



IGME

1.029

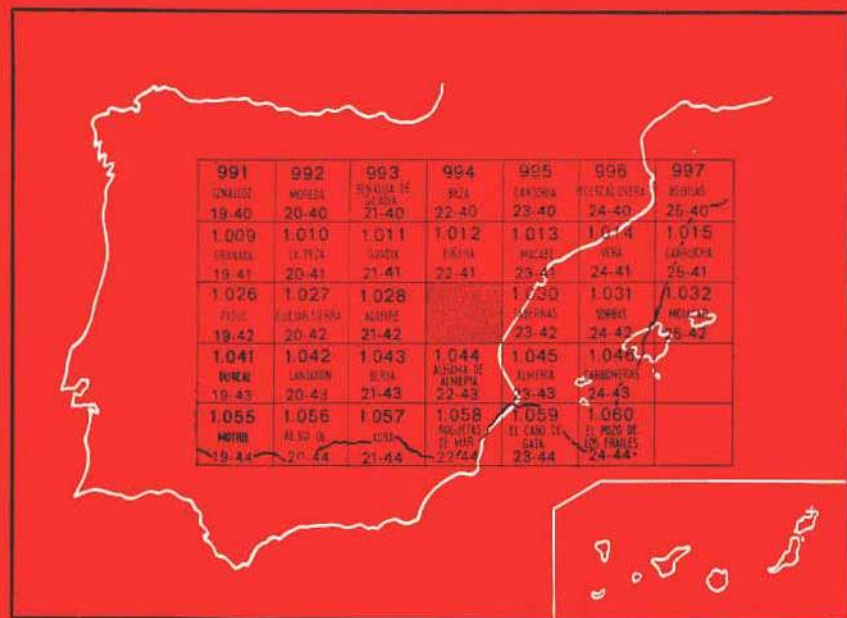
22-42

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GERGAL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GERGAL

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: Félix Velando y David Navarro, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Petrografía*: Amparo de las Heras, Licenciada en Ciencias Geológicas. Supervisor por el IGME: Pedro Ruiz.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 36.530 - 1979

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

INTRODUCCION

La Hoja de Gergal está situada en las Cordilleras Béticas, la cadena montañosa alpina del sur de España.

Dentro de las Cordilleras Béticas pueden distinguirse dos zonas estructurales principales: La zona externa, al Norte, y la zona interna o zona Bética, al Sur. La Hoja de Gergal se encuentra en esta última, siendo su estructura el resultado de cabalgamientos, que pueden asemejarse a las estructuras de tipo alpino (BROUWER & ZEYLMANS van EMMICHOVEN, 1924; BROUWER, 1926; EGELER y SIMON, 1969).

En las zonas central y oriental de la Bética pueden distinguirse cuatro unidades principales, que son de abajo a arriba:

- 1) Complejo Nevado-Filábride.
- 2) Complejo Ballabona-Cucharón.
- 3) Complejo Alpujárride.
- 4) Complejo Maláguide.

En algunas zonas estos complejos comprenden más de una unidad estructural.

La comparación de las series estratigráficas de unidades pertenecientes a diferentes complejos, revela claras diferencias en el desarrollo lito-estratigráfico, indicando que la subdivisión de las respectivas series Permo-Triásicas y Triásicas presenta apreciables diferencias en el grado de metamorfismo regional de edad Alpina.

En el área cartografiada se encuentran los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y un pequeño retazo de Maláguide, cubiertos en algunas zonas por depósitos Terciarios y Cuaternarios.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Se han distinguido las unidades siguientes:

Mármol conglomerático	}	Manto del Mulhacén
Unidad superior		
Unidad de Abla		
Unidad inferior		

La Unidad inferior y la Unidad de Abla corresponderían a la formación Nevada, de la Escuela Holandesa; los Micaesquistos feldespáticos y cuarcíticos de la Unidad de Abla a la formación Tahal; el mármol conglomerático y rocas asociadas, a la formación Huertecica, y la Unidad Superior, a la Formación Las Casas.

1.1.1 UNIDAD INFERIOR

Se encuentra generalmente formando el sustrato de todas las unidades Nevado-Filábrides. Dentro de esta Unidad hay dos tramos representados en la cartografía. Se diferencian en la mayor proporción de cuarcitas que contiene uno de ellos. Representa esta diferencia litológica una composición más detrítica de los sedimentos originales y un predominio en la zona Norte (donde se extiende el tramo más cuarcítico) de la parte superior de esta unidad.

Es sumamente difícil conocer la potencia de esta unidad, dada la dificultad existente para reconocer la estratificación, pues a consecuencia de las intensas deformaciones que presentan micaesquistos y cuarcitas las transposiciones están generalizadas, por lo cual los datos de espesor han de referirse a la esquistosidad principal.

Teniendo esto en cuenta puede calcularse un espesor aproximado de 3.000 m. Excepto los últimos 300 metros donde predominan las cuarcitas, el resto está formado por una monótona serie de micaesquistos, de colores fundamentalmente oscuros (debido a variaciones en la proporción de grafito, se observan distintos tonos oscuros en estas rocas) y en los cuales escasean o faltan los minerales identificables a simple vista. El tamaño del grano es generalmente inferior al milímetro (únicamente granates y albita

pueden alcanzar hasta 3 mm., pero indudablemente son siempre menores que los observados en los micaesquistos de las restantes unidades).

El estudio microscópico, unido a las observaciones de campo, ha permitido distinguir los siguientes tipos litológicos dentro de la Unidad inferior (en este capítulo nos limitaremos a señalar sus características estratigráficas; en el apartado de Petrografía serán estudiados detalladamente): Micaesquistos grafitosos con granate y cloritoide; Micaesquistos biotíticos con grafito; Micaesquistos feldespáticos con grafito, granate y cloritoide; Cuarцитas micáceo-feldespáticas con granate; Cuarцитas micáceas con granate y cloritoide, y Mármol con grafito.

Los dos tipos citados en primer lugar son con mucho los más abundantes, y constituyen prácticamente los 2.000 primeros metros. Se presentan en algunos tramos con las superficies de esquistosidad principal (corresponde generalmente a la esquistosidad, plano axial de los pliegues isoclinales de la segunda fase de plegamiento alpino) planas, y con linearidades muy marcadas, constituye este dato una de las características que permite separar en campo los micaesquistos de la Unidad inferior del resto de los micaesquistos del Manto del Mulhacén.

Es también frecuente encontrar micaesquistos con superficies onduladas. Otra característica propia de los micaesquistos de esta unidad es la gran abundancia de filones de cuarzo de varias generaciones, así como la presencia de numerosos cabalgamientos de escasa envergadura que producen intensa trituración en la zona de contacto intermicaesquistos.

Los micaesquistos feldespáticos, cuarcitas y mármol se encuentran en los tramos superiores a esta unidad. En ellos es mucho más fácil reconocer la estratificación; igualmente la alternancia de micaesquistos y cuarcitas, muestran con mucha mayor claridad las características tectónicas de esta unidad. Ya en su techo son frecuentes niveles de cuarcitas micáceas en capas muy finas y bastante flexibles, con bellos ejemplos de plegamiento isoclinal. Se trata de italcolumitas, cuya abundante porosidad microscópica explica su notable flexibilidad.

El nivel de mármol grafitoso de color negro, no sobrepasa el metro de potencia, sin embargo es sumamente continuo, y puede servir como nivel guía.

El material originario de los micaesquistos debió ser un sedimento fundamentalmente arcilloso, rico en materia orgánica y con niveles cuarzosos, mientras que las cuarcitas tienen su origen en tramos arenosos, posteriormente diagenizadas y transformadas en areniscas.

1.1.2 MANTO DEL MULHACEN

Las relaciones entre los materiales del Manto del Mulhacén y la Unidad inferior son de naturaleza tectónica, por lo cual serán descritas en el apartado correspondiente.

1.1.2.1 Unidad de Abla

Pueden separarse dentro de esta unidad, compuesta fundamentalmente por micaesquistos los siguientes términos litológicos:

- a) Micaesquistos grafitosos con granate, cloritoide y biotita, Micaesquistos feldespáticos, Cuarzitas micáceas y micáceo-feldespáticas y Mármoles ($\xi_{vd\mu\gamma}$).
- b) Gneises con albita (ζ).
- c) Serpentinitas y anfibolititas ($\Sigma\xi A$).
- d) Metabasitas (ξ^4).

Dentro de los micaesquistos de este tramo pueden establecerse dos tipos:

a₁) Comprende micaesquistos grafitosos con granate, cloritoide y biotita, de color gris oscuro a negro. La base de este tramo, que no ha sido posible observar en la Hoja de Gergal, la constituye un micaesquisto con aspecto corneánico, de elevada dureza y densidad, que contrastan con las de los micaesquistos del conjunto subyacente; además presentan estos micaesquistos cristales de gran tamaño, lo que también contrasta con el pequeño tamaño de los minerales de las rocas del conjunto inferior. Dichos grandes cristales están dispuestos al azar, sin orientación preferencial.

La roca contiene además de mica blanca, cuarzo y cloritoide, distena, que pseudomorfiza anteriores cristales de andalucita, granates producto de transformación de primitiva biotita, estaurólita y grafito (PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M.).

a₂) Micaesquistos feldespáticos y cuarcitas, de colores claros y con grandes granates.

Los micaesquistos oscuros se distinguen en el campo aparte de por un brillo satinado característico, por la presencia de unos agregados de mica blanca y satinados, de forma subsférica y con un diámetro medio de 4 cm., por la mayor influencia (por lo menos en la Hoja de Gergal) de la tercera fase de plegamiento que produce en estos micaesquistos una intensa crenulación, y fundamentalmente por la presencia de cloritoide visible a simple vista de color negro debido a las inclusiones grafitosas. Se presenta éste, bien en gruesos cristales, con sección basal de formas subrectangulares, bien en cristales de base rómbica muy característicos.

Los restantes términos de esta unidad se describirán en el capítulo de Petrografía.

El origen de los micaesquistos y cuarcitas hay que buscarlo en el metamorfismo de sedimentos arcillosos y silíceos más o menos impuros.

1.1.2.2 Unidad superior

Se han distinguido tres tramos; de muro a techo son:

- 1) Micaesquistos feldespáticos, cuarcitas micáceas, gneises y yesos (ξ_{pq}).
- 2) Mármoles cipolínicos y micaesquistos feldespáticos ($\Delta M\xi_p$).

1.1.2.2.1 *Micaesquistos feldespáticos, cuarcitas micáceas, gneises y yesos* (ξ_{pq})

Con un espesor aproximado (medido entre superficies de esquistosidad) de 300 metros, comprende una potente serie de cuarcitas y micaesquistos, donde predominan los tonos claros, blanquecinos, hasta verdosos en los micaesquistos feldespáticos, gris claro hasta negro, en los grafitosos, gris claro en los granatíferos, y verdosos, blanquecinos y rojizos en las cuarcitas. En la parte superior se observan intercalaciones lentejonares de mármol cipolínico, un nivel de gneises y yesos.

Prácticamente todo el tramo está formado por micaesquistos y cuarcitas de colores claros, lo cual permite su fácil distinción en campo. Se componen principalmente de cuarzo y mica blanca con alguno de los siguientes minerales: albita, epidota, granate, cloritoide, biotita, clorita, anfíbol y carbonatos. Suelen mostrar un bandeado, debido a la alternancia de lechos micáceos y cuarzosos. En algunos casos este bandeado es heredado de la alternancia litológica original y en otras parece probarse que se constituye debido a segregación metamórfica.

La esquistosidad está bien desarrollada y por lo general coincide con el bandeado litológico. Normalmente la esquistosidad principal aparece plegada a escala mesoscópica y microscópica. Entre estas rocas existe alguna cuya proporción de albita es tan importante que gradan a gneises albiticos.

Los gneises serán descritos en el apartado de Petrografía.

1.1.2.2.2 *Mármoles cipolínicos y micaesquistos feldespáticos* ($\Delta M\xi_p$)

Se trata de una alterdnancia de cuarcitas blanquecinas y micaesquistos verdosos (con predominio de estos últimos). Encima se encuentra el nivel de mármoles cipolínicos, de colores blanco amarillentos y fajeados. Su composición mineralógica es bastante simple; sobre un fondo de carbonato (calcita y/o dolomita) se observan cantidades variables de otros minerales subordinados (mica blanca, albita, cuarzo y mineral de hierro).

1.1.2.3 *Mármoles conglomeráticos* (Δ)

Se trata de un metaconglomerado, compuesto fundamentalmente de frag-

mentos más o menos angulares, heterométricos (su tamaño oscila entre 1 mm. y grandes bloques de más de 1 metro) envueltos por una matriz carbonatada. Entre los cantos predominan con diferencia los formados por rocas carbonatadas impregnadas por cantidades variables de óxidos de hierro, el resto está formado por cantos angulosos de micaesquistos y cuarcitas.

Dentro de la matriz se observan numerosísimos pliegues isoclinales, que aparecen cortados por los cantos, sin que en ningún caso se amolden los lechos marmóreos a estos bloques.

La naturaleza de esta formación es propia de diversas interpretaciones, según DIAZ DE FEDERICO, A., y PUGA, E. (1974), parecen representar un ejemplo de «autocanibalismo» a través de la historia del cinturón metamórfico. A favor de esta interpretación, se encuentra el diferente metamorfismo que presentan los cantos (procedentes de formaciones infrayacentes) y la matriz, así como la presencia de metacineritas. Para la escuela holandesa su origen es exclusivamente tectónico.

1.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Se han distinguido en cartografía tres unidades:

Unidad de Alboloduy, equivalente al manto de Murtas (Tesis E. OROZCO).

Unidad de Félix, equivalente al manto de Félix (Tesis J. P. JACQUIN).

Unidad de Gádor, equivalente al manto de Gádor (Tesis J. P. JACQUIN).

1.2.1 UNIDAD DE GADOR (T_A^g)

En la zona estudiada está representada únicamente por sedimentos carbonatados bien estratificados (calizas y dolomías de grano fino recristalizadas y margas con escasas y poco potentes intercalaciones de filitas (T_A^{gf})). Existen notables cambios de espesor en los sedimentos carbonatados de esta unidad; puede asignarse una potencia máxima de 300 metros (es necesario reseñar que en la Hoja de Gergal no se observa la base).

Dentro del tramo carbonatado se encuentran filones capa lenticulares de rocas verdes muy alteradas, cuya descripción se hará en el capítulo de Petrografía.

J. P. JACQUIN, al estudiar el Manto de Gádor cita la presencia de *Gasterópodos*, *Foraminíferos*, *Algas* y *Myophorias* que permiten atribuir a esta formación una edad Triásica.

1.2.2 UNIDAD DE FELIX

Está formada por un núcleo de micaesquistos con biotita y grafito (Pre-triásicos) sobre el que descansan filitas, cuarcitas (P- T_A^f) y la formación carbonatada triásica T_A^f .

1.2.2.1 Micaesquistos (ξ_{bv})

Tienen escasa representación en la cartografía, son rocas oscuras, con marcada esquistosidad, y cuyos componentes fundamentales son cuarzo, mica blanca, biotita y grafito.

1.2.2.2 Filitas y cuarcitas (P-T_Af)

Está compuesto este tramo por filitas fácilmente reconocibles en el campo por sus vivos colores (fundamentalmente violáceos), con algunas intercalaciones de yeso, alternando con cuarcitas de colores claros sumamente tectonizadas.

La transición entre este tramo y la formación carbonatada superior viene marcada por una alternancia (5 a 10 metros) de rocas carbonatadas tableadas y filitas, cuando la serie se encuentra normal.

1.2.2.3 Serie carbonatada (T_Af)

Se inicia con unas calizas margosas amarillentas de grano fino, continúa por unas dolomías gris oscuro de grano fino y muy recristalizadas, y finalmente calizas amarillentas en estratos de 20-30 cm. que contiene Myophorias, según J. P. JACQUIN.

A las filitas y cuarcitas se les atribuye una edad Permotriásica y a la formación carbonatada una edad Triásica.

1.2.3 UNIDAD DE ALBOLODUY

Comprende una base de micaesquistos, con granate cloritoide y andalucita; un tramo intermedio de cuarcitas y filitas, y una formación carbonatada superior.

1.2.3.1 Micaesquistos (ξ_{bvB})

Se trata de una formación (espesor superior a 100 m.) de tonos oscuros, de marcada esquistosidad afectada a su vez por crenulación, y con cuarcitas micáceas intercaladas. Se distingue en campo por la presencia de andalucita visible a simple vista.

1.2.3.2 Filitas y cuarcitas (P-T_A^a)

Tiene un espesor reducido, sus características estratigráficas son iguales a las descritas en la unidad anterior.

1.2.3.3 Formación carbonatada (T_A^a)

Calizas y dolomías recristalizadas de colores amarillentos (espesor 30-35 metros) y edad Triásica.

1.3 COMPLEJO MALAGUIDE ($P-T_A^m$)

Se trata de un pequeñísimo afloramiento prácticamente incartografiado, y en el cual no es posible reconocer sus relaciones con los tramos infra-yacentes. Son areniscas rojas, formadas por fragmentos de cuarzo, chert, pizarras, mineral de hierro y laminillas de mica blanca y clorita intersticiales. Se le atribuye una edad Permo-Triásica.

1.4 MATERIALES TERCIARIOS

En el sur de la Hoja están representados materiales neógenos pertenecientes a la depresión terciaria de Sorbas-Tabernas-Canjajar, formada fundamentalmente por depósitos marinos post-mantos.

En la cartografía se han distinguido las formaciones litoestratigráficas siguientes: a) Formación conglomerática occidental. b) Formación conglomerática oriental. c) Calizas arrecifales. d) Formación margo-areniscosa. e) Formación detrítica superior, que reposa discordantemente sobre las anteriores.

1.4.1 FORMACION CONGLOMERATICA OCCIDENTAL (T_{II}^{Bc})

Está formada por cantos de materiales Nevado-Filábrides fundamentalmente (cuarzo, cuarcitas, gneises con turmalina, micaesquistos grafiticos, micaesquistos feldespáticos, etc.). Su diámetro oscila entre 10 y 40 cm., de angulosos a subangulosos, presentando una deficiente clasificación. Matriz arenoso-arcillosa rica en mica, de colores rojizos, que proporcionan a esta formación sus característicos tonos.

El tamaño medio de los cantos disminuye de muro a techo de la formación, donde son ya frecuentes niveles de microconglomerados, igualmente ocurre con su disposición, en la base presentan una gruesa estratificación, que conforme se asciende en la serie se va haciendo progresivamente más regular, hasta llegar a una perfecta estratificación en bancos de 30-40 cm.

Dada la naturaleza de esta formación, su potencia es sumamente variable, desde 200 metros en el corte de Ohanes a 40 en la rambla de Gergal en Alboloduy.

1.4.2 FORMACION CONGLOMERATICA ORIENTAL ($T_{II}^{Bc}cg$)

Con una potencia media de 100 metros, está formada por cantos poligénicos y heterométricos. Se diferencia de la formación anteriormente cita-

da por sus colores negruzcos (originados por una matriz procedente de micaesquistos oscuros Nevado-Filábrides), cemento calcáreo, tamaño de los cantos (aquí son frecuentes grandes bloques con diámetro superior al metro), disposición más caótica, materiales más angulosos y finalmente, como puede observarse en la cartografía por hacerse más patente la discordancia con la formación suprayacente.

Un hecho a destacar y cuya interpretación permanece oscura es la pequeña proporción de cantos Alpujárrides, sobre todo si se tiene en cuenta que el tramo (T_{11}^{Bc}) se apoya normalmente sobre estos terrenos.

1.4.3 CALIZAS ARRECIFALES (T_{C11}^{Bc})

Se encuentran estas calizas al techo de la formación (T_{11}^{Bc} cg), directamente encima de los micaesquistos, o bien intercaladas en la formación margo-areniscosa. Pueden clasificarse como biomicitas limosas. Contienen Briozoos, Lamelibranquios (*Chlamys scabrella* LAMARCK *Terebratula* cf. *grandis* BLUMENBACH), Algas, Radiolarios, etc.

1.4.4 FORMACION MARGO-ARENOSA (T_{11-12}^{Bc-Bc})

Se inicia con una alternancia de arenas, conglomerados y microconglomerados (30 metros); los últimos cuatro metros son microconglomerados con abundantísimos Ostreoides (*Ostrea bellovacina* LAMARCK).

Siguen margas arenosas con intercalaciones de microconglomerados (40 metros), encima margas, margocalizas arenosas micáceas, areniscas en bancos de 10-20 cm. e intercalaciones muy finas (1-2 cm.) de yeso cristalino (50 metros).

Encima yace una serie turbidítica de unos 150-200 metros de margas, areniscas limonitizadas, niveles microconglomeráticos y areniscas micáceas. Se observan abundantes estructuras sedimentarias primarias como «flute casts» deformados por carga, «slumping», grietas de desecación, estriciaciones, estratificación gradada, laminación paralela y estratificación cruzada.

El resto de la formación (140-180 m.) lo constituye una monótona alternancia de areniscas y argilitas con intercalaciones finas de margas arenosas y micáceas.

Las muestras tomadas en los 350 primeros metros contienen: *Bolivina scalprata miocenica*, *Uyigerina tenuistriata siphogenerinoides*, *Bulimina aculeata minima*, *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia scitula ventriosa*, *Spiroplectamina carinata*, fauna que permite atribuir las al Tortoniense-Andaluciense. En las muestras de los tramos más altos se reconocen: *Bolivina apenninica*, *Orthomorphina* aff. *tenuicostata*, *Valvulineria bradyana*, que dan una edad Andaluciense-Plioceno Inferior.

1.4.5 FORMACION DETRITICA SUPERIOR (T₂^B-Q)

Discordante sobre las formaciones anteriores reposa un tramo de carácter continental y naturaleza detrítica, formado por gruesos bancos de conglomerados (cantos heterométricos y poligénicos con matriz arcillo-arenosa) con intercalaciones de arenas limosas rojas.

El espesor varía entre 15 y 40 metros. Se le atribuye una edad Pliocuaternaria.

1.5 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Ateniéndonos fundamentalmente a su génesis se han distinguido:

1.5.1 CUATERNARIO ANTIGUO (Q₁)

Se localiza al NO. de la Hoja, ocupando una gran extensión en la vecina Hoja de Guadix. Tiene una potencia variable, llegando a alcanzar dentro de la Hoja hasta 40 metros en el pueblo de Abla. Está formado fundamentalmente por bloques de micaesquistos y cuarcitas (Nevado-Filábride) englobados en una matriz arcillo-arenosa de colores negruzcos en la base, hacia arriba predominan los colores rojizos alternando bancos muy groseros con otros mejor clasificados, de grano más fino, y con gran abundancia de materiales arcillosos.

1.5.2 GLACIS (QG)

Al SO. de la Hoja, en las estribaciones de la sierra de Beires, se localizan unos pequeños glacis cuya superficie está formada por materiales detríticos groseros y arcillas de colores rojizos.

1.5.3 CUATERNARIO DE RAMBLAS (R), ALUVIAL (QAI), TERRAZAS (QT)

Se limitan a los sedimentos que ocupan las ramblas, y lechos de los ríos actuales (QR y QAI) formados por bloques (mucho más abundantes en las ramblas), cantos, gravas y arenas producto de la erosión de los relieves circundantes.

Existen pequeñas terrazas (QT) irregularmente distribuidas, asociadas al río Nacimiento, formadas por arenas y conglomerados.

1.5.4 CUATERNARIO DE INTRACUENCAS (Qcg)

Se trata de sedimentos groseros (conglomerados, brechas y arenas) que rellenan las depresiones tectónicas del SO. de Gergal y de Santillana, respectivamente.

1.5.5 PIEDEMONTE Y DERRUBIOS DE LADERA (Qc)

Se distribuyen en las estribaciones de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. Están constituidos por bloques, cantos y arenas sin cementar.

1.5.6 QTr TRAVERTINO

Existe un solo afloramiento de escasa extensión en el Barranco del Caracol al NE. de Alboloduy.

2 TECTONICA

Como se indicó en la Introducción, el área cartografiada comprende tres complejos tectónicos mayores:

Complejo Nevado-Filábride.

Complejo Alpujárride.

Complejo Maláguide.

Se encuentran, además, depósitos Neógenos.

Las relaciones del Complejo Maláguide con los dos restantes no pueden establecerse dentro de la Hoja.

Respecto a la relación entre los complejos Nevado-Filábrides y Alpujárrides es evidente que existe una superposición tectónica del segundo sobre el primero. Se trata de un cabalgamiento subparalelo a la esquistosidad principal.

Del mismo tipo son los cabalgamientos que se observan entre unidades Alpujárrides.

Dentro del Complejo Nevado-Filábride se distinguen dos Unidades mayores:

Unidad inferior.

Manto del Mulhacén.

En la cartografía, el Manto del Mulhacén aparece superpuesto tectónicamente a la Unidad inferior.

Regionalmente se ha demostrado (DIAZ DE FEDERICO, A.; PUGA, E.; FONTBOTE, J. M., 1968, 1971, 1974) que los materiales paleozoicos del Manto del Mulhacén han sufrido un metamorfismo regional alpino (paragénesis de la facies de esquistos de glaucofana, seguida de otra de facies de anfibolitas) de mayor grado que la Unidad inferior (facies de los esquistos verdes). Además, la parte basal del Manto del Mulhacén ha sufrido un metamorfismo de contacto prealpino, del que no hay testimonio en la Unidad inferior.

En la Hoja de Gergal, como ya se indicó en el apartado de Estratigrafía, no hemos encontrado el paquete corneánico inferior (con grandes cristales de distena, etc.), sin embargo, el resto de la Unidad presenta idénticas características tanto en campo como petrográficamente al Manto del Mulhacén, descrito por los autores anteriormente citados.

Indudablemente el cabalgamiento fue posterior a las primeras y más importantes etapas de metamorfismo regional alpino.

Ya dentro del Manto del Mulhacén, en el tramo de Mármoles conglomeráticos hay una serie de hechos dignos de mención. Aparecen estos mármoles afectados por un plegamiento de tipo similar, con pliegues isoclinales muy apretados de plano axial subhorizontal. Dentro de los tramos plegados, y sin ser afectados por los pliegues se incluyen abundantes fragmentos (de tamaños muy variados) de rocas infrayacentes. Como ya se indicó en el apartado de estratigrafía, sobre su origen se han elaborado diversas teorías (PURGA y DIAZ DE FEDERICO, 1974; LEINE, 1968).

La extensión de los Mármoles conglomeráticos en la zona estudiada es muy reducida. Hemos hecho allí unas 50 medidas de ejes de pliegues, y su dirección oscila entre N. 105 SE. a N. 165 E., siendo el máximo N. 140 E., dirección que no coincide con la de las fases mayores de plegamiento.

Fases de plegamiento

Diversos estudios, tanto de la Universidad de Granada como de la Escuela holandesa demuestran la existencia de fases tectónicas prealpinas.

Se basan en estudios microscópicos, ya que en campo no han podido ser vistas hasta ahora, dada la influencia del plegamiento alpino, que posiblemente las borró.

La primera fase alpina (D_1), está caracterizada por un intenso plegamiento isoclinal, con pliegues muy cerrados, con esquistosidad de plano axial y transposición en la estratificación.

La diferencia en el comportamiento mecánico de los materiales (micaesquistos y cuarcitas) hace que el plegamiento sea diferente. Así, en las cuarcitas es posible ver S_0 (estratificación) mientras S_1 es de fractura y oblicua a ella; en los micaesquistos nunca se ve la estratificación ni claramente la esquistosidad (S_1), siendo la S_2 , o esquistosidad principal, la que predomina.

Se observan pliegues de esta fase en sitios privilegiados, aun cuando sea muy frecuente reconocer lineaciones de esta primera fase deformadas por la D_2 .

En el punto 758 (Rambla de Molina) de coordenadas X: 700.345; Y: 282.360, puede hacerse el siguiente esquema, donde:

S_1 se ve en algunas charnelas de cuarzo plegadas por la D_2 . Plano axial de pliegues de apretados a isoclinales, con dirección de máximo acortamiento NNO.-SSE.

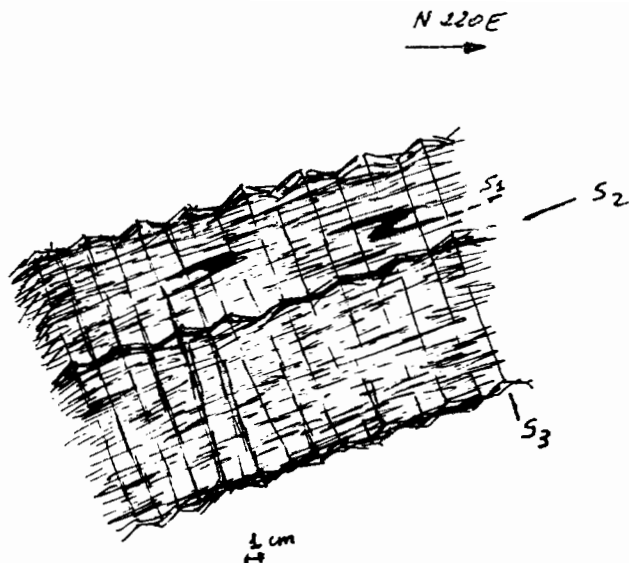


Figura 1

S_2 esquistosidad de plano axial, de pliegues ligeramente más abiertos que los anteriores y cuya dirección de máximo acortamiento varía de N-S. a NNE-SSO.

S_3 esquistosidad de crenulación. Pliegues de tamaño centimétrico, asi-

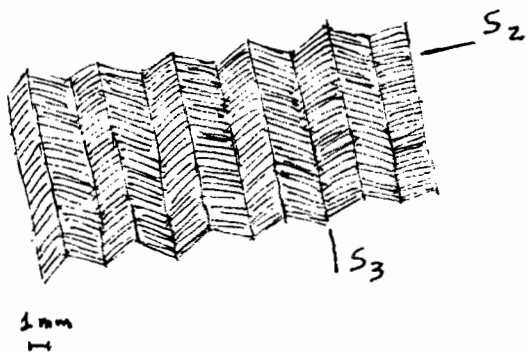


Figura 2

métricos, y que prácticamente se encuentran en toda la Hoja, se observa muy bien en las serpentinitas.

En el punto 928, de coordenadas X: 683.500; Y: 282.835, pueden verse las tres primeras fases de plegamiento, según el grabado adjunto.

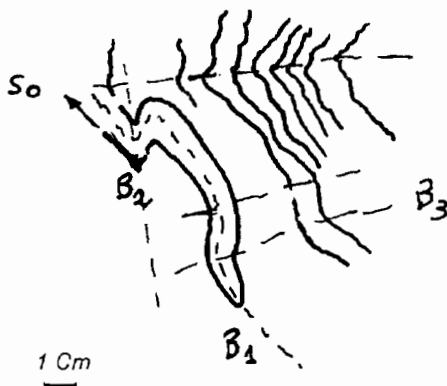


Figura 3

Las dos primeras dan lugar a pliegues isoclinales tumbados, y la tercera da lugar a pliegues mucho más abiertos. Las direcciones en este punto no son representativas, ya que el afloramiento está sumamente trastocado por fallas.

Las dos facies metamórficas sincinemáticas están relacionadas con las tres fases descritas.

La segunda fase D_2 , como ya se ha indicado anteriormente, es la más visible dentro de la Hoja, siendo la esquistosidad de plano axial de sus pliegues (esquistosidad principal) la predominante en todos los casos.

La tercera fase (D_3) da lugar a una crenulación que se observa mucho mejor en las serpentinitas y en los micaesquitos de la Unidad de Abla.

Hay una segunda linearidad de crenulación (D'_3) que forma con la anterior (en los escasos puntos donde pueden observarse ambas) un ángulo de unos 60° .

Todo lo expuesto se refiere al Complejo Nevado-Filábride. En el Complejo Alpujárride, los afloramientos de micaesquitos son escasos y con malas condiciones de observación. La esquistosidad principal que presentan podría asimilarse a la S_2 del N. F. Esta esquistosidad aparece plegada por magníficos ejemplos de kind-band, chevron, etc.

Las filitas, debido a su gran incompetencia y plasticidad, no presentan estructuras medibles.

En las rocas carbonatadas, sumamente fracturadas, se observan pliegues más suaves que en los micaesquistos y cuarcitas.

El «apilamiento inicial de mantos» está relacionado con D_1 y D_2 .

Los cabalgamientos son indudablemente posteriores a D_3 (ver Historia Geológica).

Posteriormente se producen una serie de pliegues con planos axiales verticales (D_5 y D_6) generalmente abiertos.

Tras D_6 se produce un plegamiento suave, de pliegues muy amplios; los abombamientos de gran radio, un conjunto de fallas inversas de gran ángulo, que afectan a los materiales del Mioceno Superior (en la Hoja, pueden observarse, en el contacto entre Alpujárride y Nevado-Filábride al sur del Peñón de Chaves, y al E. de Beires, donde el Alpujárride descansa sobre materiales neógenos), y una serie de fallas, responsables en gran parte de la disposición actual.

Las fallas inversas tienen dirección general E.-O. y vergencia Sur. El resto de las fallas y fracturas pueden agruparse en tres sistemas fundamentales:

Sistema N. 160 E.

Sistema N. 30-40 E.

Sistema N. 110-120 E.

Análisis estructural

Se han realizado una serie de medidas, que proyectadas en la falsilla de Schmidt proporcionan los resultados siguientes:

La estratificación (S_0) sólo puede medirse en el tramo cuarcítico de la zona N. de la Hoja. Se han tomado 25 medidas (Diagrama 1). Se observa una primera fase de dirección N. 45 E. y otra posterior más o menos normal a ésta de dirección N. 145 E.

De las medidas realizadas en micaesquistos (diagramas 2 y 3), se deduce un predominio de esquistosidades subhorizontales (pliegues tumbados).

En el diagrama 4, donde se han representado los ejes de la segunda fase (D_2), se observa una directriz N. 110 E., con buzamientos al Este y al Oeste, a causa de la influencia de la tercera fase D_3 (Diagrama 5), de directriz N-S, aunque muy dispersos.

En los diagramas 2 y 3 se representan polos de la esquistosidad de segunda fase. Se observa una dirección N. 70 E., que en el diagrama 3 aparece desdoblada por otro N. 5-10 E. (tercera fase).

En el diagrama 5 se han representado 50 ejes de pliegues de tercera fase, aunque muy dispersos hay un ligero predominio N-S.

Por último, se han representado en el diagrama 8 una serie de ejes medidos en los mármoles conglomeráticos. Se obtiene un máximo en la dirección N. 137 E.

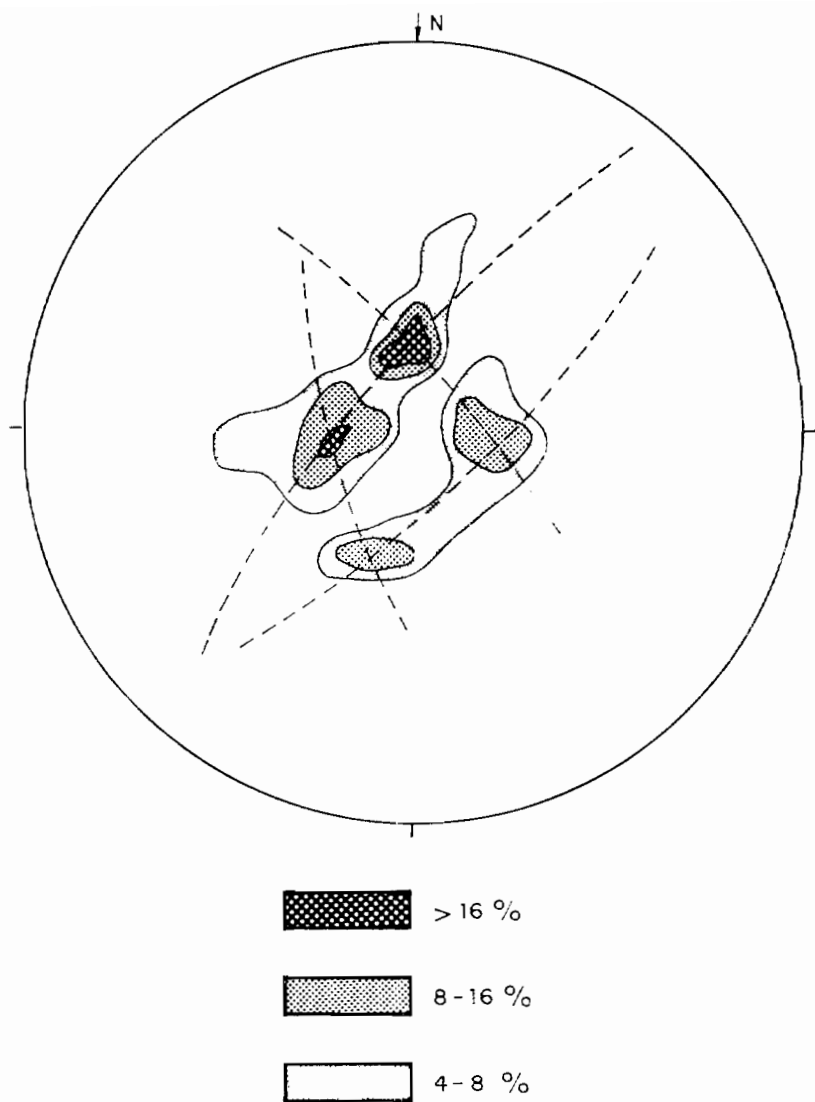


Diagrama 1.—25 polos de S_0 (estratificaciones), medidos en cuarcitas de la Unidad Inferior en la zona Norte.

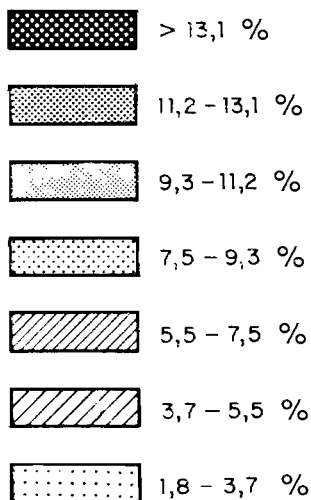
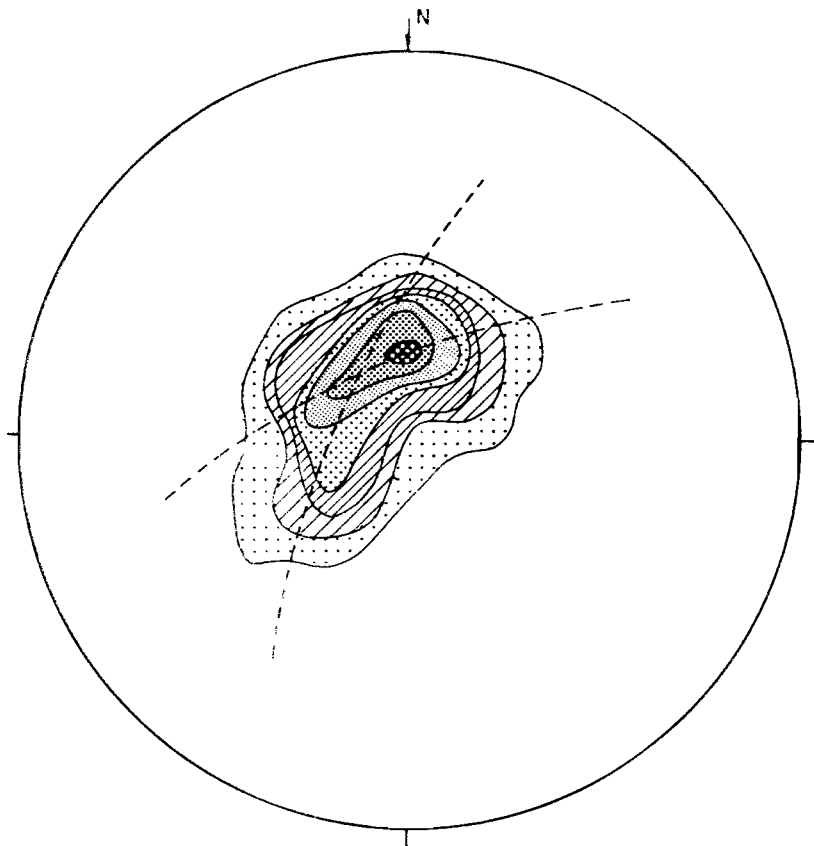


Diagrama 2.—266 polos de S_2 , medidos en micaesquistos Nevado-Filábrides en la parte Centro-Oeste.

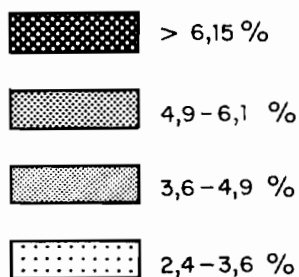
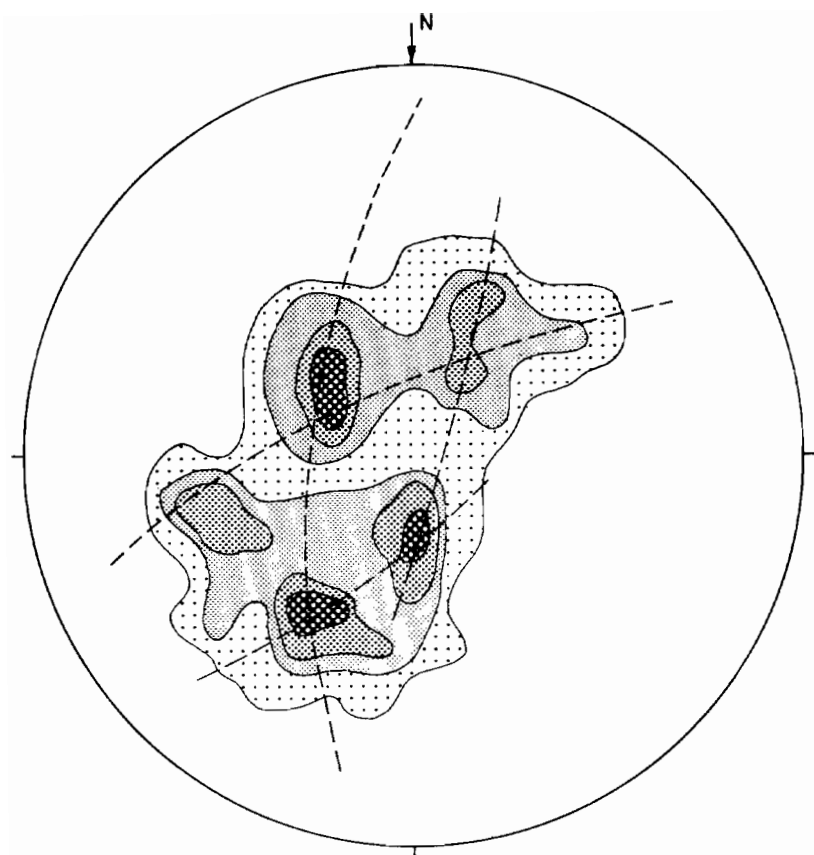


Diagrama 3.—325 medidas de micaesquistos de la Unidad Inferior en el sector Norte (S₂).

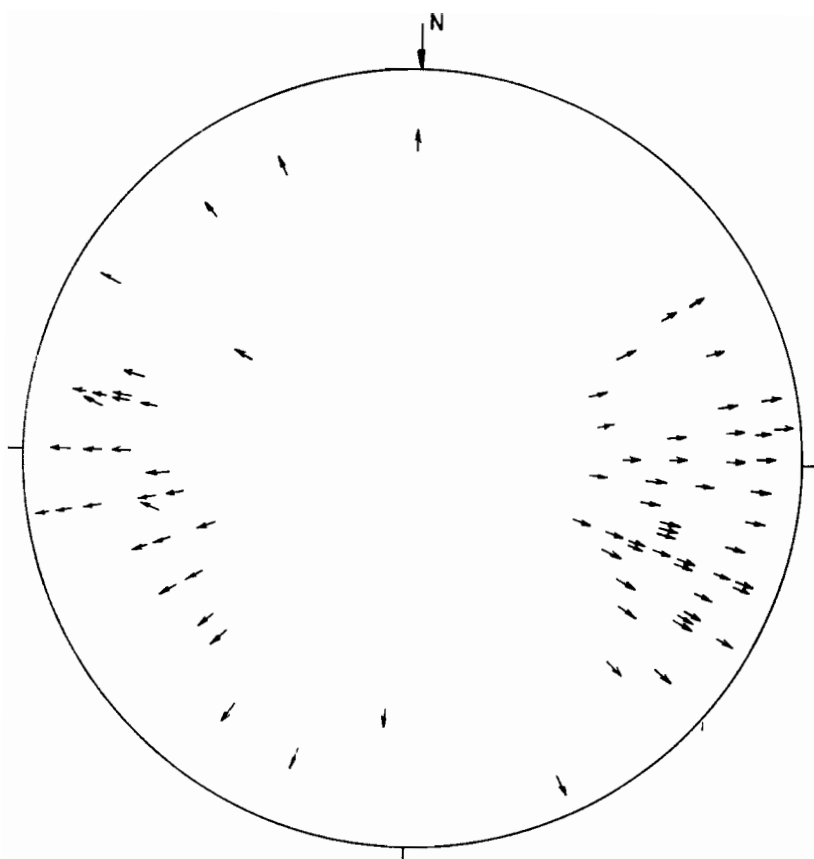


Diagrama 4.—84 ejes de pliegues centimétricos de la segunda fase, medidos en micaesquistos Nevado-Filábrides.

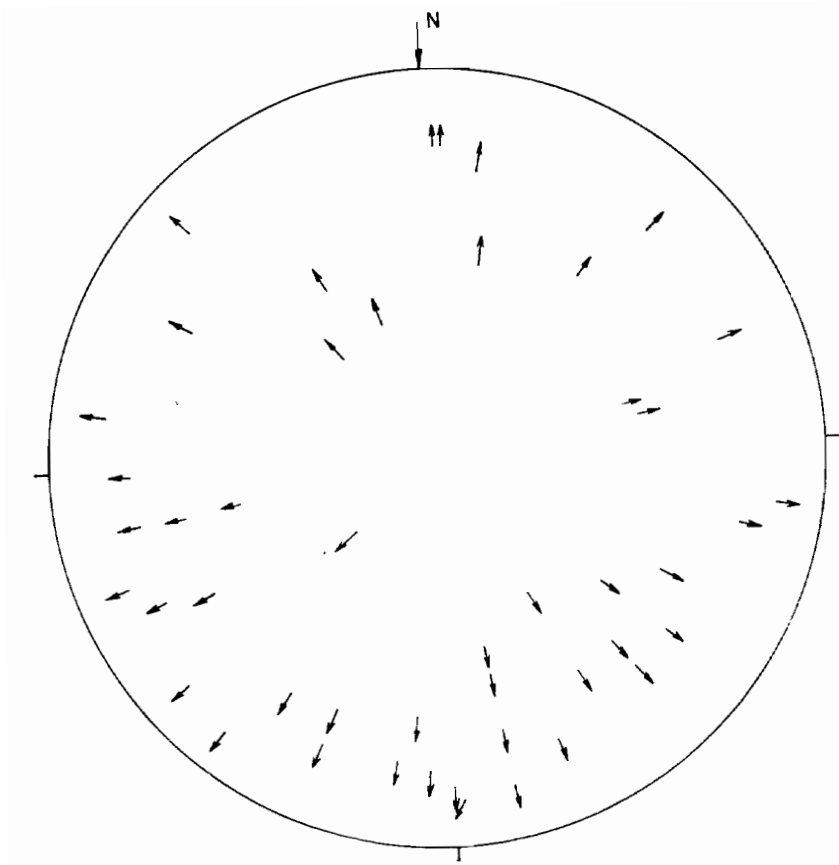


Diagrama 5.—50 ejes de pliegues métricos de la tercera fase, medidos en micaesquistos Nevado-Filábrides.

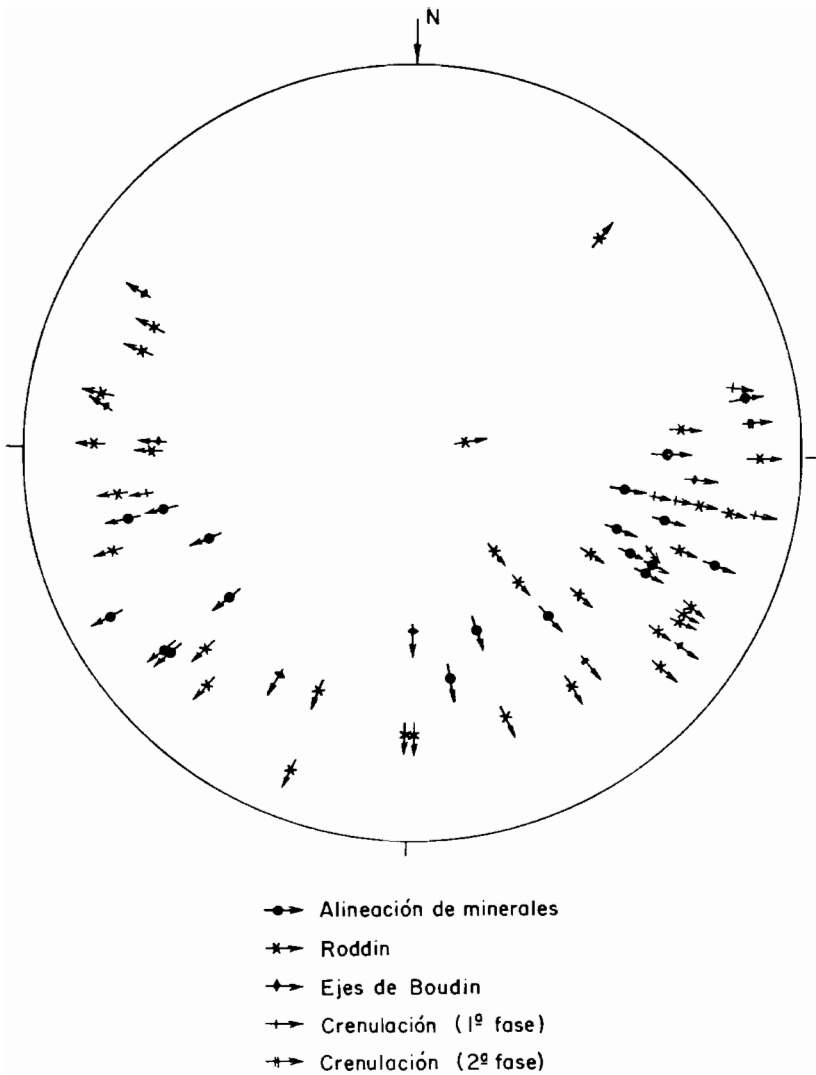


Diagrama 6.—Estructuras lineares en micaesquistos Nevado-Filábrides.

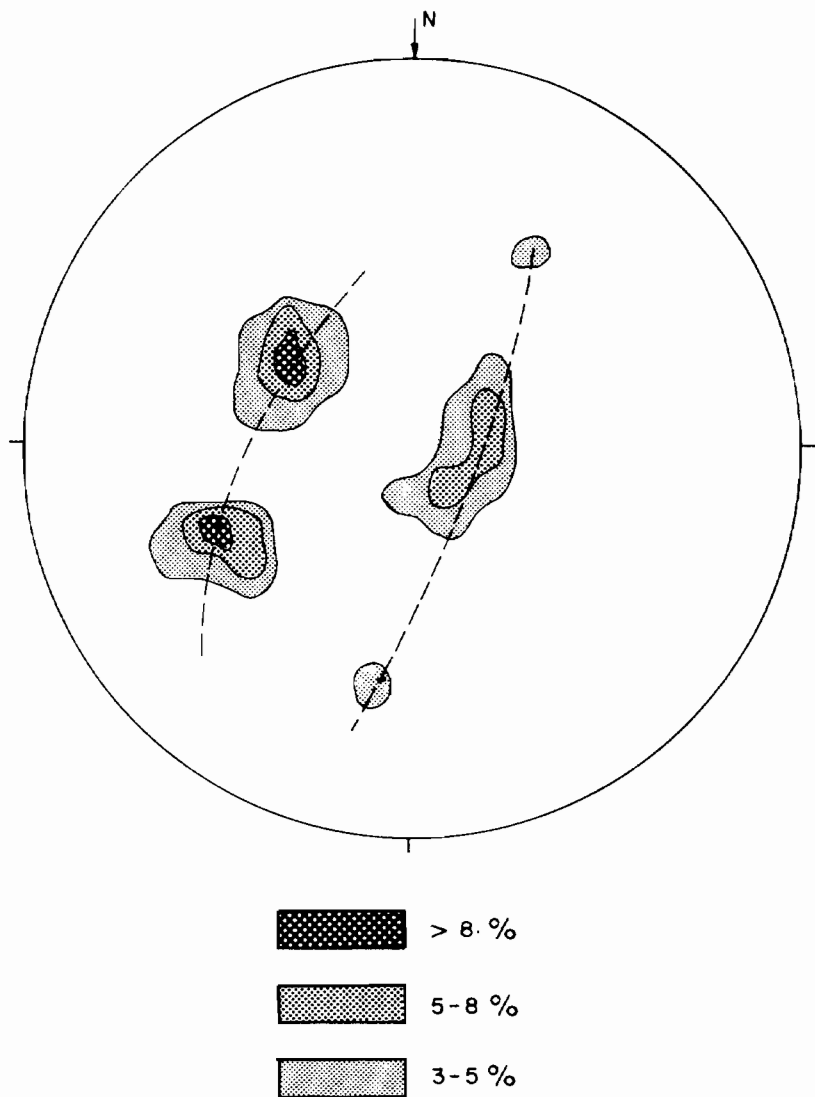


Diagrama 7.—53 medidas de polos de la esquistosidad de la tercera fase, en micaesquistos Nevado-Filábrides.

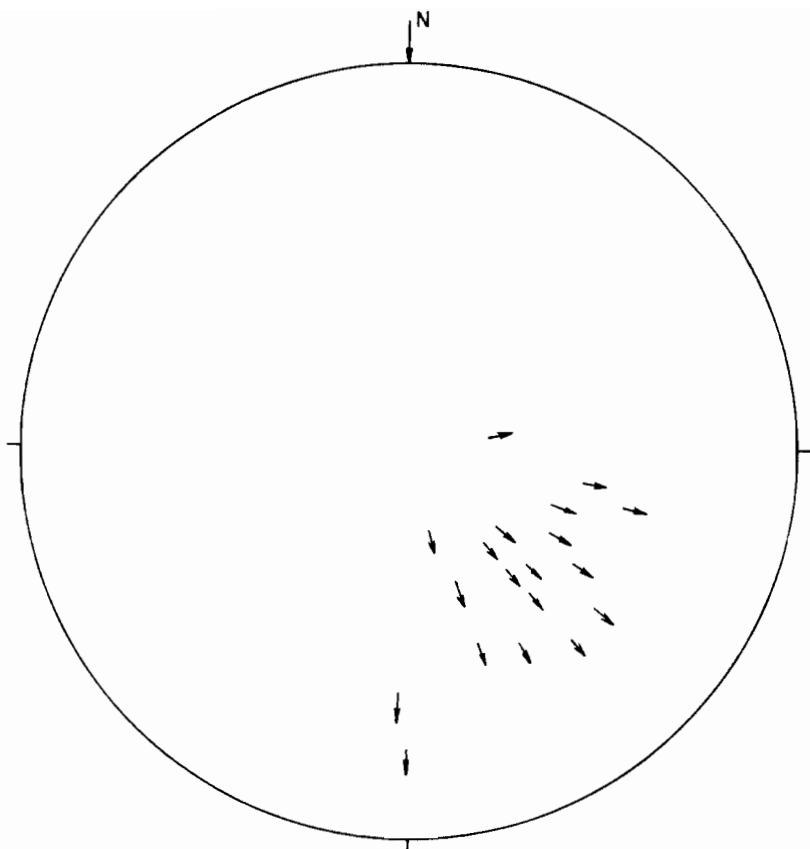


Diagrama 8.—20 medidas de eje de pliegues en los mármoles conglomeráticos.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Se inicia la Historia Geológica de la zona con el depósito de sedimentos cuarzo-arcillosos, posiblemente en un medio acuoso profundo, durante el Paleozoico.

Por el estudio microscópico, se han logrado detectar restos de fases tectónicas prealpinas, aun cuando las principales deformaciones son indudablemente alpínicas.

En el Pérmico hay localmente rocas intrusivas dentro del Nevado-Filábride.

Las condiciones de depósito inician un cambio importante durante el Triásico Inferior-Triásico Medio en el Complejo Alpujárride; la sedimentación se caracteriza por la mayor abundancia de rocas carbonatadas, disminuyendo los sedimentos pelíticos hasta hacerse totalmente carbonatada.

En el dominio Nevado-Filábride, los episodios carbonatados no alcanzan tanta importancia.

A continuación y hasta el inicio de los movimientos alpinos la historia geológica de esta área es prácticamente desconocida.

La evolución estructural durante la orogenia alpina sería: Apilamiento de mantos en las fases D_1 y D_2 .

El primer metamorfismo regional se relaciona con el plegamiento durante D_1 y D_2 . Según W. KAMPSCHUUR (Memoria de la Hoja 1:50.000 de Sorbas) la primera fase es responsable de movimientos de empuje mayores que dieron lugar a la formación «de una pila inicial de mantos». Las posteriores fases de deformación distorsionaron esta pila inicial de forma notable. El segundo metamorfismo regional sincinemático está relacionado con los plegamientos de la tercera fase de deformación (D_3).

Después de D_3 se desarrolla metamorfismo estático, y finalmente los materiales se pliegan suavemente.

Los cabalgamientos debieron desarrollarse con posterioridad a la fase 3, ya que las superficies de corrimiento no están afectadas por las deformaciones de esta fase. Asimismo, en el complejo Alpujárride pueden observarse cabalgamientos de los micaesquistos de la Unidad de Alboloduy (sumamente metamórficos) sobre las calizas (sin apenas metamorfismo) de la Unidad de Félix (alrededores del pueblo de Alboloduy).

Al final del Mioceno se produjeron fallas inversas de vergencia S (en la Hoja), así mismo, el gran pliegue de fondo causante de la disposición actual. Se producen también estructuras de origen gravitatorio y a continuación, posiblemente en el Plioceno, se originaron grandes fracturas que originaron una disposición en bloques (FONTBOTE, 1957).

Posteriormente a las fases orogénicas alpinas, en el curso de las cuales tuvo lugar el asentamiento de los mantos béticos, y tras un fuerte período de peneplanización (Depósito de conglomerados en un período de tiempo corto, en un medio de deposición mixto con influencias fluviales y marino-costeras. Las calizas arrecifales intercaladas indican períodos de calma en los procesos erosivos), debió tener lugar un período transgresivo de gran amplitud, cubriendo el mar extensas áreas en la zona E. de las Cordilleras Béticas, donde amplias regiones quedaron en condiciones de sedimentación pelágicas. Se depositaron los materiales terciarios más antiguos, depósitos pelíticos, con aportes terrígenos debidos a corrientes de turbidez.

Al finalizar el Mioceno se produjo la regresión marina a consecuencia

de una elevación, depositándose a continuación los conglomerados y arenas plio-cuaternarias.

4 PETROGRAFIA

4.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

4.1.1 UNIDAD INFERIOR

Según su litología, se ha distinguido:

- Micaesquistos grafitosos con granate y cloritoide.
- Micaesquistos feldespáticos con grafito, granate y cloritoide.
- Cuarzitas micáceo-feldespáticas con granate.
- Cuarzitas micáceas con granate y cloritoide.
- Mármol con grafito.

Micaesquistos grafitosos con granate y cloritoide

Presentan textura porfidogranolepidoblástica, y están formados por bandas más o menos irregulares de cuarzo granoblástico alternantes con otras micáceas impregnadas de grafito pulverulento.

Como minerales principales presentan cuarzo, mica blanca y grafito; granate y cloritoide a veces como principales y otras como accesorios, los restantes accesorios son mineral metálico, clorita, biotita, turmalina, circón, apatito, rutilo y esfena.

La esquistosidad está bien marcada por el alineamiento paralelo de las láminas de mica; es frecuente la presencia de una segunda esquistosidad generalmente oblicua a la primera, que produce en las bandas micáceas micropliegues y a veces arcos poligonales cuando las láminas tienen mayor tamaño. Localmente, cuando los efectos tectónicos son más acentuados, el cuarzo toma formas alargadas con fuerte extinción ondulante.

El granate se presenta en porfidoblastos con tendencia al idiomorfismo, contiene frecuentes inclusiones de cuarzo y grafito, normalmente está alterado a óxidos de hierro en los bordes y fracturas, o bien a láminas de clorita o biotita en láminas transversas a la esquistosidad, o a sericita.

El cloritoide, en pequeños prismas no siempre orientados paralelamente a la esquistosidad, o bien en otros de mayor tamaño con inclusiones de grafito pulverulento, raramente alterados a clorita y moscovita. La clorita de neoformación en agregados laminares con exfoliación transversa a la orientación preferente, tiene inclusiones grafitosas concordantes con la disposición externa.

Biotita entremezclada con la mica blanca en las bandas micáceas, siguiendo la dirección preferente. Óxidos de hierro rellenan en ocasiones fracturas concordantes o transversas a la esquistosidad.

Micaesquistos feldespáticos con grafito y granate

Son semejantes a los anteriores, aunque en éstos aparece albita y el cloritoide sólo se presenta en casos excepcionales.

La textura es porfidogranolepidoblástica.

Los minerales principales son cuarzo, mica blanca, albita, grafito, granate y biotita.

Como accesorios contienen clorita, mineral metálico, turmalina, apatito, circón, esfena, mineral de epidota, rutilo y cloritoide (en algunas muestras).

Están formadas por bandas irregulares de cuarzo granoblástico alternantes con otras micáceas impregnadas de grafito pulverulento, en las que se forma la albita.

La albita se presenta en porfidoblastos anhedrales, formados a partir de la mica blanca sobre la charnela y los flancos de los pliegues de las bandas micáceas, con inclusiones de cuarzo y grafito, cuya disposición dentro del cristal de albita coincide con la que estos minerales conservan en la zona exterior.

Biotita en concentraciones de láminas cuya exfoliación no coincide con los planos de esquistosidad de la roca.

Clorita se encuentra reemplazando el granate o a la biotita.

Granate en pequeños euhedros, parcialmente alterados a óxidos de hierro, mica blanca o clorita.

A la primera paragénesis mineral pertenecen el cuarzo, la mica blanca, el granate y los minerales accesorios, mientras que los poiquiloblastos de albita, la biotita y la clorita, pertenecen a la segunda.

Es frecuente observar dos fases tectónicas casi o totalmente perpendiculares entre sí y sólo en raros casos se encuentra una tercera muy débil.

Cuarcitas micáceas con granate y cloritoide y cuarcitas micáceo feldespáticas con granate

Dentro de las cuarcitas pueden establecerse dos grandes grupos debido a la presencia de albita como mineral principal junto con la ausencia de cloritoide como accesorio en uno de los grupos.

Presentan textura granoblástica de grano fino a medio débilmente orientada.

Los minerales principales son cuarzo, mica blanca (Albita). Como accesorios tenemos clorita, granate, hematites, biotita (cloritoide), turmalina, apatito, circón, epidota, rutilo y carbonato.

Están formadas por un agregado granoblástico de cristales de cuarzo (con bordes indentados a veces) entre los que se sitúan laminillas de mica; los restantes minerales accesorios se agrupan generalmente en finos lechos discontinuos. El óxido de hierro, impregnando la roca y rellenando cavidades.

Granate en pequeños porfidoblastos muy alterados con inclusiones de cuarzo, rutilo y turmalina.

Biotita en laminillas paralelas a partir de la moscovita o bien en anchas láminas de formación posterior.

Cloritoide en diminutos prismas no alineados.

Albita en cristales anhedrales poiquiloblásticos con inclusiones de cuarzo, rutilo y mineral opaco.

La orientación está marcada por el débil alargamiento de los cristales de cuarzo y la disposición paralela o subparalela de las láminas de mica. En ocasiones una segunda esquistosidad oblicua a la primera pliega las alineaciones de mica, mientras que el cuarzo no es afectado.

Mármoles

Están formados por un agregado granoblástico de cristales de calcita con óxidos de hierro, láminas de mica blanca, grafito y cuarzo intergranulares.

Presentan débil esquistosidad marcada por el alargamiento de los cristales de calcita y la orientación de las láminas de mica.

4.1.2 MANTO DEL MULHACEN

4.1.2.1 Unidad de Abia

Micaesquistos grafitosos con granate, cloritoide y biotita

Son mineralógicamente muy similares a los ya descritos en la Unidad Inferior, diferenciándose por la proporción de algunos de sus componentes. El contenido de grafito es en éstos bastante superior y los granates y el cloritoide se encuentran en cristales más numerosos y de mayor tamaño.

Dentro de este grupo de micaesquistos grafitosos la mayoría contienen granate y cloritoide, y sólo en algunos existe sólo granate o sólo cloritoide.

Presentan textura porfidogranolepidoblástica. Es frecuente una segunda esquistosidad generalmente perpendicular a la primera que produce micropliegues, desgarres y roturas en las bandas micáceas.

Están formados por bandas de cuarzo granoblástico alternantes con otras micáceas fuertemente impregnadas de grafito pulverulento, en las cuales se forman los cristales prismáticos de cloritoide generalmente paralelos a la esquistosidad dominante, y que se deforman y curvan alrededor de los porfidoblastos de granate.

Los minerales principales son cuarzo, mica blanca, granate, cloritoide y grafito. Los accesorios: clorita, biotita, hematites, m. opaco, rutilo, turmalina, apatito y circón.

Granates.—En cristales sub o idiomorfos con abundantes inclusiones de cuarzo y en menor proporción de grafito y rutilo, alterados en los bordes y fracturas de óxidos de hierro, o en zonas irregulares a clorita.

Cloritoide.—Prismas idiomorfos en ocasiones maclados, incluyendo abundante grafito pulverizado y más escaso cuarzo, m. opaco y turmalina. Suele estar alterado débilmente a clorita, mica blanca o biotita.

Biotita.—Se presenta en láminas paralelas o transversas a la dirección preferente en agregados laminares parcialmente cloritizados, o en zonas protegidas alrededor de los granates.

Micaesquistos feldespáticos

Contienen abundante albita, faltando el cloritoide.

En minerales principales tenemos cuarzo, mica blanca, albita, clorita, granate y grafito.

En accesorios biotita, epidota, m. opaco, turmalina, óxidos de hierro, rutilo, circón, apatito y carbonato.

Albita está en pequeños cristales entre el cuarzo, o bien en porfidoblastos anhedrales, formados en los lechos micáceos con inclusiones de epidota, grafito, m. opaco, rutilo y turmalina.

Clorita en pequeños porfidoblastos esponjosos disconformes con la orientación general.

Existen tres fases metamórficas dinamotermiales sucesivas, una primera residual crenulada, la segunda y principal que produce claros pliegues, desgarres y roturas en las capas micáceas, y una última de menos intensidad. En la mayoría de los casos sólo se observan dos, que pueden ser la primera y la segunda, o esta última y la tercera.

Cuarcitas micáceas y micáceo-feldespáticas

Las cuarcitas micáceas tienen como minerales principales cuarzo y mica blanca y en los m. accesorios existe cloritoide. Las micáceo-feldespáticas en los m. principales, además del cuarzo y la mica contienen albita, y en los accesorios frecuente epidota, no observándose cloritoide.

Los restantes minerales accesorios que encontramos en ambos tipos son: granate, grafito, clorita, biotita, esfena, óxidos de hierro, rutilo, turmalina y circón.

Gneises de Albita (ζ)

Presentan textura foliada. Como minerales principales albita, cuarzo, mica

blanca, microclino y biotita cloritizada. En accesorios mineral opaco, epidota, turmalina, rutilo, circón, apatito, esfena. Textura foliada porfidoclastica, equigranular media.

Están formados por agregados lenticulares a modo de glándulas de albita con inclusiones de cuarzo, biotita, mica blanca, rutilo, m. opaco y glándulas de microclino más escasas rodeados por una matriz esquistosa, que se adapta a las formas ovaladas de las glándulas constituida por cuarzo, albita, mica blanca, epidota y biotita cloritizada. En los gneises equigranulares se supone que los ojos han sido reemplazados por feldespatos o aplastados.

Los porfidoclastos de albita pueden presentar estructura en damero (tablero de ajedrez).

Sobre el origen de estos gneises con turmalina, NIJHUIS (1964) señala que una gran parte de ellos se formaron a partir de granitos o rocas ácidas análogas, que según PRION (1966) se emplazaron durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior.

Serpentinitas y anfibolitas (ΣΞΑ) están formadas por antigorita (componente fundamental) con mena metálica en cantidad subordinada y como accesorios, carbonatos, tremolita, talco y clinopiroxeno residual. Además de estas reliquias se observan cristales fantasmas de posibles piroxenos totalmente serpentinizados y rodeados por una matriz antigorítica que quiere recordar la textura en malla.

El reemplazamiento tectónico de las masas ultrabásicas procedentes de zonas más profundas explica la ausencia de metamorfismo de contacto en los metasedimentos adyacentes.

W. KAMPSCHUUR tiene otra opinión. Dado que algunas masas serpentínicas dan la impresión de estar asociadas con anfibolitas de albita-epidota, las considera posibles productos de diferenciación metamórfica causada por sobrepresión tectónica (SORENSEN, 1967).

La anfibolita es una roca verde esquistosa; al microscopio presenta textura nematoblástica, y está compuesta por anfíbol verde (hornblenda) en cristales tabulares subparalelamente orientados, piroxeno y epidota, como m. accesorios esfena, rutilo y circón.

Parece proceder de una roca ígnea básica que ha sido metamorfizada. De los componentes originales sólo queda parte del piroxeno, el resto del mineral máfico se anfibolitizó por completo y la plagioclasa cálcica pasó a m. de epidota.

Las metabasitas (Ξ⁴) gradúan a anfibolitas de albita-epidota-granate por el gran predominio de los minerales de neoformación que redujeron a reliquias ocasionales a los minerales y texturas ígneas originales. El grado de transformación metamórfica es tanto mayor cuanto menor sea la dimensión de la masa ígnea y en dirección a las partes exteriores de las de superior extensión.

Son escasos los restos de los minerales de origen ígneo representados por clinopiroxeno residual, accesorios y apatito.

El resto de los componentes minerales son de origen metamórfico, tales como anfíbol azul-violeta y verde azulado, granate pardo-marrón, albita y mineral de epidota, de presencia fundamental, rutilo, minerales opacos, mica blanca y hematites como accesorios. Estos minerales metamórficos no presentan orientación preferente. Los tamaños superiores porfidoblásticos corresponden al granate. La matriz que los rodea tiene aspecto heterogéneo, tanto en la distribución como en tamaño de los minerales.

Son frecuentes los intercrecimientos microgranulares de albita, epidota, coronas de reacción de los mismos minerales en torno al clinopiroxeno y reemplazamientos significativos.

4.1.2.2 Unidad superior

4.1.2.2.1 Mármoles cipolínicos y micaesquistos feldespáticos

Las rocas carbonatadas tienen composición bastante simple, sobre un fondo carbonatado (calcita y/o dolomita) se observan cantidades variables de otros minerales subordinados (biotita, clorita, esfena, rutilo, apatito).

La textura más corriente es la granoblástica desde equigranular a heterométrica, a veces en mortero y normalmente orientada debido a la disposición subparalela de las pajuelas o finos lechos de mica. El mineral de hierro es de relleno, intergranular o siguiendo líneas de fractura.

Los metasedimentos detríticos comprenden varios tipos de rocas desde micaesquistos feldespáticos, grafitosos con granate, pasando a cuarzosos, hasta cuarcitas micáceas, todos ellos de colores claros. Los componentes son fundamentalmente mica blanca y cuarzo con alguno de los siguientes minerales: albita, granate, epidota y biotita; como accesorios se presentan clorita, turmalina, rutilo, apatito, mineral opaco, hematites, esfena y grafito.

La esquistosidad (bien desarrollada), está originada por la disposición paralela de las micas, coincidentes con el bandeado litológico. Es frecuente la crenulación.

4.1.2.3 Mármoles conglomeráticos y micaesquistos

Comprende este tramo una mayor variedad de rocas carbonatadas, como son los mármoles conglomeráticos, ferríferos, feldespáticos, grafitosos y orientados o calcoesquistos; diversas clases de micaesquistos, cuya distinción está principalmente basada en la presencia más o menos abundante de albita, granate, grafito, que ocasionalmente pueden contener cloritoide o mineral de epidota, y cuarcitas micáceas a veces con granate y más raramente cloritoide.

Las rocas carbonatadas están constituidas casi exclusivamente por un mosaico de cristales de calcita y dolomita granoblástico; a veces orientado

con algo de cuarzo, mica blanca, albita, mineral de hierro y otros minerales ocasionales como biotita, epidota, esfena, turmalina.

Los mármoles conglomeráticos merecen mención aparte. Consisten principalmente de fragmentos más o menos angulares envueltos por una matriz carbonatada. Entre los fragmentos predominan con diferencia los formados por rocas carbonatadas incrustadas de cantidades de óxidos de hierro (limonita, principalmente), acompañados por otros de micaesquistos y cuarcitas. Los minerales más frecuentes, junto con calcita como fundamental, suelen ser albita pobremente maclada (maclas de dos individuos según ley de albita), clorita, mica blanca, cuarzo, flogopita, rutilo, esfena, turmalina y mineral de epidota en su variedad de zoisita. Gran parte de estos minerales, a juzgar por la ausencia de efectos de deformación y orientación arbitraria, debieron originarse durante el metamorfismo posterior a la fragmentación.

Los micaesquistos y cuarcitas se componen principalmente de cuarzo y mica blanca con algunos de los siguientes minerales: albita, epidota, granate, cloritoide, biotita, clorita, anfíbol y carbonato. Como accesorios se presentan turmalina, mineral metálico, apatito, rutilo, circón.

La esquistosidad está bien desarrollada y por lo general coincide con el bandeo litológico. Normalmente la esquistosidad principal aparece plegada a escala micro y mesoscópica, siendo frecuente la crenulación paralela a los planos axiales de los pliegues.

En muchas de estas muestras se han observado efectos de filonitización, expresados por la granulación del cuarzo y micas produciendo perturbaciones en el bandeo.

Los diferentes tipos de micaesquistos y cuarcitas, basándose en la presencia de los minerales antes mencionados, son: micaesquistos feldespáticos, granatíferos, grafitosos, cuarcitas micáceas y cuarcitas granatíferas, pudiendo existir todos los tipos transicionales.

La albita se suele presentar en poiquiloblastos, con inclusiones de los siguientes minerales: cuarzo, epidota, rutilo, turmalina, mineral opaco, mica blanca y circón dispuestos a veces rotacionalmente.

En los granates predominan las inclusiones de cuarzo, rutilo, epidota, mineral opaco, turmalina, a menudo sin una disposición clara, otras veces con textura rotacional. A veces muestran reemplazamiento parcial por clorita y mica blanca.

La epidota junto con el granate son minerales comunes en los micaesquistos feldespáticos. Se desarrolla en pequeños prismas alargados en sentido de la esquistosidad a veces fracturados y localmente con otras orientaciones arbitrarias.

Otros componentes subordinados de estos micaesquistos, además de los citados (cuarzo, mica blanca, albita, granate y epidota) son biotita, clorita, carbonatos (siempre como relleno de cavidades, intersticios y fracturas).

Como accesorios comunes se presentan mineral opaco, turmalina, esfena, apatito, rutilo, circón, óxidos de hierro.

Los micaesquistos granatíferos pueden contener ocasionalmente cloritoide, en determinados lechos muy abundante, tiene forma de prismas incolores alotriomorfos que se orientan generalmente conforme a la esquistosidad y raramente de forma arbitraria. Muestran alteración a clorita y mica blanca.

En ningún caso se han logrado observar minerales como estauroлита y distena.

La biotita se suele presentar en pequeñas pajillas distribuidas en las bandas micáceas dispuestas paralelamente a ellas.

La clorita es un componente frecuente que origina pequeñas concentraciones distribuidas irregularmente, rellena fisuras, con preferencia en el granate como producto de su alteración o se dispone próximo a él a modo de colas o sombras.

Las cuarcitas son de mineralogía más simple (70 por 100 de cuarzo). Contienen siempre cantidades variables de mica blanca y granate. Los otros minerales son: biotita, clorita, turmalina, opacos, hematites, rutilo, apatito, circón, carbonatos, cuya presencia es insignificante. Además puede presentarse localmente cloritoide asociado a la mica blanca.

El granate forma pequeños euhedros exagonales con escasas inclusiones, fresco o con los bordes oxidados, también los hay con estructura atolón cuyo núcleo está formado por cuarzo, biotita y mica blanca. El carbonato y mineral de hierro rojizo.

4.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Se agrupan dentro de este apartado el conjunto de rocas carbonatadas pertenecientes a las tres unidades tectónicas distinguidas dentro de este complejo.

4.2.1 FORMACION CARBONATADA

Está formada por rocas carbonatadas de diferente grado de recristalización, predominando, en general, el tamaño fino. Varían entre calizas microcristalinas, calizas marmóreas y calcoesquistos más o menos bandeados, debido a las intercalaciones de finos lechos de filitas, que suelen corresponder a los tramos inferiores de esta formación.

La composición mineralógica de estas rocas es simple. Están formadas, aparte del carbonato como constituyente fundamental, por cantidades variables de mica blanca, cuarzo, albíta y óxidos de hierro. La presencia de los óxidos de hierro pulverizado en el carbonato es constante, proporcionando a las rocas tonalidades desde amarillentas hasta rojizas.

El cuarzo suele aparecer intersticialmente (silicificación) o en forma pris-

mática. La albita se presenta en cristales fundamentalmente porfidoblásticos pobremente maclados, sin orientación aparente.

Las texturas oscilan entre granoblásticas más o menos heterométricas desde fino a medio, a veces bandeadas por diferencia del tamaño.

Los calcoesquistos presentan una orientación bastante acusada coincidente con el bandeado litológico de lechos carbonatados que alternan con otros micáceos.

4.2.2 FORMACION FILITICA

Igual que en el caso anterior, se agrupan las filitas de las tres unidades tectónicas.

Son todas ellas rocas de escasa cristalinidad, cuyo grado de metamorfismo corresponde al epizonal superior.

Está formada por diferentes tipos de filitas: arenosas, cuarzosas, ferríferas y carbonatadas. Las últimas, correspondientes a los tramos superiores de la formación.

Las texturas varían entre granolepidoblásticas (homogéneas o bandeadas) blastopsefíticas finas y a veces porfidoblásticas.

El bandeado es debido a la fina alternancia de lechos cuarzosos y micáceos. Los porfidoblastos suelen ser de clorita cuya exfoliación aparece dispuesta arbitrariamente con respecto a la orientación preferente.

La mineralogía es simple, mica blanca fundamental, cuarzo subordinado, cantidades variables de albita, clorita, carbonato, biotita y óxidos de hierro, y entre los accesorios menores son comunes mineral opaco, turmalina, cirión, rutilo y apatito.

Dentro de la formación carbonatada aparecen algunos sills básicos, representados por metadiabasas sin llegar a metabasitas y menos a anfibolitas.

Destaca en ellas el carácter ofítico de la textura con manifestaciones fluidales y en ocasiones con tendencia a la porfídica debido a la presencia de pequeños fenocristales de albita.

La asociación mineralógica está formada por albita o plagioclasa sausuritizada, clorita, anfíbol verdoso y carbonato como fundamentales; entre los accesorios aparecen cuarzo, mineral de epidota, mica blanca y minerales opacos y semitranslúcidos de esfena y leucoxeno.

4.2.3 MICAESQUISTOS DE LA UNIDAD DE FELIX

Son rocas muy replegadas formadas por bandas alternativas, cuarzosas y micáceas con grafito. El cuarzo y mica blanca acompañados de biotita y/o clorita se presentan como fundamentales. Entre los componentes accesorios se observan grafito (pulverizando los lechos micáceos), mineral opaco, es-

fena, turmalina, apatito, circón y óxidos de hierro. Estos suelen alojarse preferentemente en los lechos micáceos.

4.2.4 MICAESQUISTOS DE LA UNIDAD DE ALBOLODUY

Este tramo está formado por una serie de micaesquistos de color más o menos oscuro debido a las diseminaciones de material grafitoso con intercalaciones de cuarcitas, pudiendo encontrarse todas las transiciones posibles entre ellos.

El bandeado, debido a la alternancia de lechos cuarzosos y micáceos es notorio. Los planos de esquistosidad aparecen frecuentemente microplegados.

La composición mineralógica de este conjunto de micaesquistos y cuarcitas es bastante constante.

Los componentes minerales como cuarzo, mica blanca y biotita aparecen como principales. De menor importancia se encuentran clorita, carbonatos, grafito, feldespato y granate. Entre los accesorios aparecen mineral opaco, óxidos de hierro, turmalina, esfena, apatito, circón, rutilo y localmente andalucita.

En las muestras estudiadas no se han observado cloritoide ni estauroilita.

El cuarzo se presenta en agregados granoblásticos poligonales formando lechos a veces de escasa continuidad.

Los lechos micáceos por lo general aparecen ennegrecidos por las pulverizaciones de grafito y suelen alojar la mayor parte de los restantes componentes.

El granate se presenta en poiquiloblastos subidiomorfos con inclusiones de cuarzo en estructura rotacional en forma de «S» o espiral. Es frecuente su alteración a biotita y clorita.

La sustitución de biotita por clorita es un proceso normal en estas rocas. Es frecuente también que el crecimiento de clorita, biotita, albita helicítica en fenoblastos se presente cortando los planos de esquistosidad y cuando ésta presente crenulación entonces crecen sobre los pliegues englobando los minerales, como en el caso de la albita, que se alojaban en el lecho micáceo. Lo mismo ocurre con los porfidoblastos de andalucita. Todo ello indica un incremento térmico posterior a la base de microplegamiento.

4.3 ROCAS VOLCANICAS RECIENTES

En el Barranco del Zas se ha encontrado un pequeño afloramiento incartografiable, de diabasa espilítica. Tiene esta roca textura porfídica con matriz intersertal. Los componentes fundamentales son: plagioclasa (seritizada), anfíbol (cloritizado y biotitizado), y como accesorios se encuentran: biotita, leucoxeno, esfena, carbonato y apatito.

El anfíbol se presenta en fenocristales alotriomorfos. Los cristales de plagioclasa (más escasos) tienen formas tabulares.

La matriz está formada por pequeños cristales tabulares de plagioclasa sericitizada, con biotita, clorita y demás accesorios intersticiales.

Podría relacionarse esta roca con la actividad volcánica de Cabo de Gata, Mazarrón, Cartagena, que se desarrolló en el Mioceno Superior-Plioceno.

5 METAMORFISMO

El conjunto de procesos de metamorfismo sufrido por las rocas de la zona que comprenden edades entre Triásico y Permotriásico hasta el Paleozoico y posiblemente más antiguas, es considerado por gran cantidad de autores (R. VISSERS, O. J. SIMON, W. KAMPSCHUUR y otros), como de edad Alpina.

E. PUGA reconoce un metamorfismo de contacto pre-alpino, constituido por la presencia de minerales o sus «fantasmas» de chialstollita, cloritoide, estaurólita, biotita y posible cordierita, que nosotros no hemos logrado observar. Describe también la presencia de inclusiones grafitosas microplegadas en algunos de los porfidoblastos de cloritoide que evidencian la existencia de deformaciones prealpinas.

En las muestras estudiadas, no ha podido confirmarse este aserto.

Debido a la falta, en la zona estudiada, de suficientes minerales indicativos, resulta difícil referirse a una determinada facies metamórfica.

Por eso hemos tratado de adaptarnos en lo posible al esquema presentado por H. J. NIJHUIS (1964) en su trabajo sobre el metamorfismo plurifacial Alpino en la Sierra de los Filabres.

Así, él distingue cuatro etapas sucesivas de metamorfismo, caracterizadas por particulares componentes minerales correspondientes a una determinada facies:

Etapa 1.—Facies de esquistos glaucofánicos con formación de distena, cloritoide, granates, epidota, piroxeno sódico, cuarzo, paragonita, onfacita, mena metálica, rutilo, carbonato y aragonito, que fue localizado posteriormente por H. HELMERS.

Etapa 2.—Facies de transición entre esquistos verdes y anfibolitas con formación de anfíboles azul-verde, epidota, albita, granates, distena, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, carbonato, mena metálica, rutilo, esfena y turmalina.

Etapa 3a.—Facies de esquistos verdes correspondiente probablemente a la subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita con formación de trementa, epidota, albita, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, stilpnomelana, biotita, carbonato, mena metálica, rutilo, esfena y escapolita.

Etapa 3b.—Facies de los anfibolitas almandínicas, en la que se forman plagioclasa cálcica, estaurólita, distena, cuarzo, biotita y carbonato.

Las dos primeras etapas son consideradas como probables sincinemáti-

cas con D_1 y D_3 respectivamente, mientras que las dos últimas son de formación postcinemática.

Dentro del área estudiada se ha tratado de comparar la aparición de los minerales con este esquema.

Así, la primera etapa aparece representada por la formación de los siguientes minerales: cuarzo-mica blanca-granates-cloritoide-minerales de epidota-turmalina-rutilo-mineral metálico.

En la segunda etapa sincinemática con D_3 y en la que produjo microplegamiento con crenulación bien desarrollada se originan minerales, siempre correspondientes a la facies de esquistos verdes como: cuarzo-mica blanca-clorita-granate?-albita-cloritoide?-biotita-turmalina-mineral opaco.

En la tercera y última etapa de la zona, poscinemática, a juzgar por la ausencia de efectos de deformación en las neoformaciones minerales, que presentan además una disposición arbitraria, se originaron: cuarzo-mica blanca-clorita-biotita-albita-turmalina-mineral opaco.

La etapa 3b correspondiente a las anfíbolitas almandínicas no fue observada en ninguna de las formaciones de la zona.

Con respecto al Complejo Alpujárride, en los metasedimentos de la formación «micaesquistos» en la primera etapa sintectónica con D_1 se origina una asociación mineral correspondiente a las zonas superiores de la facies de esquistos verdes con la formación de los siguientes componentes minerales: cuarzo-mica blanca-albita-oligoclasa-granate-cloritoide-biotita-turmalina-mineral opaco.

En las formaciones «filítica» y carbonatada esta primera etapa de metamorfismo está representada por la formación de cuarzo-mica blanca-clorita-albita-carbonato-mineral opaco, correspondientes a un metamorfismo epizonal superior de grado bajo.

La segunda etapa es también de escasa intensidad y similar para todas las formaciones, con diferencia sólo en la cristalinidad y proporción (siempre menor en las dos superiores «filítica» y «carbonatada») que da lugar a la neoformación de los siguientes componentes minerales: cuarzo-mica blanca-clorita.

Durante el metamorfismo estático se originan neoformaciones de clorita, albita, biotita y andalucita.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

Actualmente no existen explotaciones mineras en funcionamiento dentro de la Hoja.

Son muy abundantes los indicios de mineral de hierro dentro del com-

plejo Nevado-Filábride, existiendo también un indicio de mercurio al norte del pueblo de Gergal, en la carretera al Almendral.

Los indicios de mineral de hierro están relacionados con:

a) Zonas de micaesquistos y cuarcitas de la Unidad inferior Nevado-Filábride.

b) Zona carbonatada superior del Nevado-Filábride (antigua Mischungszone).

c) Calizas y dolomías Alpujárrides.

a) Constituyen pequeñas masas pseudo-estratiformes, sin gran interés económico. Están situadas al sur de Abrucena, alrededores de Abla y borde sur de la sierra de los Filabres.

b) Es el tramo más interesante. Dentro de él se ubican las antiguas minas de Beires y una serie de pequeñas explotaciones abandonadas al SE. del cerro de La Cueva. El Mineral es hematites roja y parda, dispuesto en masas lenticulares que arman en las calizas marmóreas. Se trata de masas de sustitución originadas según la opinión más generalizada por un proceso hidrotermal, que produjo la sustitución metasomática de parte de los mármoles por oligisto. Posteriormente, se desarrollaron otros procesos de removilización y alteración.

c) Tienen poco interés económico. El mineral es ilmenita-hematites, se encuentra a lo largo de fracturas o diseminado en rocas carbonatadas.

En la actualidad únicamente se explotan materiales del tramo margo-arenoso del Tortoniense-Andaluciense con destino a la industria cerámica.

Existen varias explotaciones abandonadas, entre las que destaca la situada junto al cortijo de la Encina, en una masa de serpentinas, donde se beneficiaba el asbesto.

En los aluviones del río Andarax se extraen áridos para la construcción.

6.2 HIDROGEOLOGIA

Dentro de los materiales del complejo Nevado-Filábride, en general de carácter impermeable, se localizan algunos acuíferos ligados a determinados niveles que presentan cierta permeabilidad por fracturación. Constituyen acuíferos aislados, independientes entre sí y de escasa importancia.

Las dolomías y calizas Alpujárrides presentan permeabilidad alta, debida a fisuración y disolución, y al estar relacionadas con el conglomerado basal pueden presentar un cierto interés.

La formación margo-areniscosa (T_{11-12}^{Bc-Bc}) carece de interés hidrogeológico.

Las captaciones más interesantes se hacen en los materiales cuaternarios, sobre todo en cauces y ramblas, aun cuando no puedan obtenerse caudales elevados dada su poca potencia.

7 BIBLIOGRAFIA

- BROUWER, H. A. & C. P. A. ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN (1924).—«De tektoniek van het centrale gedeelte van de Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje)». *Versl. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.* 33, 9, pp. 873-882.
- DIAZ DE BERRICANO, I., y BRUN, L. (1967).—«Reconocimiento del Terciario de la provincia de Almería». Inédito.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971).—«Estudio Geológico de un sector de Sierra Nevada situado al sur de Jerez del Marquesado (Zona Bética, Granada)». *Cuad. Geol. Universidad de Granada*, núm. 2, pp. 89-114.
- DIAZ DE FEDERICO, A., y PUGA, E. (1974).—«Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética». *Techniterrae*, número 1, pp. 17-24.
- EGELER, C. G. & O. J. SIMON (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique Cordillères Bétiques, Espagne». *Verb. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Nat.*, vol. XXV, pp. 5-90.
- (1969).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic, Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structure». *Geol. en Mujnb.*, 48, pp. 296-305.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A., y FONTBOTE, J. M. (1967).—«Observations sur la partie occidentale de la formation de Guadix». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LXXVIII, pp. 1-48.
- (1961).—«Estudio sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Misungszone». *Bol. Ins. Geol. Min. España*, vol. LXXII, pp. 347-557.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 1, pp. 71-78.
- JACQUIN, J. P. (1970).—«Contribution a l'étude Géologique et Minière de la Sierra de Gádor». Tesis Nantes.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W., y RONDEEL, H. E. (1973).—«Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain». *Estudios Geológicos*, vol. XXIX, pp. 209-222.
- LANGENBERG, C. W. (1972).—«Polyphase Deformation in the Eastern Sierra de los Filabres, North of Lubrín, SE. Spain». *GUA Papers of Geology*, Serie 1, núm. 2.
- LEINE, L. (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain)». *Thesis Amsterdam*, 112 p.
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial Alpine Metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres South of Lubrín, SE. Spain». *Tesis Amsterdam*, 151 p.
- OROZCO, M. (1972).—«Las Alpujarrides en Sierra de Gádor Occidental». *Tesis Universidad de Granada*.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M.—«Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética». Inédita.

- PUGA, E. (1970).—«Tres variedades de cloritoide en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 1, pp. 65-70.
- (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental (Cordilleras Béticas, España)». *Tesis Universidad de Granada*, en prensa.
- PUGA, E., y FONTBOTE, J. M. (1966).—«Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Granada, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 262, pp. 2681-2684.
- (1966).—«Albite filonienneet albitisation dans les formations metamorphiques de la Sierra Nevada (Cordilleras Bétiques, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 263, pp. B-15.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J. M., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1968).—«Caracterización petrológica del tramo de la Caldera en la Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)». *Bol. Ins. Geol. y Min. de España*, vol. LXXIX, pp. 388-406.
- VERA, J. A. (1970).—«Estudios estratigráficos de la Depresión Guadix-Baza». *Bol. Ins. Geol. y Min. de España*, tomo LXXXI.
- WESTRA, G. (1969).—«Petrogenesis of a Composite Metamorphic Facies Series in an Intricate Fault-Zone in the south-eastern Sierra Cabrera, SE. Spain». *Thesis Amsterdam*, 166 p.
- WESTRA, L. (1963).—«Geology of the Bédar Area, Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal report, University of Amsterdam*.
- (The role of Fe-Ti-oxides in plurifacial metamorphism of alpine age in the south-eastern Sierra de los Filabres, SE. Spain)». *Tesis*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA