexia más avanzada. Las rocas recolectadas de este tipo presentan tectonización manifiesta en la forma elipsoidal del feldespato, en la estructura del cuarzo y en la deformación de algunas plagioclasas. Estas últimas suelen conservar su carácter idiomorfo, lo mismo que la cordierita, que generalmente muestra fuerte pinitización. Además de los minerales mencionados se pueden encontrar diminutos granates, lechos fibrolíticos, algo de biotita y turmalina.

Estas últimas rocas, ricas en ferromagnesianos, contienen muy escaso ortopiroxeno, con $2 V_z = 68^\circ$. La hornblenda, que no se ha encontrado en rocas similares de las zonas minerales superiores, se forma a partir del diópsido.

En los diques leucocráticos cortantes el ángulo axial del feldespato potásico es $2 V_z = 70^\circ$ y la plagioclase muestra una composición de An_{40} . Estos valores coinciden con los que han sido determinados en las rocas migmatíticas, a las cuales atraviesan.

En la parte suroeste del Macizo de Carratraca se ha encontrado un dique que atraviesa a la peridotita, de composición mineralógica igual a los que cortan a las migmatitas, pero con plagioclasas más ácidas (núcleo de An_{22-24} y periferia de An_{28-30}).

4.2.2.5 Isograda de la cordierita (ζ sill; ζ_R) (Neis bandeado-Neis granitoide)

Rocas conteniendo cordierita se encuentran tanto en Santi Petri como

en el afloramiento alpujárride del Río Seco o en el del oeste de la Sierra de Cártama, pero es en la región de la Robla donde se puede trazar con más aproximación su isograda. Hay que hacer resaltar que tanto esta zona mineral como la sucesiva de espinela tiene un control litológico y estratigráfico casi preciso. La zona de la cordierita suele coincidir con las migmatitas bandeadas, que llegan a presentar estructuras granitoides por evolución progresiva, y la isograda de la espinela señala el comienzo de las rocas de tipo granulítico. Sin embargo, hay una muestra correspondiente a la zona de sillimanita en la que se transforma la estaurilita en cordierita y la distena en espinela verde.

Las plagioclasas siguen aumentando el carácter idioblástico y la estructura zonada. En las rocas con estructura bandeada el valor medio más frecuente es de An^{45} y las leyes de macla corresponden a albita-Karlsbad, albita-periclina o acina. Casi todos los cristales contienen inclusiones redondeadas de cuarzo.

El feldespato potásico puede adoptar forma glandular y muestra inclusiones de restos de biotita o sillimanita. Los valores del ángulo axial más frecuentes oscilan entre $2 V_x = 56^\circ$ y $2 V_x = 70^\circ$.

La cordierita es muy xenomorfa en la parte más alta de su isograda y contiene también las mismas inclusiones que el feldespato potásico. En muchas rocas puede observarse muy claramente cómo reaccionan la biotita y la sillimanita, formándose feldespato potásico y cordierita.

Gradualmente las rocas se empobrecen en melanosoma y pasan a presentar estructura nebulítica o claramente granitoide (ζR). Los mejores representantes de este último tipo se encuentran en el pequeño afloramiento alpujárride del O. de Cártama. Las muestras corresponden a verdaderos granitos con cordierita. Este mineral suele ser muy idiomorfo y presentar fuerte alteración pinítica. Cuando se ha podido medir el ángulo axial de los cristales, el valor obtenido ha sido de $2 V_x = 66^\circ$. Las plagioclasas son también idiomorfas, teniendo una estructura zonada y estando otras desprovistas de ella. La zonación puede ser inversa y oscilante. Las del primer tipo tienen composiciones de An_{60} para el núcleo y de An_{65} para la periferia. Las plagioclasas con zonación oscilatoria presentan tres zonas principales, en las que las composiciones más frecuentes de núcleo a periferia son An_{40} - An_{45} - An_{40} y An_{60} - An_{65} - An_{55} . Las plagioclasas no zonadas tienen un porcentaje de An_{45} , son idiomorfas, mientras que las de composición más básica son xenomorfas.

El feldespato potásico puede estar en la misma proporción que el cuarzo, la plagioclase y la cordierita, o casi desaparecer, lo cual es muy frecuente en las rocas muy granitoides. Cuando es abundante puede presentar macla de Karlsbad y exoluciones perfiticas.

Con frecuencia estos neises granitoides engloban fragmentos oscuros de rocas ricas en cordierita, acompañada de cuarzo y de restos de granate

de mayor tamaño que el que contienen los melanosomas de las migmatitas cordieríticas bandeadas.

La aparición de la cordierita presenta el problema de que existan dos generaciones de este mineral, una originada en condiciones de presión media a elevada, que se forma en el tramo inferior de la isograda del feldespato potásico, y otra generada en condiciones principalmente térmicas por contacto con la peridotita, como es la que existe formándose a partir de la estaurolita en la zona de la sillimanita. El problema de la existencia de una tercera fase metamórfica por contacto se tratará más adelante.

4.2.2.6 Isograda de espinela

En la región de la Robla las rocas migmatíticas bandeadas no llegan a dar términos que a la escala microscópica sean exactamente iguales que los granitos de anatexia con cordierita anteriormente descritos.

Sólo se hallan rocas de carácter menos avanzado en el grado de transformación, que se encuentran localizadas al este del Macizo de la Robla, junto a la parte suroriental del sector Sur del afloramiento peridotítico de Carratraca. Las rocas más profundas que se han encontrado corresponden a migmatitas fuertemente bandeadas o, a lo más, con discreta estructura en «schlieren».

El desarrollo de espinela tiene lugar en tres tipos litológicos. Estos son granulitas, diatexitas cordieríticas y micasquistos. Sobre las granulitas casi se puede decir que su aparición coincide con el de la espinela. En las diatexitas o metatexitas cordieríticas de Alora no llega a formarse la espinela asociada a la cordierita, fenómeno éste que es muy común en los neises granitoides de las Hojas de Marbella y Coin. En los micasquistos de la zona de la sillimanita se encuentra la espinela formándose a partir de distena, en la misma muestra en la que la estaurolita pasa a cordierita.

4.2.2.6.1 Granulitas bandeadas (ζ sill: Neis bandeado, y ζ_c : Neis de granate)

En la cartografía no pueden separarse de los neises migmatíticos bandeados por presentar una apariencia macroscópica igual. Como existen términos de tránsito a la escala microscópica, se ha podido observar claramente el paso gradual de unas a otras, haciéndose patente un notable cambio en la mineralogía de las rocas. La asociación mineral de estas granulitas bandeadas es cuarzo-biotita-granate-distena-sillimanita-cordierita-espinela-plagioclase (An₄₀)-ortosa.

El bandeado está determinado por la alternancia de zonas predominantemente leucocráticas con otras más melanocráticas.

El granate presenta tamaños que no suelen rebasar los 2 mm., y a diferencia del que aparece en las isogradas superiores, si tiene alguna inclusión, no se encuentra estructurada. La forma de los cristales es algo

alargada o redondeada. La sillimanita es abundante y adopta dos apariencias diferentes. Por un lado, forma lechos fibrolíticos o de delgados prismas, muy similares a los que se observan en los neises bandeados que preceden a estas granulitas. Por otro, existe una sillimanita en lechos cada vez más abundantes, cuya orientación coincide con el flujo que se observa en la roca, pero que presenta estructura de forma palmeada o a veces casi radial. A diferencia de la otra variedad de sillimanita, forma prismas de hasta casi 3 mm. de longitud por 1 mm. de anchura, y tiene una elevada birrefringencia y extinción ondulante. En algunas muestras se ve cómo este mineral se forma a partir de distena, generalmente orientada, que constituye prismas de pequeño tamaño. La aparición de la distena coincide con el comienzo de estas granulitas, pudiéndose observar en el mapa de facies cómo entre ellas y los neises altos de la zona del feldespató potásico hay toda una laguna en la que no existe el mineral en cuestión. La distena, a su vez (y ocasionalmente la sillimanita, recrystalizada y prismática), está rodeada por una aureola mirmequítica de cuarzo y diminutos granos de espinela verde.

Las plagioclasas adoptan también dos apariencias diferentes, dando siempre un valor más frecuente de An_{40} . Las de mayor tamaño son más xenomorfas y contienen una elevada proporción de exoluciones antipertíticas. Se sitúan preferentemente en las zonas leucocráticas de las rocas. Las plagioclasas pequeñas, con macla de albita o albita-Karlsbad (lo mismo que las que se forman a partir del granate), suelen ser bastante idiomorfas y se presentan en todas las bandas, pero con preferencia en las más ricas en biotita y sillimanita. El feldespató potásico puede estar tanto en bandas casi monominerales (de grano no muy fino y con estructura en mosaico) como constituir cristales de tendencia glandular poco marcada (a veces porfidoblástico), siendo frecuente en este caso las maclas de Karlsbad, las exoluciones micropertíticas, la orientación preferente de los individuos cristalinos y las inclusiones de distenas no orientadas, biotita y cuarzo. Los mismos minerales pueden encontrarse dentro de las antipertitas. En el contacto entre éstas y los cristales de ortosa existe un desarrollo, a veces importante, de plagioclase mirmequítica. El cuarzo cambia progresivamente la apariencia casi granoblástica por la de cristales cada vez más alargados. Además de los minerales enumerados, al llegar a estas granulitas bandeadas tiene lugar la aparición de pequeños rutilos que no existen o son raros en las rocas situadas en los diferentes tramos superiores descritos. Son frecuentes también el circón, la zoisita y apatitos de tamaño medio que se encuentran (estos últimos) próximos a los granates corroídos o en lechos ricos en biotita.

4.2.2.6.2 *Granulitas porfidoblásticas (ζ_G: Neises de granate)*

Las granulitas bandeadas progresivamente se transforman en granulitas porfidoblásticas mediante los siguientes cambios:

- 1.º Empobrecimiento progresivo en plagioclasas antipertíticas.
- 2.º Desaparición importante de parte de la biotita (finalmente sólo forma pequeños lechos) y aumento de la proporción de sillimanita prismática grande, con ausencia total de fibrolita.
- 3.º Aumento de la proporción de distena y espinela.
- 4.º Desarrollo de grandes granates que incluyen, sin ninguna estructuración, gotas de cuarzo, pequeños feldespatos, diminutas distenas, biotitas corroídas, un mineral de aspecto grafitoso y ocasionalmente pequeñas agujas de sillimanita en elevado número, pero que se encuentran siempre aisladas. Por otra parte, en la zona externa del granate se observa una transformación de éste a una primera banda de diminutas plagioclasas y cordieritas (generalmente alteradas o simplectíticas). Una segunda, a veces de más de 1 mm. de espesor, de agregados de pequeñas espinelas verdes, y una tercera de sillimanita prismática, que si bien se orienta con la roca muestra estructura interna semirradial. En esta zona de reacción pueden quedar «islas» de pequeños fragmentos del granate. Cuando éste es pequeño las estructuras coroníticas son menos espectaculares.
- 5.º Alargamiento sucesivo de los cristales de cuarzo, que en las granulitas más profundas tiene una forma completamente lamelar («Platten-quartz»).
- 6.º Desaparición total de apatito y circón, quedando únicamente el rutilo como mineral accesorio.

Estas granulitas presentan un carácter porfidoblástico determinado por el granate y una neta orientación preferente que acentúan el cuarzo lamelar, los lechos biotíticos, los paquetes de sillimanita (no su estructura interna) y los granates más pequeños, que casi siempre aparecen ligeramente aplastados.

4.2.2.7 *Consideraciones sobre el metamorfismo en el manto alpujárride*

Como se ha apuntado anteriormente, las secuencias de micasquistos y diversos neises han sufrido a lo largo del tiempo el desarrollo casi superpuesto de por lo menos dos fases de metamorfismo.

Durante la fase barroviense se han producido las zonas metamórficas del granate, la estauroлита y la distena. La continuidad de esta zonación con desarrollo de minerales metamórficos de condiciones más altas de presión y temperatura no queda del todo clara, en parte porque estos mismos (sillimanita y feldespato potásico) se han desarrollado en el segundo

ciclo, en zonas bajas de la serie. En las rocas granulíticas, descritas anteriormente, se ha dicho que los granates incluyen fibrolita y feldespato potásico, lo que hace pensar que tal vez sean reliquias de la existencia de ambos minerales en el primer ciclo.

La segunda fase metamórfica presenta unas anomalías en los gradientes de presión no del todo satisfactorias y difíciles de explicar.

En los límites de las isogradas de la andalucita y sillimanita se desarrolla distena-2, lo que hace pensar en unas condiciones de temperatura próximas a los 500° C y una presión de 5 kb. Condiciones similares de presión mínima exigen la estabilidad de estauroлита en la zona del feldespato potásico (ver HIETANEN, 1968). El desarrollo de la cordierita, después del feldespato potásico, indica unas condiciones de presión aproximada de 6,4 kb. para una temperatura de alrededor de los 650° C. El gradiente de presión sigue una marcha verdaderamente extraña, aproximadamente según la línea de separación de los campos de la distena y la sillimanita.

Por otra parte, en todas las rocas estudiadas se ha visto un paso gradual de los términos menos metamórficos a los de más alto grado.

Los neises migmatíticos bandeados, como se ha dicho, evolucionan con cambios progresivos: por un lado, a rocas granulíticas con distena, y por otro, a rocas granitoides o graníticas (¿granulitas cordieríticas?). Entre estos dos tipos litológicos, de diferente textura y composición mineralógica, no se observan términos de tránsito, por lo que hay que pensar en una evolución por caminos diferentes. Para mayor complicación, existen zonas en las que se han encontrado granitoides cordieríticos separados por escasos metros de granulitas con granate y distena. Con reservas se interpreta este hecho como debido a unas diferencias de presión de volátiles entre los dos tipos de rocas situados muy próximamente en el espacio. Si bien cabe señalar que aunque el hecho antes mencionado no sea raro, existe en torno a las peridotitas bien una predominancia de rocas granulíticas o bien otra de granitoides más o menos cordieríticos.

Las granulitas con distena y granate presentan el problema de su origen. Por un lado, encajan bien como el término final del primer ciclo metamórfico. Por otro, se ve cómo a la escala microscópica las migmatitas bandeadas de la isograda de la cordierita pasan progresivamente a ellas.

En cuanto al desarrollo de cordierita y espinela en los neises granulíticos con distena, se puede explicar mediante un descenso de presión; sin embargo, esta hipótesis no es satisfactoria, pues en los micasquistos de las zonas de la sillimanita en Alora y en los de la zona de la andalucita en Marbella se desarrolla espinela y/o cordierita cuando están próximas a pequeños macizos peridotíticos.

4.2.3 UNIDAD DE BLANCA

Se encuentra representada en el afloramiento de la Sierra de Cártama.

Desde el punto de vista litológico se distingue en la unidad inferior (serie inframármoles) una abundancia de rocas cuarcíticas, pelíticas y otras de origen probablemente margoso, todas ellas con metamorfismo de alto grado. La unidad superior está formada por mármoles impuros con niveles de rocas cuarcíticas, pelíticas y básicas metamorizadas.

4.2.3.1 Serie inframármol (T_A: Cuarcitas, anfibolitas, neises con cordierita y andalucita)

Las asociaciones minerales recuerdan las que contienen los neises alpujárrides migmatíticos de la parte alta de la isograda de la cordierita y de la zona baja del feldespato potásico, pero desde el punto de vista estructural son tipos de rocas completamente diferentes.

Las rocas conteniendo los anfíboles suelen presentar textura nematoblástica. El cuarzo es generalmente abundante. Las plagioclasas no son zonadas, habiéndose encontrado el valor medio de An_{60} y a veces términos más básicos. Cuando en alguna roca coexisten la hornblenda verde y la verde azulada, parece ponerse de manifiesto una transformación de la primera en la segunda. Algunas cuarzo-anfibolitas contienen una hornblenda azulada ligeramente porfidoblástica, repleta de pequeñas inclusiones de plagioclasas redondeadas. La cantidad de feldespato potásico en las anfibolitas no suele ser nunca importante.

Sobre la génesis de estas rocas no hay argumentos claros para considerarlas ortoderivadas. En principio, se supone, dada la riqueza en cuarzo y la alternancia ocasional con delgadas capas de rocas pelíticas, un origen sedimentario, sin descartar del todo el anterior.

Las rocas de origen pelítico (neises con cordierita y andalucita) presentan siempre grano muy fino y estructura bandeada (a veces plegada) determinada por la alternancia de lechos de 1 mm. de espesor, con diferente mineralogía. Esta diferencia estructural con los neises alpujárrides equivalentes en temperatura se observa en todas las rocas, ya que aquéllos presentaban estructuras más groseras y efectos de presiones (dirigidas o no) más fuertes. El feldespato potásico forma granos de 100 μ de tamaño medio, apareciendo normalmente en bandas con estructura casi en mosaico. La biotita está en hileras discontinuas con marcada resorción en los bordes. Se relaciona casi siempre con la sillimanita y el feldespato y su coloración es pardo-verdoso intenso, mientras que la biotita de alpujárrides era rojiza en la parte más baja de la serie y siempre de mayor tamaño. El cuarzo, que puede ser verdaderamente escaso, es también de grano fino y predomina en las bandas de diminutas plagioclasas macladas (An_{30-35}), que no suelen zonarse.

La cordierita tiene casi siempre carácter xenomorfo y el maclado está, por lo general, ausente. El valor del ángulo axial es de $2 V_x = 66^\circ$.

Las escasas rocas en las que se ha determinado corindón responden a tipos muy bandeados y de grano fino. El mineral en cuestión se presenta en granos muy característicos con mayores de 100 μ que suelen rodearse de diminutas plagioclasas macladas. En muchas rocas se observa una clara alternancia de escasos lechos melanocráticos (biotita con sillimanita) y leucocráticos (cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico). En ellas la turmalina, de reducido tamaño, es extraordinariamente abundante y su coloración de tonalidades verde-azuladas intensas. En alpujárrides la turmalina suele ser verde o pardo verdosa. Otras diferencias mineralógicas con el complejo tectónico superior es que la sillimanita, en vez de formar numerosos lechos flexuosos de fibrolita es, en ocasiones, muy finamente prismática, forma delgadas bandas según superficies por lo general rectas y nunca es tan abundante. La andalucita nunca se presenta en blastos idiomorfos, sino como cristales ligeramente ovalados, sin deformación y englobando numerosos minerales opacos con débil orientación preferente. Los bordes de los cristales pueden estar algo alterados a micas blancas, lo mismo que muchos granos de feldespato potásico. El granate nunca es importante y siempre de reducido tamaño, careciendo de estructuración las inclusiones metálicas que contiene.

El grafito no se detecta con claridad en ninguna muestra.

La composición inicial de los sedimentos (aun perteneciendo a un mismo grupo) es notablemente diferente de la de las metapelitas alpujárrides. Sólo por consideraciones sobre las composiciones mineralógicas cuantitativas deducidas del estudio petrológico se supone para la serie inframármol una menor riqueza en hierro, magnesio y alúmina.

4.2.3.2 Serie de mármoles ($T_A-\Delta$)

El estudio de la existencia de un metamorfismo progresivo en esta serie se dificulta con la pureza de algunos mármoles, principalmente los más dolomíticos y la escasez de los episodios no carbonatados.

La calcita suele ser el carbonato más frecuente en las muestras recolectadas. Para su diferenciación de los otros carbonatos se han empleado técnicas de tinción diferencial en las láminas delgadas.

Los carbonatos son casi siempre heterométricos, con tamaños finos a medios. Las texturas más normales son las granoblásticas según cristales de bordes indentados o, con menor frecuencia, suturados. Los granos de carbonatos alargados y orientados son más raros. Algunas muestras tienen estos minerales con deformación más o menos fuerte de los planos de macla.

El talco, casi omnipresente en todos los mármoles, forma pequeñas laminillas que pueden confundirse con micas blancas. Unas veces forma pseudomorfosis a partir de minerales máficos alterados, pero lo más frecuente

es que las laminillas aparezcan dispersas en la roca y sin orientación preferente (ni aun cuando los carbonatos la tengan), no pudiéndose deducir nada sobre su origen y adoptando esta apariencia aun en rocas que contienen no ya anfíbol o clinopiroxeno, sino también olivino.

La flogopita, que se encuentra en pocas muestras, puede estar orientada o no. Nunca forma lechos ni grandes láminas. A veces parece relacionarse con pequeños prismas de tremolita. Esta suele estar bastante alterada y su orientación puede ser más frecuente que la de los dos minerales anteriores.

El diópsido (escaso) y la plagioclasa (más abundante) forman cristales xenomorfos o redondeados, lo mismo que el olivino, cuyos tamaños no suelen rebasar los 0,5 mm. de diámetro.

Las cuarcitas son de grano fino, con orientación de todos los componentes. El feldespató potásico constituye manchas anubarradas policristalinas. La sillimanita se presenta en delgados lechos fibrolíticos y la biotita es escasísima.

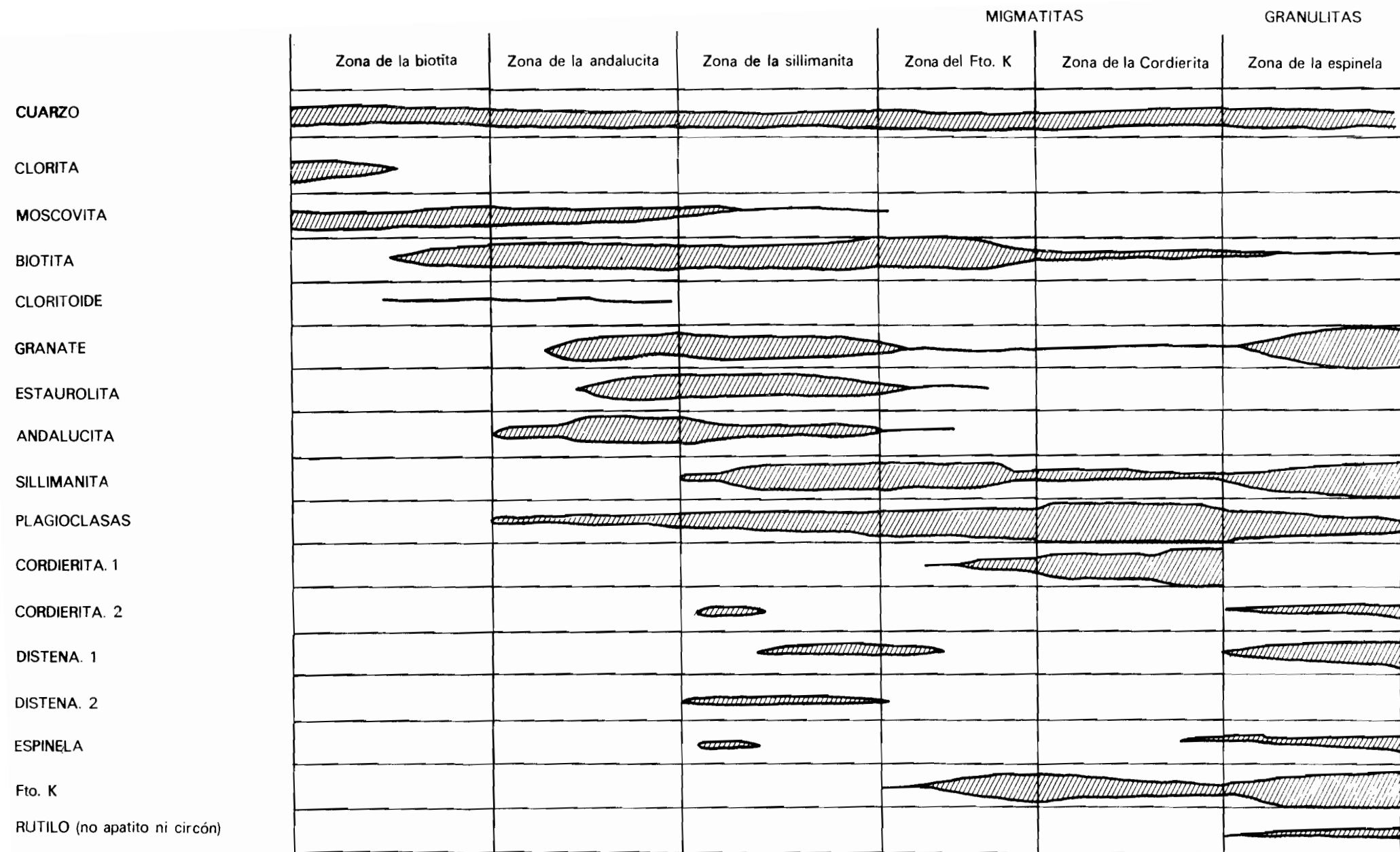
Las rocas pelíticas tienen la misma apariencia que los neises de finas bandas, muy turmaliníferas, que se encuentran en la serie inframármol.

Las rocas básicas recolectadas corresponden a anfibolitas con hornblenda muy prismática, orientada, desarrollándose una suave crenulación y apareciendo los cristales de plagioclasa como intersticiales entre los prismas de la hornblenda verde azulada.

4.2.3.3 Consideraciones sobre el metamorfismo de la Sierra de Cártama

La asociación frecuente de andalucita-sillimanita-feldespató potásico. La aparición de éste, a veces antes que la sillimanita o generalmente al mismo tiempo (ver Hoja de Coin, IGME, 1974) y la presencia relativamente temprana de la cordierita (en alpujárrides tiene lugar en zona avanzada del feldespató) evocan unas condiciones de metamorfismo de tipo abúkúmico o quizá de presión más baja. La falta de cloritoide y estauroilita puede ser consecuencia de la composición inicial de los sedimentos. El trazado de las isogradas no ha sido posible dada la inexpresividad de muchos mármoles y el grado de alteración que afecta a las rocas no carbonatadas.

En ninguna muestra se ha encontrado ningún reliquo de distena ni de ningún otro mineral que pueda evocar una fase de presión anterior. Como quiera que las dos fases metamórficas claramente definidas en los alpujárrides, son de presión más elevada, con una diferencia mínima de 2 kb. respecto al metamorfismo de Blanca, es muy probable que si éste es coetáneo del segundo que muestra la serie alpujárride haya tenido lugar estando cada manto en su respectiva patria, lo que puede indicar las diferencias de presión existentes entre ambos. La hipótesis de que el metamorfismo de la serie de Cártama corresponda al tercer ciclo en alpujárride



Asociaciones minerales en las diferentes zonas metamórficas del complejo Alpujárride

des (que queda oscuro a la vista de los datos de que se dispone y en el que junto a la peridotita se desarrolla espinela y cordierita por contacto) no es de descartar, por lo que entonces este metamorfismo térmico sería postmanto y por tanto postríasico, ya que en la Hoja de Marbella afecta a las calizas triásicas de la Unidad de las Nieves.

4.2.4 RELACIONES ENTRE LAS PERIDOTITAS Y LAS ROCAS METAMORFICAS VECINAS

El desarrollo de los metamorfismos en relación con los macizos peridotíticos es un problema muy complejo, para cuya resolución exacta serán necesarios estudios más detallados a la vista de los problemas y contradicciones que surgen.

Las hipótesis pueden ser muy variadas.

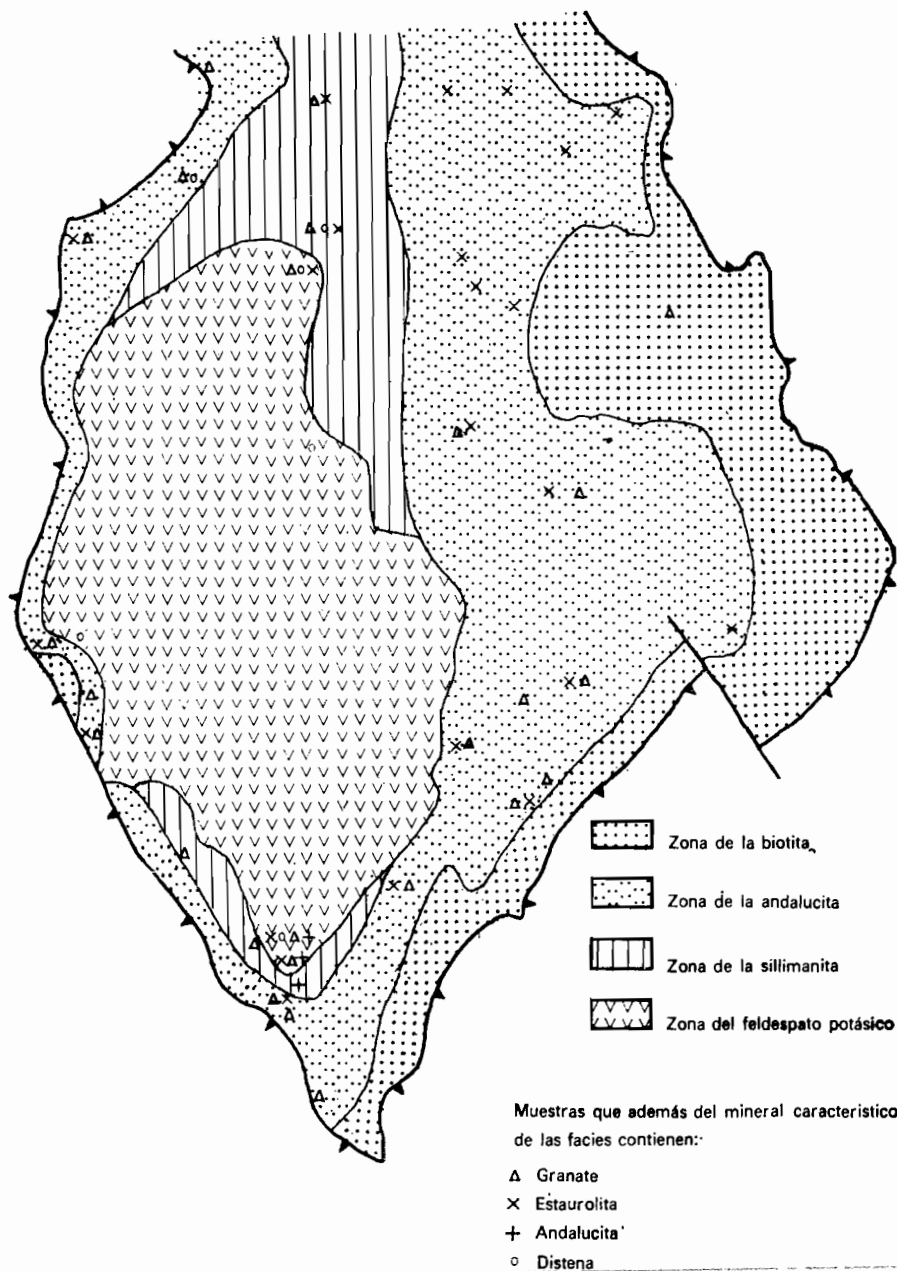
Por un lado, se puede pensar que el emplazamiento de las peridotitas haya dado lugar a la facies granulítica con distena (y desarrollo, por tanto, del primer ciclo metamórfico). Posteriormente ha habido un efecto de zócalo, desarrollándose migmatización. Según esto, las peridotitas habrían de ser antiguas, lo cual va en contradicción con el desarrollo de metamorfismo en el Trías y la aparición tardía de espinela y cordierita en zonas relativamente altas de los micasquistos. Por otro lado, la forma y apretamiento de isograsas (ver FONTEILLES y GUITARD, 1968), lo mismo que la distribución en toda la región de los diques leucocráticos, son parecidos a los que describen los autores mencionados para explicar el efecto del zócalo.

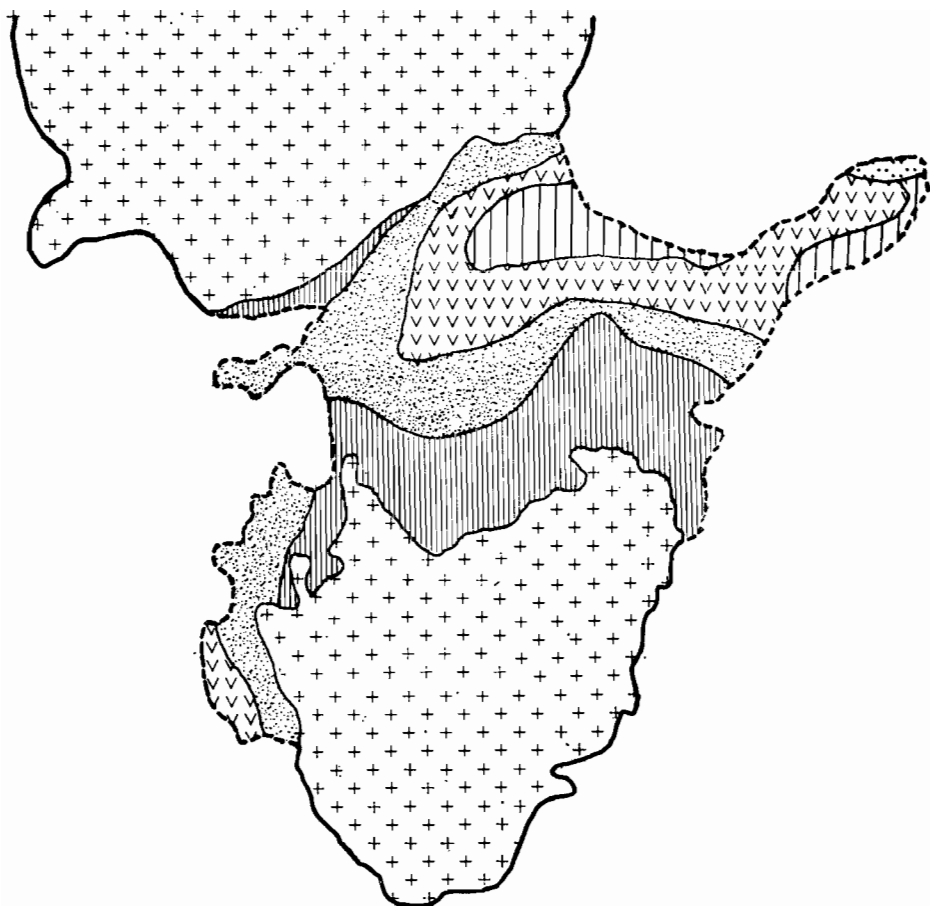
La hipótesis de peridotitas de esta presión y temperatura y peridotitas de alta temperatura (ver DIDON, DURAND-DELGA y KORNPROBST, 1973) que hayan dado lugar a lo que denominan «leptinitas» (neises granitoides: ζ_R) y «kinzigitas» (neises granulíticos con granate y distena: ζ_o) no parece probable. Comprobando sobre los mapas de facies de peridotitas y rocas encajantes en las cuatro Hojas estudiadas por los autores del presente trabajo, no se ha encontrado esta correlación de condiciones de presión y temperatura entre las peridotitas y las rocas encajantes.

La hipótesis de migmatización por intrusión no parece probable. Rocas migmatíticas, a grandes rasgos similares, se encuentran al este de Málaga y en la sierra de Cabrera. Entonces habría que pensar que las rocas peridotíticas se encuentran por debajo de las migmatitas de las dos zonas mencionadas. Cabe aquí añadir que las rocas migmatíticas de Málaga contienen asociaciones minerales que evocan las que ZECK (1968) ha descrito en los enclaves de las vulcanitas de Níjar (Almería) y que el propio autor del presente trabajo ha estudiado en Mazarrón.

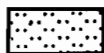
No se descarta la idea de que la migmatización no esté muy distante en el tiempo del emplazamiento de las ultrabasitas, pero la hipótesis que parece más aceptable a la vista de los estudios realizados es que el me-

ANTICLINORIO DE SANTI PETRI-ZONACION MINERAL PROGRESIVA EN EL COMPLEJO ALPUJARRIDE

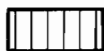




ZONACION MINERAL EN EL SECTOR DE LA ROBLA



Zona de la andalucita



Zona de la sillimanita



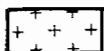
Zona del feldespato potásico



Zona de la córdierita



Zona de la espinela



Peridotita

tamorfismo producido por las peridotitas sea el desarrollo de espinela + cordierita y cordierita, que se encuentran siempre presentes alrededor de las peridotitas tanto en las rocas ultrametamórficas como en algunos esquistos (de las isogradas altas) que se encuentran junto a pequeños afloramientos peridotíticos. El metamorfismo en las rocas carbonatadas (Unidad de las Nieves, de Marbella) se traduce en el desarrollo de olivino, diópsido, flogopita y tremolita.

5 METALOGENIA

5.1 CROMO, NIQUEL Y MINERALES ASOCIADOS

En el macizo de peridotitas de Carratraca se han realizado estudios por el Plan Nacional de la Minería, en el Programa Sectorial de Níquel (1972-73).

No han sido los primeros estudios realizados en esta zona, pues ya ALVAREZ DE LINERA (1851) describió muchas labores de exploración dentro del Macizo de Carratraca.

ROSSO DE LUNA (1942), en su *Estudio metalogenético de los yacimientos de cromo y níquel «San Juan», «El Inglés» y «El Sapo», de la comarca de Carratraca*, dice que las concentraciones de minerales están en forma de lentejones o masas fusiformes apoyadas en los planos de determinadas diaclasas. Observa que «ni en la cromita ni en la niquelina se observan caracteres o indicios de génesis 'hidrotermal neta', y ambos minerales son en 'Los Jarales' ('El Inglés' y 'San Juan') de génesis ortomagmática, pero tardía, es decir, producida cuando la mayoría de los constituyentes petrográficos primarios del macizo ya estaban consolidados».

En las minas citadas anteriormente no se ha podido ver «in situ» la mineralización; tan sólo en el indicio conocido como «El Gallego» ha sido posible observarla.

Según las comunicaciones de los mineros más antiguos, su morfología correspondía a lentejones de mineral del tipo niquelina, sin continuidad lateral ni en profundidad.

Las paragénesis existentes en estos indicios corresponden a la asociación de niquelina, pentlandita, calcopirita, pirita, cromita, pirrotina niquelífera y cloantita, armando sobre serpentina compacta, que hacia la superficie se va haciendo más deleznable y limonitizada. Es fácil pensar, a menudo, a la vista de las rocas existentes en los escombros, que junto a las serpentinitas aparecen diques ácidos formando parte de la roca de caja. En esto se coincide con los datos de ROSSO DE LUNA (1942). En las escombreras de «El Sapo» se ha visto la presencia de serpentinitas magnetíferas en relación con las mineralizaciones.

El grafito se ha encontrado como roca de caja en algunos de los indi-

cios de niquelina, y acompañando al grafito también es frecuente la moscovita. El origen de la moscovita habría que buscarlo probablemente en los diques ácidos que se encuentran en relación espacial con las mineralizaciones.

Como resumen de los estudios realizados por el Plan Nacional de Minería, Programa Sectorial de Níquel, se esboza la hipótesis de que las mineralizaciones corresponden a concentraciones de tipo filoniano, arrosariados y de escasas dimensiones. Se disponen en general de áreas de fracturas próximas al contacto. Probablemente se produjeron por la acción de soluciones hidrotermales tardías sobre las serpentinitas existentes en toda la masa del macizo; éstas, después de lixiviar al níquel, han circulado por las fracturas existentes y precipitando la niquelina y el resto de sus minerales paragenéticos, en aquellos puntos en que encontraron pequeños schlieren de cromita. La cromita actuó de agente precipitante sin que las soluciones mineralizantes alcanzaran demasiada profundidad debido a que la serpentinitización es también poco profunda.

5.2 GRAFITO

Se presenta en los macizos de peridotitas, en bolsadas de tamaño variable; unas veces en contacto directo con la serpentina, dunitas o harzburgitas; otras hay entre ambos una capa de ganga piritosa cargada de óxidos de hierro.

Nunca se ha encontrado en los neises ni en pizarras esta clase de bolsadas.

Su formación debe ser posterior, tal vez por descomposición de carburos metálicos. Los contactos con la roca de caja son muy limpios, lo que apoya la hipótesis de que proceden de deposiciones posteriores.

Se presenta en forma de «habas» o nódulos de mineral puro, rellenando oquedades de la roca caja, o bien en forma de «granza» como pequeños granos envueltos por la arcilla ferruginosa de la caja.

5.3 PLATINO

No se ha visto «in situ», pero en las bateas y en los análisis de las arenas que contienen dunitas, ORUETA (1917), sí hay muestras de este metal. Por otra parte, una de las más grandes concentraciones de platino del mundo está en los Urales, en peridotitas muy semejantes en su forma de presentarse a éstas de los macizos malagueños.

5.4 ORO

ALVAREZ DE LINERA (1852) cita explotaciones de este metal en los aluviones del río Grande, realizadas por los árabes. ORUETA (1917) en-

contró pequeñas pepitas en el río Verde. No se tiene ninguna seguridad sobre su procedencia.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

En el presente capítulo se hace una somera descripción de las posibilidades económicas de la Hoja desde el punto de vista geológico.

6.1 ROCAS INDUSTRIALES Y CANTERAS

En la Hoja hay masas de rocas susceptibles de ser utilizadas como rocas industriales. Algunas formaciones son objeto de explotación desde antiguo, pero otras constituyen reservas potenciales que, en su día, si las vicisitudes del mercado lo permiten, pueden llegar a explotarse.

Las rocas ultrabásicas con elevado contenido en olivino son susceptibles de empleo como fundente para la siderurgia. En el macizo de Carra-traca existen dunitas piroxénicas que posiblemente reúnan condiciones apropiadas para este fin. El macizo de La Robla no ha sido estudiado por el Plan Sectorial de Níquel (IGME), y así en la cartografía figura como peridotita indiferenciada. Es posible que se encuentren allí masas de dunita aprovechable, pero falta por realizar un estudio sistematizado.

Los mármoles, tanto los alpujárrides como los de la Unidad de Blanca, son material canterable, tanto para su aprovechamiento como grava o balastro como para bloques o sillares de construcción.

Las rocas carbonatadas, en general, tales como los mármoles citados y las calizas alabeadas, se utilizan localmente para la fabricación de cal viva, para el encalado de las casas. Por todas partes y próximos a afloramientos carbonatados se encuentran hornos destinados a este fin. Pero esta industria, de tipo familiar, ha decaído notablemente en los últimos años.

Las canteras de mármol se sitúan todas en la Sierra de Cártama y próximas a las carreteras. Actualmente hay dos en explotación por medios mecánicos al oeste de Cártama. La homogeneidad de los bancos de mármol proporciona bloques grandes y coherentes.

Otro tipo de explotación importante lo constituyen las arcillas azules del Tabianense (Plioceno). Al este de Campanillas y hasta Málaga se explotan activamente estas arcillas en grandes fábricas de cerámica ladrillera. Las explotaciones comienzan por explanar el tramo superior de arenas cuarcíferas astienses, hasta alcanzar el nivel de arcillas azules (tierra de alfar). Las arenas son susceptibles de empleo para la construcción. Pero actualmente no son utilizadas.

En la serie maláguide hay escasos filoncillos de barita, pero sus modestas proporciones no son aptas para una explotación.

6.2 MINERIA

En la Hoja no hay ninguna explotación minera en activo, aunque sí algunas pequeñas minas abandonadas en el macizo ultrabásico de Carratraca. El Plan Sectorial del Níquel (1972-74), del Instituto Geológico y Minero, ha realizado un complejo estudio de indicios en los afloramientos ultrabásicos de la región, así como prospección de varios tipos destinados al conocimiento de las posibilidades niquelíferas y cromíferas, principalmente. Los datos que citamos a continuación se han obtenido de dicho trabajo.

Cañada Honda

Coordenadas: 36°49'40" lat. Norte y 4°49'15" long. Oeste (Greenwich).

Existían dos galerías que actualmente están tapadas, excavadas en rocas serpentinizadas y brechoides, con cantos gruesos de serpentina negra y cemento básico de color verdoso.

Hay filones ácidos. El más importante tiene casi un metro de potencia y dirección N. 90° E., buz. 35° N. En las cercanías se han hecho labores posteriormente para investigación de diamantes.

El Capote

A 400 metros al Oeste del anterior indicio existe una trinchera de 15 m. de longitud. Al final hay una galería de 10 m. de avance, en dirección N. 40° O. Otra galería está actualmente tapada. No se observa mineral ni casi escombreras.

El Inglés

Coordenadas: 36°49'43" lat. Norte y 4°47'58" long. Oeste (Greenwich).

Existe una trinchera excavada en serpentinitas deleznales. Unos metros al NO. se hicieron dos pozos y una galería, que actualmente están tapados. Hay también próxima una calicata de 3 m. de anchura y dos de profundidad, de dirección N. 70° E. Hay pocas escombreras en toda el área.

Las Lagunillas

A 250 m. al Norte del indicio anterior hay una calicata de 15 m. de longitud que conecta en una galería excavada en serpentinitas. Estos trabajos son anteriores a los de «El Inglés».

Las paragénesis observadas son: minerales verdes, niquelina, minerales cromíferos (?), mica negra, óxidos rojos y amarillentos y grafito.

Los Pobres

Coordenadas: 36°49'35" lat. Norte y 4°47'58" long. Oeste (Greenwich).

Una galería excavada en serpentinas, bien conservadas. A unos 100 m. al Sur se encuentran varias galerías y pozos. En total, cinco galerías y un pozo próximo, todos ellos excavados en peridotitas alteradas y serpentinas.

Pozo Moreno

Coordenadas: 36°49'4" lat. Norte y 4°49'10" long. Oeste (Greenwich).

Un pozo vertical de 20 m. En el fondo se abren varias galerías en rocas básicas y serpentinas. Hay diques ácidos con rumbos diversos.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Las zonas bajas de la Hoja (Depresión de Zalea, Corredor de Cártama, Corredor de Alhaurín) están constituidas en gran parte por formaciones arcillosas impermeables: flysch, arcillas pliocenas, con lo que su potencialidad hidrogeológica es baja. Esta zona ha sido preparada por el Plan de Riegos del Guadalhorce para una explotación intensiva de regadío, pero a favor del pantano del Chorro, situado al norte de Alora. Así, no hay gran desarrollo de pozos en las zonas bajas.

El valor hidrogeológico de las sierras es variable. Las constituidas por Maláguide y Alpujárride, fundamentalmente esquistas, presentan gran pobreza de agua. Existen pequeñas fuentes que abastecen los cortijos, quedando únicamente reservas de agua de alguna importancia en los lechos de las ramblas. En verano los cauces se secan, pero queda una débil circulación subálvea.

En las sierras carbonatadas (Sierra de Cártama, Casarabonela) la riqueza en agua es mayor, por la buena percolación de los mármoles y calizas.

La Sierra de Casarabonela es especialmente rica en fuentes, originadas por disoluciones cársticas en el interior. Se producen así grandes surgencias, en relación con formaciones tobáceas. La falla longitudinal de Casarabonela es una zona apta para la captación de aguas, por estar en conexión con las calizas de la Unidad de las Nieves y presentar una trituración importante.

En el kilómetro 5,5 de la carretera de Casarabonela a Alozaina existe un manantial que se utiliza para embotellamiento de agua. Sus aguas proceden de la Unidad de las Nieves, que se infiltran luego bajo el Maláguide y el «Flysch», para surgir luego entre esta formación.

7 BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1963).—«The classification of cross-stratified units with notes on their origin». *Sedimentology*, 2, pp. 93-114.
- ALVAREZ DE LINERA (1852).—«Resumen de la minería en la provincia de Málaga». *Revista Minera*, tomo IV.
- AZEMA, J. (1960).—«Sur la structure du Secondaire et du Nummulitique des environs de Málaga». *C. R. Académie Sc. Paris*, pp. 340-344.
- BLUMENTHAL, M. (1933).—«Geologie der berge um Ronda (Andalusien)». *Ecl. Geol. Helv.* Tomo XXVI, pp. 43-92.
- (1935).—«Antibetische Falten im Gibraltarbogen». *Geol. Rdsch.*
- (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*, t. LXII, pp. 11-203.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., et PEYRE, Y. (1972).—«Les phenomenes tectono-sedimentaires dans l'W. des Cordilleres bétiques depuis l'Aquitainen». *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon*, 3e série, fasc. 17.
- 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 occidentales (région d'Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, Série D, t. 275, pp. 169-172.
- BUNTFUSS, P. (1967).—«Die Geologie der Kustenkettten zwischen dem Rio Verde und dem Campo de Gibraltar (Westliche Betische Kordillere, Sudspanien)». *Tesis Univ. Bochum*, 73 pp., 2 figs., 6 fot., 3 láms.
- CHAMON y ESTEVEZ (in litt.).—«Relaciones de las peridotitas con las rocas encajantes en la Serranía de Ronda». *Bol. Geol. y Min. IGME*.
- CHAMON, ESTEVEZ y PILES (1974, en prensa).—«Hoja Geológica 1:50.000, núm. 15-46 (Estepona)». *IGME*.
- (1974, en prensa).—«Hoja Geológica 1:50.000, núm. 15-45 (Marbella)». *IGME*.
- DIDON, J. (1960-62).—«Les unités ultra-bétiques de la zone du Flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algeciras (Schema Tectonique et interprétation paléogeographique)». *Mem. Soc. Geol. France, Livre. Mém.*, P. Fallot, t. 1, pp. 265-272.
- (1964).—«Présence de Miogypsínidés a la base des gres de l'Aljibe (Espagne Méridionale)». *C. R. Somm. S. G. Fr.*, pp. 32-33.
- DIDON, J., y PEYRE, Y. (1964).—«Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères bétiques a l'Ouest du Méridien de Málaga (Andalousie)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 1988-1991, 5 figs.
- DIDON, DURAND-DELGA et KORNPROBST (1973).—«Homologies géologi-

- ques entre les deux rivières du Détroit de Gibraltar». *Bull. Geol. de France*, 7.^e Série, t. XV, pp. 77-190.
- DURAND DELGA, M., y FONTBOTE, J. M. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, III, pp. 181-187.
- DURAND DELGA, M. (1961).—«Le sillon du Flysch éocène en Méditerranée occidentale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 252, pp. 296-298.
- DURR, St. (1967).—«Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer». *Geol. Romana*, vol. VI, pp. 1-73.
- EGLER y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone Bétique». *North-Holland Publishing Comp. Amsterdam*, pp. 1-90.
- FALLOT, P. (1945).—«Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor». *C. S. I. C.*, 284 pp.
- FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1968).—«L'effet de socle dans le métamorfisme». *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 91, pp. 185-206.
- GAVALA, J. (1929).—«La Geología del Estrecho de Gibraltar». *Bol. IGME*, vol. LI, pp. 3-35.
- HIETANEN, A. (1966).—«On the Facies Series in various types of Metamorphism». *Journ. of Geol.*, 75, 2, pp. 187-214.
- 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 Málaga». *N y C del IGME*, núm. 53.
- KOCKEL y STOPPEL, D. (1962).—«Hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga». *Not. y Com. IGME*, t. 68, pp. 133-169.
- KORNPROBST, J. (1971).—«Le socle ancien polymetamorphique dans les zones internes des chaînes bético-rifaines: similitudes pétrographiques et constance des directions tectoniques ante-alpines de part du détroit de Gibraltar». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 272, pp. 1204-1207.
- LENAFF, R. (1966).—«Existence d'un haut niveau marin (Pliocène terminal ou Quaternaire ancien) déformé à l'W. de Málaga (Espagne)». *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 395-396.
- LOOMIS, T. P. (1972).—«Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain». *B. S. G. America*, pp. 2449-2474.
- (1972).—«Diapiric emplacement, Ronda Ultramafic Intrusion». *B. S. G. America*, pp. 2449-2475.
- MACPHERSON, J. (1874).—«Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda a la izquierda del Guadiaro». Cádiz. Imprenta Médica, 91 pp., 1 lám., 1 mapa.
- MAUTHÉ, F. (1971).—«La Geología de la Serranía de Ronda». *Boletín del Instit. Geol. y Min.*, vol. 27, núm. 1, p. 1.
- MICHELAU, P. (1942).—«Das Paläozoikum der betischen Ketten NW. von Málaga». *Tesis*. Berlín, pp. 1-126.

- MOLLAT, H. (1968).—«Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Betische Kordilleren, Sudspanien)». *Geol. Jb.*, t. 86, pp. 471-532, 4 figs., 1 tabl., 7 láms. (1 mapa E. 1:50.000).
- MON (1968).—«Estudio Geológico de la Región del Bajo Guadalhorce, entre Cártama y Almogía». *Tesis Licenciatura, Fc. Cienc. París*, 122 pp.
- (1971).—«Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y de la Sierra de Cártama (provincia de Málaga)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXII, fasc. II.
- ORUETA, D. de (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda». *Mem. IGME*, núm. 28, 577 pp., 10 figs., 19 láms., 1 mapa.
- RONDEEL, H. (1965).—«Geological investigation in the western Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain». *Tesis*. Amsterdam, 161 pp.
- ROSSO DE LUNA, I. (1942).—«Estudio metalogenético de los yacimientos de Cromo y Níquel "San Juan", "El Inglés" y "El Sapo", de la comarca de Carratraca (Málaga)». Informe inédito.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch urband der oostelijke betische ketens». *These Delft*, 120 pp.
- WESTRA, G. (1969).—«Petrogenesis of a Composite Metamorphic Facies series in an Intricate Fault. Zone in the south-eastern Sierra de Cabrera, SE. Spain». *Tesis*. Amsterdam, 165 pp.
- WINKLER, H. G. F. (1970).—«Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isoyrads in Common Rocks». *N. y b. Miner. Mh. It.*, 5, pp. 186-248.
- ZECK, H. P. (1968).—«Anatectic origin and furthes petrogenesis of almandine bearing biotite-cordierite-labradorite-dacite with many inclusions of restite and basaltoid material. Cerro del Hoyazo, SE. Spain». *Tesis*. Amsterdam, 161 pp.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA