



IGME

1.011

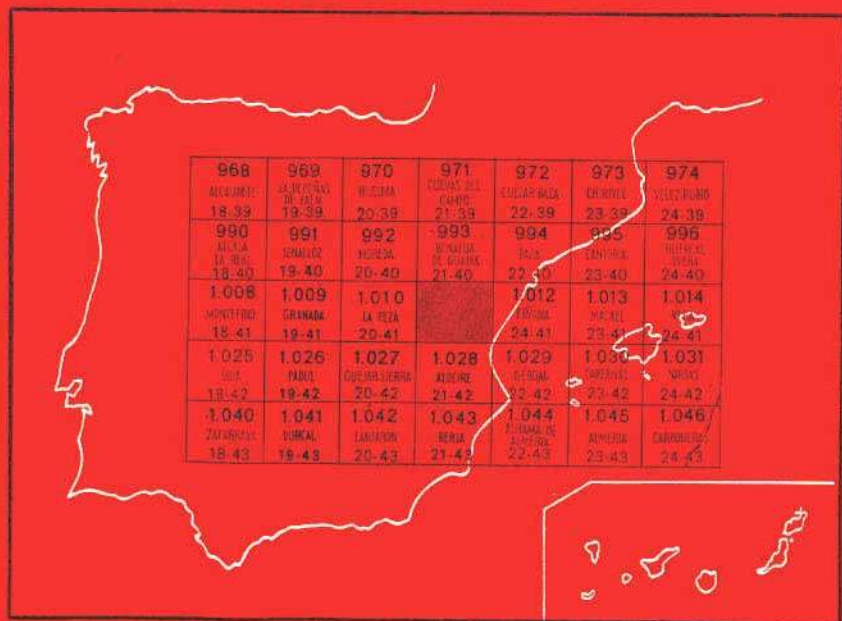
21-41

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GUADIX

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GUADIX

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

En *Cartografía*: Complejo Alpujárride, F. DELGADO; Complejo Nevado-Filábride, Sector Septentrional de Sierra Nevada, A. DIAZ DE FEDERICO, y Sector de Sierra de los Filabres, R. RAMON LLUCH; Materiales Postorogénicos, F. DELGADO y J. M. FONTBOTE.

En *Petrología*: E. PUGA.

En *Sedimentología*: F. DELGADO.

En *Micropaleontología*: J. M. GONZALEZ DONOSO.

En *Memoria*: J. M. FONTBOTE, con la colaboración de F. DELGADO en el Complejo Alpujárride.

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 - 11449 - 1980

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

1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 1.011 (21-41), Guadix, del mapa Geológico de España E. 1:50.000 ha sido realizada por F. DELGADO, A. DIAZ DE FEDERICO y R. RAMON LLUCH.

Para diversos sectores del área de la Hoja ha sido utilizada, debidamente complementada y actualizada, la documentación cartográficogeológica de cierto detalle que se disponía. Así, la comprendida en la tesis de JANSEN (1936) y ZERMATTEN (1929), que afectaban a unos pequeños sectores de dicha área; el original de Fallot, Faure-Mauret y Fontboté, que cubre el área entera, el cual en parte había sido objeto de publicación (FALLOT, FAURE-MAURET y FONTBOTE, 1967); así como otras publicaciones de DIAZ DE FEDERICO (1971) y datos inéditos de ALDAYA, DELGADO, FONTBOTE, GARCIA-DUEÑAS y GOMEZ-PUGNAIRE.

De todas maneras, los trabajos sobre el terreno se han extendido por todo el área de la Hoja, y los datos de trabajos precedentes no han sido incorporados más que después de su adecuada revisión, lo que en muchos casos ha llevado a modificaciones y matizaciones nuevas.

* * *

El área de la Hoja núm. 1.011 queda íntegramente comprendida dentro del ámbito de la Cordillera Bética. Los materiales que afloran en dicha área se agrupan en dos grandes conjuntos:

- Los de edad triásica, y más antigua, pertenecientes a los complejos denominados *Alpujárride s. lat.* y *Nevado-Filábride* (EGELER Y SIMON,

1969) o de *Sierra Nevada*; caracterizados estos materiales por estar intensamente afectados por la orogénesis alpina.

— Los de edad neógena y cuaternaria, de carácter postorogénico.

Los primeros afloran extensamente en el cuadrante NE. de la Hoja, en las laderas de las Sierras de Baza y de los Filabres, y en una franja de borde festoneado que corresponde al pie de las laderas de Sierra Nevada, a lo largo del límite meridional del área de la Hoja. Los segundos, es decir, los materiales postorogénicos, afloran muy extensamente en la parte central del área de la Hoja; en ella forman el relleno bastante potente de la depresión denominada de los Llanos del Marquesado, o del Marquesado simplemente, situada entre las Sierras de Filabres y de Baza (al NE.) y Sierra Nevada (al S.).

En las Sierras de Baza y Filabres, y mejor aún, en Sierra Nevada, se observan las características fundamentales de las zonas internas de la Cordillera Bética. Están constituidas por materiales de edad triásica, y más antigua, afectados por varias etapas de deformación de la orogenia alpina, así como por metamorfismo regional ligado a esta última. La estructura es compleja. El rasgo más llamativo de la misma, que es el de constituir un empilamiento de mantos de corrimiento, no debe hacer minusvalorar otros elementos de la estructura, singularmente el de la superposición ya aludida, de varias etapas de deformación, alguna de ellas con intenso desarrollo de estructuras penetrativas. En dichas sierras, por lo demás, se advierte claramente la superposición de los materiales del complejo Alpujárride s. lat., integrantes, a su vez, de varios mantos de corrimiento, respecto a los del complejo Nevado-Filábride. En la propia área de la Hoja esta superposición es visible en varios puntos, conforme se indica.

Los materiales postorogénicos, como queda dicho, están bien representados en los Llanos del Marquesado, donde forman parte del relleno de una depresión, de origen tectónico. Esta depresión constituye, en realidad, el extremo SO. de una de las mayores depresiones intramontañosas de la Cordillera Bética: la depresión de Guadix-Baza. De modo discontinuo, y con potencias escasas, estos materiales, singularmente los más recientes, se encuentran también representados en diversos puntos como depósitos aluviales, coluviales, etc.

2 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

2.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Los materiales de este complejo que afloran en el área de la Hoja número 1.011 se distribuyen en dos grandes unidades, cuya individualización es

esencialmente tectónica, pero también litológica. Estas unidades son los denominados mantos del Mulhacén y del Veleta (PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE, 1974). El manto del Mulhacén está superpuesto al del Veleta.

En el manto del Mulhacén, de arriba abajo, se pueden distinguir tres formaciones, caracterizadas cada una de ellas por el predominio de ciertas rocas. Son:

Formación de mármoles y gneis ($\Delta M, \xi$)

Formación de micasquistos feldespáticos (ξ_{ph})

Formación de micasquistos con grafito (ξ_{ph})

De modo análogo, en el manto del Veleta se distinguen:

Formación de cuarcitas y micasquistos feldespáticos (γ_p)

Formación de micasquistos grafitosos (ξ_{vpdb})

La base del manto del Veleta es desconocida. Este manto es la unidad más profunda en este complejo en el área de la Hoja. Todo hace suponer que se trata realmente de la unidad más profunda de las que afloran en la Zona Bética, y que aparece también en otras Hojas.

2.1.1 FORMACION DE MICASQUISTOS GRAFITOSOS (ξ_{vpdb})

En gran parte, esta formación corresponde al denominado por BROUWER (1926) «Cristalino de Sierra Nevada», llamado por FALLOT, FAUREMURET, FONTBOTE Y SOLE (1961) «Serie de Sierra Nevada». Hay que advertir, sin embargo, que estos autores incluían en el mismo conjunto algunos materiales que en realidad no pertenecen al mismo, como investigaciones ulteriores, entre ellas, en la propia área de la Hoja núm. 1.011 (DIAZ DE FEDERICO, 1971) han demostrado.

Deslindados los citados elementos extraños, la formación de micasquistos grafitosos aparece constituida por un potente (se entiende, no la potencia sedimentaria original, sino la actual referida a la esquistosidad más desarrollada) conjunto de micasquistos muy monótonos, entre los cuales se intercalan lentejones de cuarcitas. La potencia, un poco al S. del área de la Hoja, en el sector del puerto de la Ragua (PUGA y otros, in litt.) llega a alcanzar unos 6.000 m.

Los micasquistos contienen grafito en mayor o menor proporción, en general suficiente para darles una tonalidad oscura. El diverso contenido en biotita, granate, cloritoide y albita permite distinguir algunas variedades en estos micasquistos.

La más abundante representada es la de los micasquistos biotíticos con grafito. En muchos casos, estos micasquistos contienen también granate y/o cloritoide. Su color varía de gris relativamente claro a gris negruzco.

Las muestras estudiadas en el área de la Hoja se caracterizan esencialmente por presentar una alternancia de lechos de mica blanca con grafito pulverulento y lechos, o lentejones, de cuarzo (con bordes indentados y extinción ondulante) que marcan una S_1 afectada por pliegues muy apretados. La S_2 , de plano axial de estos pliegues, es la esquistosidad más aparente y coincide en parte con la S_1 , por transposición, salvo en las charnelas, naturalmente. La clorita, presente en estas rocas, en mayor o menor proporción, es postcinemática respecto a S_2 , pero tiene la particularidad de estar parcialmente transformada en biotita a consecuencia de una blastesis desarrollada, a más alta temperatura, en una etapa posterior.

Los granates suelen tener un tamaño del orden del milímetro. Generalmente son peciloblastos sincinemáticos o intercinemáticos, contienen abundantes inclusiones de cuarzo, y están parcialmente sustituidos por óxidos de hierro. En muchos casos los granates presentan sombras de presión («pressure shadows»), constituidas por clorita y cuarzo recristalizado.

El cloritoide puede presentarse en cristales aciculares de longitud inferior a 1 mm., dispuestos según las superficies S_2 .

Estos micasquistos pueden presentar, más localmente, una S_3 de crenulación, en cuyas superficies se disponen pajillas de mica blanca y de clorita.

Entre los micasquistos descritos se intercalan también los de algunas variedades caracterizadas por contener plagioclasa, pero sin llegar a formar intercalaciones representables, a la escala del mapa. También se observan intercalaciones delgadas de cuarcitas y de micasquistos cuarcíticos, tampoco representables. Todas estas rocas son más abundantes en la parte superior del manto del Veleta, como se observa allí donde los cortes de esta unidad son más completos, y llegan así a constituir finalmente la formación que es descrita a continuación. Conviene advertir, de todos modos, que el contacto entre una y otra formación no suele ser perfectamente definido, sino que es transicional.

2.1.2 FORMACION DE CUARCITAS Y MICASQUISTOS FELDESPATICOS

Como queda dicho, encima de la formación anterior reposa otra, caracterizada por la abundancia, netamente mayor, de cuarcitas. Estas aparecen intercaladas a modo de lentejones entre micasquistos grafitosos con albita.

Las intercalaciones de cuarcitas podrían sugerir, a primera vista, que se tratase de lentejones sedimentarios. Sin embargo, la observación cuidadosa de sus contactos con los micasquistos, así como la propia estructura interna de las cuarcitas, demuestran que la individualización de los cuerpos, más o menos lenticulares, de las cuarcitas se debe esencialmente a efectos de una trasposición tectónica muy generalizada, desarrollada a favor de las superficies de la esquistosidad principal. Las potencias de tales intercala-

ciones son variables; en general no rebasan unos pocos metros, pero alguna alcanza hasta 15 m.

El estudio al microscopio de las cuarcitas muestra su estructura en bandas subparalelas constituidas esencialmente por cuarzo, al que acompañan escasos granos de zircón, turmalina, granate y mena metálica. Dichas bandas alternan con delgadas hiladas de mica blanca, que se adaptan alrededor de peciloblastos de albita y marcan la esquistosidad más aparente, orientada según el plano axial de pliegues isoclinales similares o casi. Las cuarcitas de esta formación suelen mostrar una intensa milonitización, que se manifiesta especialmente por la recrystalización del cuarzo según un hábito vermicular. Los peciloblastos de albita tienen diámetro de 0,1 mm. aproximadamente, y contienen inclusiones de cuarzo, mena metálica, rutilo y turmalina. Algunos peciloblastos presentan su parte central alterada en sericita y zoisita, mientras que su zona externa permanece inalterada y limpia. Los granates, que suelen tener tamaño parecido, o menor, presentan alteraciones a óxidos de hierro y, en algunos casos, a caolinita.

Las cuarcitas pueden presentar también una S_3 espaciada, según ángulos de 20° a 30° con respecto a S_2 . En las superficies de la S_3 se hallan cuarzo de recrystalización, mica blanca y clorita.

En cuanto a los micasquistos pertenecientes a esta formación, como ya DIAZ DE FEDERICO (1971) puso de manifiesto en el sector del puerto de la Ragua, inmediatamente al S. del área de la Hoja, pueden distinguirse dos variedades: micasquistos grafitosos con biotita, pero que contienen peciloblastos de plagioclasa (albita), y micasquistos grafitosos con granate y cloritoide. Ambas variedades se presentan en repetidas alternancias entre ellas, y con las cuarcitas, sin que alcancen sus respectivos afloramientos una suficiente extensión como para ser individualizados en el mapa a escala 1:50.000. En cualquier caso, esas variedades deben ser interpretadas como debidas a diferencias de la composición original de los sedimentos. De todos modos, la intensidad de las deformaciones penetrativas, y sobre todo, la generalización de las ya aludidas transposiciones de superficies de referencia (estratificación, esquistosidad) impide cualquier intento de reconstrucción de las secuencias sedimentarias.

El estudio al microscopio de los micasquistos feldespáticos muestra una S_1 definida por la alternancia de lechos de mica blanca con grafito, y bandas de lentejones de cuarzo en granos indentados, la cual está intensamente afectada por pliegues isoclinales (o casi) muy apretados. La esquistosidad S_2 , que es la más aparente, es paralela a los planos axiales de estos pliegues. La albita, en cristales menores de 2 mm., se encuentra preferentemente en los lechos micáceos; forma peciloblastos, generalmente zonados; se observa en ellos un núcleo helicítico que muestra inclusiones de grafito, cuarzo y mena metálica dispuestas según micropliegues posteriores a S_1 , y una zona externa carente de inclusiones, de crecimiento posterior a S_2 .

Los granates, sincinemáticos, presentan alteración parcial a óxidos de hierro y caolinita. La biotita forma pequeños cristales desorientados o bien dispuestos, junto con mena metálica, según las superficies de la esquistosidad de crenulación S_3 .

2.1.3 FORMACION DE MICASQUISTOS CON GRAFITO, DEL MANTO DEL MULHACEN

Esta formación constituye la base del manto del Mulhacén y se caracteriza sobre todo por contener un tipo particular de micasquistos.

Se trata de rocas polimetamórficas que afloran extensamente en la Loma del Mulhacén y en diversos puntos de las partes altas de Sierra Nevada (Hoja núm. 1.027 del M.G.E. 1:50.000), así como en sus laderas meridionales (Hoja núm. 1.041 del M.G.E. 1:50.000). En el área de la presente Hoja estas rocas tienen solamente una representación pequeña (en la misma formación son, en ésta, mucho más abundantes los micasquistos grafitosos, de los que se tratará a continuación), y aparecen como micasquistos caracterizados por contener agrupaciones nodulares de granate y porfidoblastos de estauroлита, o agregados de distena que pseudomorfizan grandes prismas de quiastolita. Los agregados de granate proceden de la transformación pseudomórfica de biotita. Las rocas análogas de la Loma del Mulhacén han sido objeto de un detallado estudio (PUGA, FONTBOTE y MARTIN-VIVALDI, 1975), cuyas conclusiones, según ha mostrado el examen de las láminas de las muestras de la presente Hoja, pueden ser extendidas a las mismas. La conclusión más notable es la de la pertenencia de la quiastolita y de la estauroлита a una paragénesis de contacto de edad prealpina. Las transformaciones en granate y distena se explican en relación a unas condiciones de metamorfismo de presión mucho más alta, dentro ya del ciclo alpino. En resumen, se trata de rocas corneánicas prealpinas, afectadas por el metamorfismo regional alpino.

Los micasquistos grafitosos con cloritoide y granate son las rocas predominantes en la formación. Pueden contener intercalaciones de otros micasquistos carentes de granate. Unos y otros tienen coloración gris con tonalidades azuladas y oscuras, menos frecuentemente plateadas y verdosas. Los granates pueden alcanzar tamaños de hasta 1 cm.; el cloritoide de hasta 3, y se presenta en amígdalas muy ricas en inclusiones de grafito, que le dan un color negro acharolado.

Al microscopio estos micasquistos muestran una alternancia de lechos más o menos ricos, respectivamente, en mica y cuarzo, que dibujan una S_2 de plano axial, relativa a una estructura en pliegues isoclinales. Esta esquistosidad es la más aparente, y se adapta a los contornos de los porfidoblastos de cloritoide (que son precinemáticos, respecto a dichos pliegues). El cloritoide suele ser xenomorfo y presentar maclas polisintéticas, así como abun-

dantes inclusiones de grafito en disposición subparalela que indican una esquistosidad anterior al metamorfismo alpino. Los propios cloritoides que fosilizan esta esquistosidad son también prealpinos; se han interpretado como originados en la misma etapa de metamorfismo de contacto en la que se formaron las corneanas con quiaistolita, almandino y biotita (PUGA, 1970), transformadas luego en micasquistos, antes referidos, de la misma formación, con distena y agregados nodulares de granate. El cloritoide presenta sus bordes parcialmente transformados en clorita y mica blanca. El granate suele estar recrecido; en algunos casos muestra un núcleo limpio, idiomorfo (que es paragenético con el cloritoide), una zona intermedia peciloblástica (sincinemática respecto a S_2) y un borde sin inclusiones, pero desarrollado (atribuible a una blastesis postcinemática respecto a S_2).

2.1.4 FORMACION DE MICASQUISTOS FELDESPATICOS (ξ_{ph})

Esta formación está ampliamente representada en el área de la Hoja. Sus afloramientos se distinguen por sus tonalidades verdosas, blanquecinas en algunos puntos. La coloración verdosa se debe a la relativa abundancia de clorita en estas rocas. Aunque mineral de alteración, la clorita está muy bien representada en los micasquistos de esta formación, que son sus rocas predominantes.

Además de micasquistos, esta formación contiene otras rocas variadas: cuarcitas, anfibolitas, serpentinitas, gneis, etc. En conjunto, corresponden a la parte inferior de la denominada «Mischungzone» por BROUWER (1926) y autores siguientes. Como se recordará, las investigaciones ulteriores han impuesto el abandono de esta denominación.

Al microscopio, los micasquistos suelen presentar una estructura amigdalal, debido a la intersección de dos lotes de superficies S_3 conjugadas que se superponen a la esquistosidad más aparente S_2 , que es de plano axial. Según las superficies S_3 , de fractura, se dispone clorita, que aísla las amígdalas.

Además de mica blanca, cuarzo y clorita, estos micasquistos suelen contener de 2 a 5 de los siguientes minerales: albita, epidota, granate, turmalina, mena metálica y carbonato; es frecuente la asociación de los tres primeros en variable proporción. La albita forma peciloblastos, helicíticos de S_2 en su mayor parte, que pueden haber recrecido bajo condiciones de aplanamiento («flattening») adoptando formas ovoidales. En algunos casos se advierte una segunda zona de recrecimiento ligeramente más cálcica, en relación con una relativa elevación de la temperatura en la etapa postcinemática tardía correspondiente a la formación de este mineral.

Algunos niveles de micasquistos de esta formación se enriquecen progresivamente en cuarzo, hasta constituir verdaderas cuarcitas feldespáticas.

Estas rocas presentan en muchos puntos un grado de milonitización muy notable.

2.1.5 FORMACION DE MARMOLES Y GNEIS

Esta formación es muy característica y constituye una buena guía para las interpretaciones tectónicas, ya que, en el complejo Nevado-Filábride, es la única que contiene —y con notable predominio— mármoles (ΔM). Tanto por su coloración, de blanca a amarillenta o parduzca, como por otros de sus caracteres, los afloramientos de estos mármoles se distinguen relativamente bien en el paisaje y relieve, más bien monótonos, del complejo en cuestión; ello facilita así el abordar una visión de los grandes rasgos de la estructura tectónica.

Por otra parte, estos mármoles constituyen de hecho el único elemento litoestratigráfico del complejo Nevado-Filábride, del cual se conoce su edad con relativa certeza; como ya se explicará más adelante, la atribución de, por lo menos, el tramo superior de mármoles al Trías Medio y Superior puede ser considerada como segura, y es plausible estimar que el conjunto de la formación comprende todo el Trías y posiblemente parte del Paleozoico más superior.

La potencia total de la formación puede alcanzar hasta varios centenares de metros. Además de mármoles (calizos, dolomíticos, y de composición intermedia), en la formación se encuentran representadas rocas variadas —gneis (ζ), anfibolitas (ξ), micasquistos, etc.— que en la parte baja de la formación alternan repetidamente. La sucesión originaria debió tener un carácter vulcanosedimentario, dado el carácter metavolcánico de gneis y anfibolitas. La parte alta de la formación está constituida por mármoles que pueden alcanzar potencias superiores a los 100 m. (Charches, Alquife, etcétera).

Los mármoles más abundantes son cipolínicos, de color blanco, o bien bandeados de blanco a gris, de grano fino a medio. Presentan una disyunción según superficies (S_1 ?) bastante planas. Contienen mica blanca (moscovita, más generalmente, o flogopita), dispuesta según estas superficies según una lineación. Las bandas oscuras corresponden a concentraciones relativas de mena metálica y grafito. Es interesante notar que los mármoles constituyen la roca encajante de la mena de hierro en los yacimientos, tan importantes, de Alquife, y en otros, que lo son mucho menos, de otras localidades de la Hoja.

Además de mica, los mármoles pueden contener también otros minerales: clorita, epidota, albita, etc., que en varios puntos pueden hallarse en suficiente cantidad como para definir variedades: mármoles albiticos, cloríticos, etc. En el sector de Alquife y en el de Las Piletas, esencialmente,

existe buena representación de tales variedades, además de las que resultan de los diferentes contenidos relativos de calcita y dolomita.

Los gneises de esta formación tienen especial interés, en cuanto se trata de rocas resultado del metamorfismo de antiguas rocas efusivas y piroclásticas. Acreditan el desarrollo de una actividad ígnea muy notable en una extensa área (tales rocas se encuentran muy bien representadas en una amplia área del complejo Nevado-Filábride), la cual debió estar relacionada con importantes acontecimientos de la evolución tectónica regional, así como con toda probabilidad con procesos metalogenéticos de gran trascendencia.

Al microscopio, los gneis presentan fenoblastos de feldespato, mica blanca y turmalina de origen ígneo, rodeados por una matriz compuesta por cuarzo, albita, mica blanca, biotita verde, epidota, turmalina y titanita. Los fenoclastos de feldespato de origen ígneo forman «ojos», con textura en mortero, de micro y criptopertitas, y de albita-oligoclasa, intensamente maclada, más o menos alterada en sericita y zoisita. En la matriz se encuentran pequeños granos de albita sin maclar, que debieron formarse por efecto de los procesos metamórficos. La turmalina de origen ígneo forma fenoclastos xenomorfos de color azul oscuro y puede incluir cuarzo. La turmalina de la matriz forma cristales más pequeños idiomorfos, de color verde, bien orientados según la lineación, los cuales son de origen metamórfico. La mica blanca es fengítica; se observa en muchos casos una transformación marginal en biotita verde. A juzgar por los datos ópticos mineralógicos y químicos disponibles, los magmas originarios de las rocas volcánicas actualmente transformadas en estos gneis, debieron tener composición de riolítica o queratofídica (PUGA y FONTBOTE, 1966).

La representación de metavolcanitas básicas es mucho más escasa. Se trata de anfibolitas que constituyen lentejones, generalmente muy delgados, en la parte inferior de la misma. Generalmente se trata de anfibolitas epidóticas, con feldespato muy rico en albita y anfíboles sódicos.

Los micasquistos de esta formación presentan características análogas a las que ya se han descrito relativas a los de la formación infrayacente.

Finalmente (aunque se trate de rocas que no constituyen parte integrante de la formación, sí están íntimamente asociadas a la misma), deben ser mencionados los denominados «mármoles conglomeráticos» (Δ). Se presentan en diversas posiciones; en el área de la Hoja se encuentran junto al contacto entre ésta y la formación infrayacente de micasquistos feldespáticos. En parte, corresponden a las denominadas por los autores holandeses «Konglomeratische Mergel» (ZERMATTEN, 1929; etc.). Se trata de rocas calizas impuras, poco coherentes, de color de amarillento a marrón oscuro, que contienen abundantes inclusiones mono y poliminerálicas de tamaños desde milimétrico hasta de varios m³. En tales inclusiones están representadas metacineritas y rocas metamórficas variadas totalmente análogas a las que

se describen del complejo. La interpretación de estas rocas, por lo demás, representadas en numerosas localidades de aquél, ha sido objeto de numerosas discusiones. Una nueva interpretación ha sido propuesta por DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1974). Según estos autores se trataría de materiales conglomeráticos de matriz caliza abundante, de edad ya posterior a las primeras etapas del metamorfismo alpino, y se habría depositado en discordancia sobre rocas diversas del complejo Nevado-Filábride; sin embargo, han sido afectados todavía por una nueva etapa del metamorfismo alpino, hasta un grado de filitas y/o cloritoesquistos albiticos. También —y éste es el caso de los afloramientos de la Hoja— han quedado más o menos intensamente tectonizados, singularmente por la última etapa de corrimientos, los cuales serían responsables de su actual situación a modo de jalones de los contactos entre mantos y escamas diversos.

2.1.6 ASPECTOS CRONOLOGICOS

No se ha encontrado ningún fósil en las rocas del complejo Nevado-Filábride, ni dentro ni fuera del área de la presente Hoja. Para la datación de las formaciones hay que recurrir, por tanto, a otros datos.

La correlación de la formación de mármoles y gneis de este complejo con el Trías (y parte más alta del Paleozoico) del complejo Alpujárride puede estimarse como suficientemente segura. Existen ciertamente muy notables semejanzas litoestratigráficas entre unos y otros materiales, y hasta la distribución de ciertas manifestaciones volcánicas y mineralizaciones muestra un cierto paralelismo. Los datos de dataciones radiométricas son por lo demás compatibles con esta correlación (PUGA, 1971).

Para las demás formaciones del complejo Nevado-Filábride, lo único que puede decirse es que sus edades deben ser anteriores al Trías. Las especulaciones para la atribución de una u otra de estas formaciones a tal o cual sistema del Paleozoico, o al Precámbrico, carecerían de base suficiente. Las correlaciones litoestratigráficas son difíciles. La intensidad de las formaciones penetrativas impide la reconstitución de columnas estratigráficas. Por otra parte, la banalidad y monotonía relativas de las rocas originarias hace todavía más ardua las tentativas para tales propósitos. Finalmente, los datos radiométricos no han añadido hasta ahora ninguna luz a la cuestión.

2.1.7 SOBRE EL DESARROLLO DEL METAMORFISMO

Todas las rocas del complejo Nevado-Filábride aparecen netamente afectadas por el metamorfismo alpino, con intensidades referibles (por razón de comodidad, pueden pasarse por alto las objeciones a tal sistematización) a fases comprendidas entre la de los esquistos verdes hasta la de anfibolita almandínica. Los estudios realizados para la preparación de la presente

Hoja han confirmado los resultados ya conocidos sobre esta y otras áreas próximas de dicho complejo (DIAZ DE FEDERICO, 1973; PUGA, 1971; etc.). Para las rocas de la formación de micasquistos suprayacentes ha quedado también claro su carácter polimetamórfico; como se ha indicado ya (2.1.3 y 2.1.4), quedan en ellas restos de paragénesis de un metamorfismo anterior al alpino, cuyo carácter es térmico.

El metamorfismo alpino se muestra como plurifacial. Pueden distinguirse varias etapas, que guardan relaciones temporales con las etapas de deformación. Las características de estas etapas, de metamorfismo, prescindiendo de algunos episodios menos importantes, son reunidas a continuación.

La primera etapa del metamorfismo alpino es dinamotérmica y corresponde a condiciones de temperatura relativamente baja y presión alta. Su carácter sincinemático no implica necesariamente su sincronismo con el desarrollo de estructuras tectónicas de gran envergadura a niveles superficiales de la corteza. A esta etapa debe atribuirse especialmente el desarrollo de la distena, de las metacorneanas, así como el anfíbol sódico de las anfibolitas, y de minerales más banales representados en las diversas formaciones, afectados todos ellos por la esquistosidad principal S_2 .

Una nueva etapa, de nuevo a temperatura más baja y en condiciones estáticas, queda registrada por procesos de «retrometamorfismo» con formación de mica, incluso sericita, a partir de la distena.

Una segunda etapa, de carácter dinamotérmico, generalizada prácticamente a todas las rocas del complejo, se corresponderá con la formación de la esquistosidad S_2 . Alcanza la fase de anfibolitas almandínicas en las formaciones inferiores del manto del Mulhacén, y de menor grado en las demás. La blastesis es general, y los minerales de las paragénesis anteriores adquieren así un carácter más o menos residual. A esta etapa debe atribuirse el crecimiento de las pseudomorfos de quiasolita y cloritoide, y otros efectos mecánicos, aparte los procesos de recristalización y de neoformación que han originado la mayor parte del contenido mineral actualmente existente en la roca. También esta etapa va en parte sin solución de continuidad por la continuación de procesos de blastesis en condiciones cada vez más estáticas que explican los bordes recrecidos, limpios y sin trazas de movimientos contemporáneos que se observan en muchos granates y otros minerales.

Con posterioridad, se han desarrollado aún otras etapas de metamorfismo, sin alcanzar ya en ningún caso las temperaturas de la que se acaba de referir.

A ellas corresponde la mayor parte de la clorita, y recristalizaciones más o menos importantes de cuarzo, albíta y otros minerales.

Como es lógico, no todas las rocas, ni mucho menos todas las muestras, contienen una representación de minerales de todas las etapas. Los respectivos procesos de blastesis tienen un desarrollo mayor, menor o nulo, según

las condiciones locales, químicas y mecánicas. Conviene recordar que son las rocas de la formación basal del manto del Mulhacén las que suministran una información más completa y clara sobre las sucesivas etapas de metamorfismo, tal como ya habían puesto de manifiesto las recientes investigaciones de DIAZ DE FEDERICO (1971), y un área próxima de Sierra Nevada, PUGA (1971).

2.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

2.2.1 GENERALIDADES

En esta Memoria se utiliza esta denominación en su sentido amplio, según la acepción dada por FALLOT (1948) y otros autores. Como es sabido, EGELER y SIMON (1969) utilizan el término «alpujárride» en un sentido más restringido; lo limitan a mantos superiores de dicho complejo. Estos mantos están caracterizados por comprender materiales cuya edad es indudablemente anterior al Permo-Trías, los cuales, en cierto modo, tienen un carácter de zócalo. Estos materiales más antiguos faltan en los mantos inferiores, que constituyen, para dichos autores, el denominado «complejo de Ballabona-Cucharón». No faltan argumentos en pro de esta distinción, tanto estratigráficos como de otra índole, especialmente en la parte oriental de la zona bética. No obstante, en el área de la Hoja de Guadix, y en general, en la parte central de la zona bética, algunas características diferenciales se hacen menos evidentes, y las atribuciones de ciertas unidades a uno u otro complejo serían menos seguras. Resultaría, por tanto, prematuro introducir esta división aquí, cuando faltan todavía por hacer investigaciones adecuadas para el establecimiento de las necesarias correlaciones con las unidades definidas en la parte oriental de la zona bética, donde la distinción aparece más clara. Así pues, en esta página se incluirán como complejo alpujárride s. lat. no sólo los elementos propiamente alpujárrides, según la acepción restringida de los mencionados autores holandeses, sino también los que podrían representar eventualmente el denominado complejo de Ballabona-Cucharón.

Los materiales de este complejo afloran extensamente en la parte septentrional del área de esta Hoja, perteneciente a las estribaciones de la Sierra de Baza. Es precisamente en el centro de esta Sierra, situado en la vecina Hoja de Gor, donde se encuentran los mejores cortes estratigráficos, a los cuales nos referimos en más de una ocasión. En el resto del área de la Hoja de Guadix sólo existen unos afloramientos pequeños, al pie de las laderas de Sierra Nevada.

Los materiales del complejo Alpujárride reposan sobre los del complejo Nevado-Filábride, mediante contacto anormal. La estructura del complejo Alpujárride es bastante complicada. Se distinguen cuatro unidades, que pre-

sentan, además, ciertas diferencias entre sí, en cuanto a su composición litológica. De arriba a abajo son las siguientes, que en parte fueron ya definidas dentro del área de la Hoja de Gor (DELGADO, 1970) y (DELGADO, COMAS y VERA, in litt):

- Manto de Hernán Valle.
- Manto de Los Blanquizares.
- Manto de Quintana.
- Manto de Santa Bárbara.

Todos estos mantos comprenden esencialmente dos conjuntos litológicos: uno, inferior, detrítico (que puede estar más o menos afectado por el metamorfismo); y otro, superior, constituido por rocas carbonatadas.

Los elementos para la datación de los materiales del complejo Alpujarride son muy escasos dentro del área de la Hoja; es por argumentos de continuidad y de correlación con los materiales representados en otras áreas vecinas, que puede llegarse a las precisiones que a continuación se darán.

En los materiales detríticos del conjunto inferior hay que distinguir, a su vez, los micasquistos (sólo representados en el área de la Hoja en el manto de Hernán Valle), y las filitas y cuarcitas (representadas en todos los mantos). Según las correlaciones aludidas (EGELER y SIMON, 1969) dichos micasquistos tienen verosímelmente una edad anterior al Paleozoico Superior. En la Hoja se les da la notación CA-T_{A1}, aunque debe entenderse que se trata de Paleozoico indiferenciado, sin poderse precisar qué sistemas del mismo están efectivamente representados. Las filitas y cuarcitas, dada su indudable continuidad originaria con el Trías Medio representado en el conjunto carbonatado suprayacente, deben comprender ciertamente el Trías Inferior, y es verosímil que el Pérmico esté representado también. En cuanto al conjunto carbonatado superior, además del Trías Medio, los fósiles encontrados en la vecina Hoja de Baza (FALLOT, LEMOINE y SOLE SABARIS, 1954) indican que el Noriense está también representado, y parece probable que el Carniense lo esté también.

Dentro de cada una de las unidades, se observan variaciones de cierta importancia, que van a ser referidas a continuación.

2.2.2 MANTO DE SANTA BARBARA

2.2.2.1 Características generales

Dentro del área de la Hoja de Guadix, el manto de Santa Bárbara está representado en una pequeña extensión; aflora junto al ángulo NE. de aquélla: Calar del Descabezado, Cerro de los Jarales, etc., y en los cerros de Juan Canal y del Cardal. No están representados todos los elementos

estratigráficos de esta unidad; del conjunto carbonatado sólo se hallan los niveles más bajos, con una potencia de unos 300 m. (más al N., en las Hojas de Gor y de Baza, alcanza más de 2.000). El conjunto carbonatado de la unidad de Santa Bárbara muestra un grado de recristalización menor que en las unidades superpuestas; ésta es precisamente una de las características que, en el terreno, permiten identificar mejor esta unidad.

2.2.2.2 Formación de filitas y cuarcitas

La base del manto de Santa Bárbara está constituida por una formación de filitas y cuarcitas. Las primeras predominan, y tienen coloración de gris violáceo a gris verdoso. En la parte superior de la formación, las filitas tienen grano más fino y contienen intercalaciones de rocas carbonatadas de color amarillo o marrón rojizo. En algunos puntos, ya cerca del techo se llegan a observar lentejones de caliza de hasta 10 m. de potencia. Estos lentejones suelen contener mineralizaciones estratófilas de óxidos de Fe que, localmente (Complejo de la Trinidad, 4 Km. al O. de Charches), han sido objeto de explotación.

2.2.2.3 Formación carbonatada

El contacto con la formación infrayacente de filitas y cuarcitas aparece tectonizado en general. En muchos puntos está jalonado por brechas, milonitas y kakiritas de tonalidad amarillenta, desarrolladas sobre todo a expensas de las calizas de la base de esta formación y/o de los lentejones calizos mencionados en el párrafo anterior. Por este motivo este contacto se ha indicado en el mapa como mecánico indiferenciado.

Dentro del área de esta Hoja, la formación carbonatada está representada únicamente por sus capas más bajas. Hay que advertir, no obstante, que por efecto del despegue de esta formación, respecto a las filitas y cuarcitas infrayacentes, los niveles basales no aparecen en ciertos puntos (por ejemplo, Calar del Descabezado y cerro de los Jarales); en otros (por ejemplo, sector de Ventas de la Virgen), estos niveles están representados. Se comprende, pues, que en ningún punto puede observarse un corte completo.

A partir de los cortes locales, más o menos incompletos todos ellos, se puede intentar la obtención de la columna estratigráfica ideal. En ella se distinguirían los términos siguientes, de muro a techo:

1. Calcoesquistos amarillentos (2-5 m.).
2. Dolomías brechoides de grano grueso, grises y beige. Hay que advertir que en muchos puntos, en su lugar, se hallan brechas dolomíticas y calizas de color amarillento, formadas a expensas de las dolomías y también de las filitas infrayacentes. Tales brechas se formaron

indudablemente por efecto del despegue general, existente entre ambas formaciones.

3. Dolomías negras fétidas, con algunas intercalaciones (especialmente en la parte baja) de calizas de color gris azulado oscuro. Estas dolomías en general son brechoides, pero hacia arriba pasan a constituir capas de grano fino bien estratificadas, de color gris oscuro. En total este tramo alcanza de 5 a 10 m. de potencia.
4. Filitas rojas y violáceas (menos de 7 m.).
5. Nivel discontinuo de margas, margocalizas y calizas arcillosas, con alto contenido en dolomita (1 m. como máximo).
6. Alternancia de calizas grises azuladas y dolomías grises, con numerosos pasos laterales de unas a otras. De muro a techo se observa un gradual cambio de composición. El predominio de las calizas, que es absoluto en los niveles inferiores, se hace cada vez menos marcado, hasta pasar a ser las dolomías las rocas predominantes hacia el techo. En éste se observa un nivel de unos 2 m. de margas y margocalizas grises amarillentas de grano fino. La potencia total del tramo es de 13-14 m.
7. Calizas y dolomías de grano medio a grueso. En el techo se observan intercalaciones de niveles de dolomías grises oscuras y negras, de grano grueso (5-8 m.).
8. Dolomías grises y negras bastante recristalizadas de tipo «franciscana» (JACQUIN, 1970), con laminaciones debidas a algas. Existen localmente intercalaciones de 1-2 m. de potencia, de calizas grises oscuras de grano fino a medio. La potencia de este tramo puede alcanzar hasta 55 a 60 m., pero se observan reducciones patentes de la misma, hasta incluso llegar a desaparecer.
9. Alternancia de calizas grises, más o menos oscuras, a veces azuladas y tableadas, y dolomías grises oscuras, de grano fino, con un neto predominio de las primeras sobre las segundas; estas dolomías aparecen como niveles aislados en el seno de las calizas, con bastante continuidad lateral y potencias no superiores a los 5 m. En algunos puntos estos niveles (dolomíticos) son brechoides y presentan una mineralización muy pobre en galena, que ha sido objeto de pequeñas explotaciones (Bco. de los Murciélagos, vertiente N. del Calar del Descabezado). Muy localmente existen delgadas intercalaciones discontinuas de arcillas pardoamarillentas, con potencias inferiores a 1 m. La potencia que alcanza el tramo 9 es del orden de los 260-270 m. en el Calar del Descabezado, donde se observa un corte casi completo. En los demás puntos es menor. Dentro del área de la Hoja, el techo del tramo viene definido por la superficie de contacto, por corrimiento, con el manto de Quintana.

Es de advertir que en los afloramientos de los cerros de Juan Canal

y del Cardal, de la parte meridional de la Hoja, el tramo 9 sólo está representado parcialmente.

2.2.3 MANTO DE QUINTANA

2.2.3.1 Características generales

Esta unidad se distingue con respecto de la anterior sobre todo por el color rojo violáceo (hez de vino) de la formación detrítica de su base. También por el mayor grado de recristalización que presentan los materiales de la formación carbonatada.

Como en el manto de Santa Bárbara, en el de Quintana se observan notables cambios de potencia, debidos a causas tectónicas. Así, al N. de Charches, la potencia total de los materiales carbonatados de esta unidad es de unos 100 m., mientras que sólo 3 Km. al O., en Cerro Grande, alcanzan más de 500.

2.2.3.2 Formación de filitas y cuarcitas

Dentro del área de la Hoja, el corte más representativo de esta formación en el manto de Quintana se halla en el ángulo NE. de aquélla, en la base del Calar de la Rapa y San Sebastián, donde se presenta con mayor potencia: unos 120-130 m.

Se trata de filitas cuyo color rojo (hez de vino) es característico y las hace muy visibles en el paisaje. Pueden contener algunas intercalaciones delgadas (menos de 2 m.) de filitas verdes y amarillentas. Irregularmente distribuidos, pero presentes en todos los cortes de alguna extensión, existen niveles de cuarcitas, más o menos lenticulares, de colores rosado, violáceo y blanco. En algunos puntos son especialmente abundantes, de tal modo que pueden constituir la mayor parte de la potencia visible de la formación. Sin embargo, lo frecuente es lo inverso. La irregularidad de la distribución vertical, y la discontinuidad horizontal de las intercalaciones cuarcíticas, en parte se deben indudablemente a causas tectónicas, pero en parte pudieran ser ya características primarias.

2.2.3.3 Formación carbonatada

Como se ha indicado, esta formación presenta en el manto de Quintana un grado de recristalización mayor que en el de Santa Bárbara. Hay que añadir, de todos modos, que esta recristalización no es uniforme. También, como en este último manto, las capas más bajas de la formación pueden faltar en muchos puntos, debido a los procesos tectónicos.

Dentro del manto de Quintana, se pueden distinguir, de abajo a arriba, tres tramos diferentes de la formación carbonatada.

Tramo 1.—En el contacto con las filitas, aunque no en todas partes, se encuentra un nivel (hasta 2 m.) de dolomías brechoides de color beige y amarillento, en algún caso, un tanto arcillosas. El tramo 1 propiamente dicho está constituido por una potente sucesión de dolomías, que muestran claramente su estratificación y su coloración gris amarillento, o más frecuentemente, gris negruzco.

En los niveles inferiores se encuentran abundantes restos de algas calcáreas (Dasycladáceas) relativamente bien conservados, así como restos de laminaciones debidas a mallas de algas.

En la parte superior del tramo, con transición gradual respecto a la inferior, aparecen, cada vez más numerosas, intercalaciones de niveles de calizas grises azuladas oscuras y margocalizas amarillentas.

El grado de recristalización no es constante en todo el tramo; la potencia máxima medida en la vertiente S. del cerro Grande es de 200-210 m.

Tramo 2.—Como se ha indicado ya, entre este tramo y el anterior existe una transición gradual, tanto vertical como lateralmente.

El tramo 2 está constituido por capas de 12 a 20 m. en alternancia irregular de calizas amarillentas, calizas grises azuladas más o menos oscuras y dolomías grises y negras. Las rocas predominantes son las dolomías; luego, las calizas. Es de notar que en este tramo existen, además, niveles arcillosos, más abundantes en la parte inferior.

En algunos sectores se podría distinguir un nuevo tramo (3), fundamentalmente calizo, en la parte superior. El límite entre éste y el tramo 2 es oblicuo con respecto a la estratificación, y aunque afectado por numerosas indentaciones, en conjunto puede decirse que el límite migra hacia niveles cada vez más altos, de S. a N.

En algunos puntos de la parte media del tramo 2, en los que la recristalización está más avanzada, existen niveles de calcoesquistos de colores claros, de aspecto parecido al de las filitas, algunos de los cuales pueden alcanzar dimensiones cartografiadas (cerro del Peral y Majada de Goro).

La potencia del tramo 2 es variable, desde unos 450 m. como mínimo (vertiente S. del cerro Grande). Hacia el N. aumenta y puede alcanzar hasta 650 m., o incluso más.

Tramo 3.—Está constituido por bancos alternantes de caliza y calizas margosas, de tonalidades grises claras y azuladas, en parte tableadas.

Este tramo podría ser considerado como una diferenciación, más puramente caliza, del tramo 2, que se desarrollaría hacia el S.; en realidad, en la vertiente N. de cerro Grande parece quedar intercalado entre los materiales del tramo 2. Sin embargo, se ha optado por individualizar este tramo 3,

ya que en diversos sectores de las Hojas vecinas, son los materiales del mismo los que llegan a constituir la mayor parte de la formación, mientras que, en cambio, el tramo 2 puede faltar.

La potencia de este tramo no llega a superar los 100 m. en el corte de cerro Grande, que es el más completo. En los demás cortes no llega a verse el techo, y las potencias son menores.

2.2.4 MANTO DE LOS BLANQUIZARES

Las características más típicas de esta unidad se hallan en su formación carbonatada y son: el notable grado de recristalización y el gran desarrollo de cataclasitas, en general poco o nada cementadas.

La formación basal de esta unidad está también constituida por filitas y cuarcitas grises, cuyas tonalidades son más verdosas que las de la unidad de Santa Bárbara. La máxima potencia observada es de unos 50 ó 60 m. En algunos puntos esta formación se acuña y llega a desaparecer.

La cristalinidad de la formación carbonatada es notable, y puede llegar a ser la propia de verdaderos mármoles. Aunque variable de unos puntos a otros, el grado de la recristalización es superior al de las unidades subyacentes. La tectonización de los materiales de esta formación ha sido intensa. Puede comprobarse en los grandes afloramientos de kakiritas existentes, como el de Los Blanquizaes. La distribución de esos afloramientos es irregular.

La recristalización y la tectonización, tan notables en esta formación, dificultan el establecimiento de cortes detallados de la misma. En conjunto, puede decirse que la formación carbonatada está constituida por una alternancia de calizas y dolomías marmóreas, con predominio de estas últimas. En los tramos más calizos se encuentran también intercalaciones de calcosquistos.

2.2.5 MANTO DE HERNAN VALLE

Esta unidad, bien representada en el área de la vecina Hoja núm. 993 (Gor), sólo lo está, en la de Guadix, en el extremo O. del afloramiento del complejo Alpujárride del borde septentrional de la Hoja.

El manto de Hernán Valle es el más alto del conjunto de los alpujárrides, en esta parte de la Zona Bética, y descansa directamente sobre el manto de Los Blanquizaes. Su rasgo más característico es la existencia, en su base, de micasquistos y filitas de colores oscuros, que permiten rápidamente su identificación, ya que no están representados en los demás mantos alpujárrides del área de esta Hoja. En diversos afloramientos de esta unidad en esta área (base de cerro Largo, Cjo. de Apolo, etc.), estos materiales antiguos están escasamente representados; en cambio, en la vecina Hoja

de Gor se observan cortes más completos que alcanzan niveles más profundos, constituidos por micasquistos con andalucita, estauroлита, cloritoide y granates.

Sobre los micasquistos y, al parecer, según un paso gradual, se encuentran filitas grises verdosas oscuras, de potencia variable según los puntos, aunque en el sector que nos ocupa son netamente predominantes. Existen también intercalaciones de niveles de cuarcitas grises, irregularmente distribuidos. En el techo se halla un nivel de cuarcitas blancas y rojizo-amarillentas de unos 5 m. de grosor, sobre el cual descansa la formación carbonatada.

La formación carbonatada está constituida por mármoles calizos y dolomíticos más o menos impuros. Comienza con un paquete de calizas marmóreas grises amarillentas muy detríticas, sobre el cual descansa un nivel de calcoesquistos grises amarillentos de tono más claro que el del paquete basal. En otros sectores (Hoja de Gor), este nivel de calcoesquistos parece indentar con filitas muy cloríticas, pero la naturaleza de los contactos respectivos no está totalmente aclarada.

Sobre estos niveles más detríticos descansa una alternancia de calizas y dolomías marmóreas, variable de unos puntos a otros. Las primeras suelen tener coloraciones grises, grises amarillentas y grises azuladas, y presentan pasos laterales a dolomías grises. Las dolomías tienen colores grises y beige, con pátina marrón característica. Estas últimas son predominantes y, con sus tonalidades pardas, se identifican fácilmente en el terreno.

En el área de esta Hoja, la máxima potencia que se ha observado de la formación carbonatada es de unos 60-65 m., pero algo más al N., en Cerro Largo y Cerro de Colmenarillos (Hoja de Gor) se alcanzan más de 120 m.

2.2.6 CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS DE CONJUNTO

Como ha quedado indicado, el metamorfismo alpino ha afectado al Complejo alpujárride, en grado variable según las unidades consideradas. Las observaciones sedimentológicas sólo son interesantes en la formación carbonatada de los mantos inferiores —Santa Bárbara y Quintana— que son las menos intensamente afectadas. Y en las mismas, son los materiales de la formación carbonatada los que se prestan mejor a los estudios sedimentológicos. Por el contrario, su aplicación a los mantos de Los Blanquizares y de Hernán Valle, solamente en casos excepcionales puede alcanzar a obtener algún resultado.

En el manto de Santa Bárbara, la formación carbonatada está representada sólo de modo incompleto. Las muestras de la misma han revelado, al microscopio, que se trata esencialmente de micritas y biomicritas más o menos arcillosas. También entre las dolomías de los términos más bajos, se han identificado biosparitas, intrasparitas y pelesparitas. Las microfacies

revelan que estos materiales corresponden a medios marinos de aguas muy someras, cálidas y de bajo nivel energético (aunque ocasionalmente, por ejemplo, a favor de tormentas, hubiesen podido ser agitadas). La flora marina debía ser abundante, especialmente las algas verdeazules filamentosas. Estas llegarían a constituir litosomas con laminación característica, al atrapar en su trama el lodo carbonatado depositado en el fondo. Otros organismos abundantes debieron ser los gasterópodos y lamelibranquios. También, en ciertos episodios y lugares, debieron abundar los organismos —no identificados— causantes de la bioturbación de los sedimentos. Esta última está puesta de manifiesto por estructuras «vermiculares» o en pistas, de las denominadas «calizas de fucoides» o de «pseudofucoides».

Finalmente, también se han identificado algunos foraminíferos, especialmente *Ammodiscidae*.

La falta total de evaporitas sugiere una circulación abierta y/o condiciones climáticas de cierta humedad.

En el Manto de Quintana, la formación carbonatada muestra características prácticamente iguales que en la de Santa Bárbara. Únicamente hay que notar su grado superior de recristalización. Por lo demás pueden extenderse las mismas conclusiones relativas al medio sedimentario. Se puede añadir que en la base de la formación, en el manto de Quintana son abundantes las algas Dasycladáceas, pero en ningún punto se han llegado a identificar biohermos.

Como se ha advertido ya, en los mantos superiores, la formación carbonatada presenta un grado de recristalización excesivamente alto para que hayan podido quedar preservadas las texturas primarias. Las contadas muestras de estas unidades, en las que han podido efectuarse observaciones útiles a este respecto, indican, de todos modos, características similares a las de los mantos inferiores; todo hace suponer que el medio sedimentario del Trías Medio y Superior era bastante uniforme —en cuanto a profundidad y demás factores— en todo este sector del dominio alpujarride.

Las brechas intraformacionales existentes, especialmente en la unidad de Santa Bárbara, así como las estructuras de «slumping» más o menos claramente identificables, pueden explicarse por una cierta inestabilidad tectónica que hubiese afectado al área de la cuenca.

Una discusión detallada de esta cuestión de las correlaciones entre las diversas unidades quedaría fuera de los límites de estas páginas, y para ellos nos remitimos a la bibliografía. Nos limitaremos aquí a notar que tanto las posiciones tectónicas relativas, como las secuencias estratigráficas respectivas indican que los mantos de Quintana y de Santa Bárbara corresponden a dominios adyacentes, situado el de la primera al S. del de la segunda. Los demás mantos deben corresponder a dominios más meridionales que el de Quintana.

2.2.7 CONSIDERACIONES CRONOESTRATIGRAFICAS

En el área estricta de la Hoja, la única datación que se había propuesto de materiales alpujárrides es la de FALLOT et al. (1961) correspondiente al cerro de Juan Canal. Estos autores citan de allí *Griphoporella curvata*, que atribuyen al Noriense, aunque hacen constar que los ejemplares están muy recristalizados. Ya ZERMATTEN (1929) había citado la existencia de *Gyroporella* aunque hacía constar las reservas formuladas por J. PIA en cuanto a su determinación. Ahora bien, la comparación de estos materiales del cerro de Juan Canal con los de la Sierra de Baza, estudiados en el área de la vecina Hoja de Gor, demuestra su pertenencia al manto de Santa Bárbara, del cual representan la parte basal de su formación carbonatada; su edad debe ser, sin duda, Anisiense, ya que la atribución al Noriense implicaría notables dificultades. La misma edad Anisiense puede extenderse a los materiales de la misma formación carbonatada de los afloramientos del manto de Santa Bárbara existentes en el Cerro Cardal y en el borde septentrional de la Hoja.

Por lo que se refiere a la formación de las filitas y cuarcitas, ni en el área de esta Hoja, ni en ningún punto del complejo alpujárride, se conoce el menor indicio de fósiles. Dada su posición estratigráfica, y de acuerdo con los demás autores que en los últimos decenios se han ocupado del problema de la datación de esta formación, le atribuimos una edad pérmica y triásica inferior.

En los mantos alpujárrides superiores, ningún resto fósil ha proporcionado argumentos válidos para la datación de los materiales de la formación carbonatada, ni por supuesto, los de edad anterior a la misma. No obstante, las semejanzas litológicas de los materiales de la formación carbonatada en todos esos mantos son suficientes para extender al conjunto de la misma las conclusiones enunciadas; es decir, que comprende materiales tanto del Trías Medio como del Trías Superior. También puede extrapolarse la atribución de una edad Pérmica-Triásica Inferior a las filitas y cuarcitas infrayacentes a la formación carbonatada. Esto no implica, desde luego, que el contacto entre ambas formaciones coincida exactamente con el límite cronológico Trías Inferior-Trías Medio, ni siquiera que son sincrónicos.

Así, por ejemplo, tal atribución al Trías Inferior, de por lo menos la parte alta de la formación, no excluye la posibilidad de que los niveles superiores puedan abarcar una parte más o menos considerable del Trías Medio, lo que es verosímil, si bien no puede ser probado.

Los estudios litoestratigráficos de detalle permiten algunas relativas precisiones suplementarias. Así, por ejemplo, en lo que respecta a la parte de la formación carbonatada del manto de Quintana, representada en dicha área; puede estimarse que el tramo 1 de dolomías y parte del tramo 2 deben per-

tenecer al Anisiense, pero no a la parte inferior del piso, la cual debe quedar incluida en las capas superiores de la formación detrítica. El resto de la serie debe tener una edad Ladiniense; los pisos superiores del Trías no parecen estar representados.

En los mantos de Los Blanquizaes y Hernán Valle, el grado de recristalización en la formación carbonatada dificulta las correlaciones litoestratigráficas. Se le considera como un conjunto indiferenciado, atribuido al Trías Medio y Superior, aunque no es totalmente seguro que este último esté representado. Para la formación de filitas y cuarcitas se mantiene la edad Pérmico-Trías Inferior, con la implícita admisión de que las capas superiores puedan abarcar una parte del Anisiense.

Por otra parte, la formación detrítica del manto de Hernán Valle plantea más problemas. Aunque localmente pueden encontrarse filitas y cuarcitas semejantes aún a las representadas también en las unidades tectónicas infra-yacentes, se hallan los micasquistos grises y cuarcitas, ya citados anteriormente. La falta de argumentos paleontológicos y la de correlaciones litoestratigráficas seguras con otras formaciones bien datadas, impiden toda precisión salvo la de que se trata de materiales de edad antetríasica. Con todas las reservas del caso puede pensarse que su atribución a un Paleozoico relativamente antiguo sea verosímil.

2.2.8 SOBRE EL METAMORFISMO EN EL COMPLEJO ALPUJARRIDE

Una de las características del metamorfismo en la zona bética es la falta de congruencia entre la posición de los mantos y el grado de metamorfismo. Las isogradas del metamorfismo no se distribuyen ordenadamente según la posición relativa de los mantos. Como EGELER y SIMON (1969) pusieron de relieve, la disposición actual de la pila de los mantos alpujárrides (y no sólo estos) se caracteriza por lo contrario; aunque con excepciones, la regla es que los materiales de una misma unidad cronoestratigráfica presenten un grado de metamorfismo tanto más alto cuánto más superior sea su posición en la pila. Por consiguiente, el metamorfismo (con la eventual excepción de algún proceso tardío, poco importante) debió desarrollarse en unas épocas anteriores a la del apilamiento de los mantos.

Así pues, en la presente Hoja, si bien el grado de metamorfismo de la formación de filitas y cuarcitas del manto de Quintana es más bajo que en el de Santa Bárbara, es también inferior al del manto de Los Blanquizaes, situado encima, y el de éste también inferior al de Hernán Valle, que es el más alto de los cuatro.

En el área de la presente Hoja no han podido obtenerse buenas muestras de filitas de los dos mantos inferiores, debido al grado de meteorización de sus afloramientos. Sin embargo, dada la uniformidad de la formación, son apli-

cables las observaciones realizadas en las Hojas contiguas, especialmente la núm. 993 (Gor) que se resumen a continuación.

En las filitas del manto de Santa Bárbara, los minerales predominantes son: cuarzo, sericita y mica blanca, generalmente en granos muy pequeños. La mica blanca se dispone especialmente según S_2 , que es la esquistosidad más aparente. A estos minerales suele acompañar la clorita en poca cantidad, pero ocasionalmente llega a ser el mineral predominante en la roca, es decir, en tal caso, una cloritocita. La clorita suele presentarse en granos gruesos, desorientados, en algunos casos acompañados por mica incolora. La albita (An_{2-7}) se presenta sólo en pocas muestras. Es difícil decidir si esos granos de albita son detríticos o de neoformación; su mayor abundancia en las cuarcitas de la misma formación sugiere lo primero, pero también se observan ejemplos de peciloblastos de albita que contienen la S_2 . Aunque muy esporádicamente, también se ha hallado biotita, generalmente a modo de aureola de granos de clorita y/o micas incoloras. Tal aureola debe ser superior a S_2 , por lo menos en ciertos casos; en otros es dudoso, ya que la biotita parece pseudomorfizar cristales sincinemáticos respecto S_1 y/o S_2 . Los demás minerales —apatito, circón, titanita, turmalina, menas metálicas, carbonatos y grafito— no aportan datos de especial interés.

Se puede, por tanto, asegurar que las filitas y cuarcitas de la formación basal del manto de Santa Bárbara corresponden a una formación originaria pelítico-psammítica, afectada por un metamorfismo de grado bajo o muy bajo. Sin embargo, el metamorfismo estático que ha provocado una esporádica biotización de cloritas y —posiblemente— recrecimiento de albita, cuarzo y mica blanca, sugiere una etapa de temperatura más alta, con circulación de fluidos; pudo quizá no tener alcance general, sino estar ligada a ciertos controles estructurales y litológicos.

La formación de filitas y cuarcitas muestra en el manto de Quintana las mismas fases de deformación que en el de Santa Bárbara. Ahora bien, el grado de recristalización es claramente menor. Los minerales fundamentales son: cuarzo, sericita, clorita y mica blanca, en grano extremadamente fino (del orden de 0,01 a 0,001 mm.). Como accesorios, se hallan óxidos de F_e (ocasionalmente en gran cantidad), menas diversas, turmalina, rutilo, circón y titanita; eventualmente, albita, sin duda rodada. Faltan por completo indicios de metamorfismo térmico.

Debe ponerse de relieve que si las filitas y cuarcitas del manto de Quintana presentan un grado de recristalización menor que las del de Santa Bárbara, para la formación carbonatada se observa lo contrario. Este hecho es general en toda la Sierra de Baza.

■ el manto de Los Blanquizaes, las filitas son muy análogas en aspecto y composición a las del de Santa Bárbara. También aquí aparece de nuevo la biotita. La esquistosidad más aparente es una S_2 de plano axial de pliegues isoclinales. En algunas muestras se observa además una S_3 de crenulación de

micropliegues, con pajillas de sericita, clorita y menas en sus planos. Parte de la clorita, en esta formación, es intercinemática, como indica su disposición en haces, sin orientación preferente. La biotita es postcinemática y en parte se originó a expensas de la clorita.

Las cuarcitas de este manto además de cuarzo contienen mica incolora, menas, carbonato, albita, circón, apatito, turmalina y clorita. Aunque menos perfectamente, pueden observarse en ellas las mismas etapas de deformación.

Dentro del área de la Hoja, los micasquitos del manto de Hernán Valle están representados en un sólo afloramiento (S. de Cerro Largo). Su grado de alteración no permite un estudio petrológico y estructural adecuado. Puede consultarse a este respecto el apartado correspondiente de la Memoria de la contigua Hoja núm. 993 (Gor).

Las filitas del manto de Hernán Valle si han podido ser adecuadamente estudiadas en esta Hoja. Están constituidas por mica blanca, cuarzo, biotita verde, albita, epidota, carbonato, turmalina, grafito y mena metálica. La albita forma peciloblastos xenomorfos posteriores a la S_2 , que también en estas rocas es la esquistosidad más aparente, de plano axial de pliegues isoclinales. Es interesante notar, en estas rocas, la existencia de una red de fisuras transversas respecto a S_2 rellenas por turmalina, clorita, albita, carbonato y biotita verde; es a partir de esas fisuras que se desarrolló la incipiente biotización de la mica.

Las cuarcitas, además de cuarzo contienen mica blanca, carbonato, turmalina, apatito, circón, clorita y mena metálica.

La formación carbonatada, en este manto de Hernán Valle se caracteriza por su alto grado de recristalización, como ya se indicó. Se trata ya de verdaderos mármoles, que contienen diversos minerales de neoformación. La mica blanca es el más abundante de ellos; se la encuentra en prácticamente todas las muestras, generalmente en pequeña cantidad, pero puede llegar a ser tan abundante en ciertos casos como para considerar la roca como mármol cipolínico. Los demás minerales contenidos en los mármoles, por orden de abundancia decreciente son: menas metálicas, cuarzo, clorita, biotita y grafito. En ciertos puntos, en los mármoles puede también apreciarse una esquistosidad subrayada por la orientación subparalela de cristales o lentejones de mica blanca. Los granos de carbonato presentan maclas polisintéticas y bordes indentados. Pueden tener, además, orientación óptica y geométrica preferente según la esquistosidad S_2 . Una esquistosidad de fractura, posterior a S_2 , puede estar también representada en los mármoles.

2.3 MATERIALES POSTOROGENICOS

2.3.1 GENERALIDADES. CLASIFICACION

Los materiales postorogénicos son los que afloran en mayor extensión en el área de la Hoja. Aunque pueden estar, parte de ellos, afectados por defor-

maciones tectónicas, estas son ya efecto de etapas de diastrofismo no ligadas directamente al ciclo alpino s. str.; se relacionan con la tectónica de «rift», que afecta gran parte del área del Mediterráneo occidental y tierras circundantes, y pueden ser considerados integrados en la Neotectónica propiamente dicha. Dada su posterioridad y relativa independencia respecto al ciclo alpino, queda justificada la denominación de «postorogénicos» para dichos materiales.

Las edades representadas en los mismos son del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario. Los contactos de todos estos terrenos con los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride son netamente discordantes.

Dadas sus características, mejor que una subdivisión puramente cronostratigráfica conviene tener en cuenta criterios litológicos y de individualización en el terreno. Así distinguiremos las siguientes unidades, de desigual importancia:

- El Mioceno Superior
- La denominada brecha de Juan Canal
- Formación de Guadix
- Los depósitos holocenos

En la segunda y en la cuarta de estas unidades, se hacen las subdivisiones que en su momento se justifican.

El Mioceno Superior aflora solamente en una pequeña extensión al E. de Guadix, pero está presente ciertamente en el relleno de la depresión de Guadix, en la parte septentrional del área de la Hoja. Mucho más extensos son los afloramientos del Mioceno Superior en las áreas de las Hojas vecinas números 1.010 y 993, en cuyas Memorias se encontrará descripción suficientemente detallada; en la presente sólo se justifica una breve referencia.

La formación de Guadix tiene edad en parte Pliocena, en parte Cuaternaria, sin discontinuidad en el límite correspondiente. En el área de la presente Hoja aflora extensamente. Forma la casi totalidad del relleno de la depresión de los Llanos del Marquesado, que constituye una especie de apófisis de la parte SO. de la depresión de Guadix en sentido estricto, situada entre Sierra Nevada y la Sierra de Baza.

La brecha de Juan Canal es una unidad que aflora sólo en muy pequeña extensión, pero está perfectamente individualizada respecto a las demás, que se distinguen en los materiales postorogénicos.

Los depósitos holocenos tienen una importante representación en el área de la Hoja, especialmente en los Llanos del Marquesado. De modo discontinuo recubren materiales de todas las edades, incluidos los pertenecientes a las demás unidades de los terrenos postorogénicos.

2.3.2 MIOCENO (T_{11}^{Bc})

Al O. de la Sierra de las Palmas, a 7 km. al E. de Guadix, afloran areniscas de cemento calizo, con niveles de conglomerados, con cierta ritmicidad. Presentan buzamientos de hasta 20° , en contraste con la horizontalidad de las capas de la Formación de Guadix y demás materiales postorogénicos que lo rodean y se apoyan discordantemente sobre los mismos.

Estas areniscas y conglomerados contienen restos de fósiles (macro y micro) poco indicativos. Las características litológicas de este afloramiento son idénticas a las de los afloramientos bien datados como tortonienses (VERA, 1968) situados en el valle del río Fardes al S. de Diezma, en la vecina Hoja núm. 1.010. Sin reservas, puede extenderse aquí la misma datación.

2.3.3 BRECHA DE JUAN CANAL ($T_2^B-Q_2$)

En el mapa se ha distinguido la denominada «brecha de Juan Canal», descrita ya por ZERMATTEN (1929). Se trata de una brecha poligénica, mal estratificada, parecida a ciertas brechas de ladera. Se encuentra apoyada sobre el Trías del cerro de Juan Canal. Por su situación a cota netamente más alta que el nivel de colmatación de la formación de Guadix, y sus características propias de resto aislado de una unidad más extensa en otro tiempo, parece verosímil su edad anterior; tal vez sería del Mioceno Superior, pero no puede asegurarse.

2.3.4 FORMACION DE GUADIX ($T_2^B-Q_1s$) (Q_{1rw}) (Q_{1-2c})

En sus afloramientos más característicos del interior de la depresión de Guadix-Baza, lo mismo que en los alrededores de Guadix, esta formación aparece constituida por materiales detríticos de facies terrestres, estratificados, con marcada ritmicidad (VERA, 1970). Su potencia puede alcanzar varios centenares de metros. En los alrededores de Guadix y parte septentrional de los Llanos del Marquesado, se han comprobado potencias de más de 250 m.

Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran a lo largo de los cursos de la red fluvial tributaria del Fardes y Guadiana Menor en la depresión de Guadix-Baza, los cuales en buena parte de su recorrido están profundamente encajados en los materiales de la formación. Los efectos de la erosión remontante en los mismos se traducen en el desarrollo de infinidad de quebradas y barrancos de laderas verticales y acaravadas («band lands»), que originan en una gran extensión el paisaje de este tipo más notable de toda Europa Occidental. En estos afloramientos se aprecia en magníficas condiciones de visibilidad la sucesión de ciclotemas en la formación. Estos constan, de abajo arriba, de conglomerados (generalmente, puede apreciarse que

su base no es plana, sino que rellena paleocanales), areniscas y lutitas. Las características sedimentológicas de la formación son propias de sedimentación fluvial, rítmica y discontinua en el interior de la depresión (VERA, 1970). Dentro del área de la Hoja, se han estudiado por uno de nosotros (F. D.) las muestras de varios cortes, situados en las explotaciones a cielo abierto de Alquife, carreteras de Jerez, al E. de Guadix entre el paso a nivel del FC. y el km. 223,5 de la carretera a Baza, cuyos resultados (composición, granulometría, morfoscopia, morfometría) concuerdan con los citados por VERA (1970) de otras localidades de fuera del área de la Hoja, si bien con matices propios de medio torrencial más que propiamente fluvial en localidades cercanas a los bordes de la depresión.

Hacia los márgenes de la depresión, los términos conglomeráticos de la formación de Guadix aumentan su potencia relativa, a expensas de los de grano más fino. Este hecho se observa con singular claridad, dentro del área de la Hoja; al pie de las laderas de Sierra Nevada (p.e., en las citadas explotaciones de Alquife), los conglomerados, mal cementados y pasando incluso a gravas, constituyen la casi totalidad del corte de la formación.

La composición de los materiales de la formación de Guadix es variada, y depende, por una parte, del tamaño de grano, por otra, de su posición en la cuenca (VERA, 1970).

Así, los estudios sedimentológicos efectuados para la elaboración de la presente Hoja han permitido corroborar que en las fracciones más gruesas de arenas predominan los fragmentos de rocas, especialmente micasquistos y cuarcitas; los de cuarzo y de roca carbonatada son menos abundantes. El contenido de cuarzo va siendo mayor al tratarse de fracciones más finas, hasta hacerse mayoritario. En las fracciones más finas de las arenas las micas son también muy abundantes. Finalmente en las fracciones de limos y de arcillas, son las micas y los minerales de la arcilla los componentes predominantes, aunque en algunos casos el cuarzo puede ser todavía un componente importante de los limos.

En los conglomerados, como puede esperarse, el predominio de los fragmentos de rocas es absoluto. Se encuentran representados sobre todo micasquistos y cuarcitas. Los demás tipos de rocas de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride están, naturalmente, también representados, si bien en menor abundancia. Las rocas carbonatadas están mejor en los conglomerados de los alrededores de la Sierra de Baza.

El contenido de caliza de la matriz puede ser importante, en cuyo caso suele acompañarse por una pigmentación rojiza más intensa debido al contenido en óxido ferroso. Caso especial es el del impropiamente llamado «Rubial eoceno» (PASTOR, 1948), en las explotaciones mineras de Alquife. Se trata simplemente del conglomerado basal de la formación de Guadix en aquella localidad, el cual está constituido esencialmente por cantos de mena de hierro y rocas carbonatadas (u otras) ricas en óxido férrico. Su atribución

al Eoceno carece de todo fundamento, y no es más que una variante local de los conglomerados de la formación de Guadix.

Los resultados de los análisis granulométricos y morfométricos, por su parte, indican que el depósito de los materiales de la formación de Guadix corresponde fundamentalmente a cursos de aguas turbulentas, de carácter torrencial; con abundantes desbordamientos e inundación de vastas extensiones; las condiciones climáticas predominantes fueron de tipo semiárido, y el ambiente oxidante.

Las descripciones y consideraciones que anteceden corresponden a las características más generales de la formación de Guadix. Existen naturalmente variantes, no suficientemente importantes como para considerarlas formaciones aparte, pero sí para distinguirlas en el mapa, con las siglas (Q_{1RW}) y (Q_{1-2G}).

La primera se caracteriza por su composición limoso arcillosa y su carencia prácticamente total de cantos y de arena. Se presenta de modo discontinuo hacia la parte superior de la formación, aunque quedando unos metros por debajo del techo de la misma. Los limos y arcillas tienen coloración roja, menos frecuentemente grisácea, y contienen nódulos calizos muy característicos. Su potencia es de unos 10 m., pero en general es bastante menor.

La segunda (Q_{1-2G}) forma el techo de la formación, en buena parte de la depresión de Guadix-Baza y sus alrededores. Está constituida por capas de gravas y lutitas rojas con costras calizas.

La edad de la formación de Guadix ha sido bastante discutida. Según los datos disponibles hasta hace poco (FALLOT, FAURE-MAURET, FONTBOTE, 1967; VERA, 1970). incluyendo las capas del techo (Q_{1-2G}), se daba una edad Pliocena-Villafranchense. Ahora bien, los recientes hallazgos de fósiles y objetos de industria en la excavación de la «Solana del Zamborino» situada en la vecina Hoja núm. 993, que resultan ser de la época interglacial Riss-Wurm (BOTELLA, VERA & de PORTA, 1975), rejuvenecen notablemente la parte más alta de la formación. A niveles inferiores, cerca de la referida localidad, han sido hallados restos de mamíferos del Plioceno.

2.3.5 DEPOSITOS HOLOCENOS (Q_2)

Con posterioridad al depósito de la formación de Guadix, la red fluvial se ha desarrollado, jerarquizado y encajado notablemente. La sedimentación sólo ocurre de modo discontinuo y los depósitos correspondientes son rocas detríticas variadas, desde conglomerados y gravas hasta arcillas. Presentan diferencias sedimentológicas según sus características genéticas, pero su composición es parecida, e igual fracción granulométrica. En todos los casos

en que ha sido posible se han distinguido en el margen los tipos siguientes: Depósitos aluviales (Q_2^{Al}); depósitos actuales de ramblas (Q_2^R); recubrimientos coluviales y aluviales de glaciis (Q_2^G). Para los casos en que no han sido posibles tales distinciones, se ha empleado la notación (Q_2).

Dados los datos acabados de referir, sobre la edad del interglacial Riss-Wurm, de ciertos niveles de la parte alta de la formación de Guadix, y el correspondiente rejuvenecimiento de la edad de las capas terminales de la misma, la denominación de Holoceno para este conjunto de depósitos todavía más modernos aparece suficientemente justificada.

Por lo que se refiere a estos depósitos holocenos del área de la Hoja, es muy notable el desarrollo de grandes conos de deyección en ambos márgenes de la depresión de los Llanos del Marquesado. Dada su importancia, se señalan convenientemente en el mapa. También los depósitos de pie de monte y glaciis conexos (Q_2^G) tienen notable extensión.

Las características de estos depósitos holocenos indican la importancia de los procesos de sedimentación propios de un sistema morfoclimático de tipo mediterráneo, pero con matices de notable grado de aridez.

3 TECTONICA

3.1 RASGOS GENERALES

La estructura tectónica presenta, en el área de la Hoja que nos ocupa, las características fundamentales propias de la zona bética.

Los terrenos de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride son alóctonos. Forman parte de diversos mantos de corrimiento apilados. Por otra parte, muestran también, por estructuras de diversos tipos y escalas, en gran parte anteriores a la estructura en mantos, pero pertenecientes al ciclo alpino.

Los materiales postorogénicos muestran, según los casos, deformaciones tectónicas o no. En el primer caso se trata, sobre todo, de estructuras de fractura.

Por supuesto, tales deformaciones han afectado también al substrato de estos materiales, es decir, los de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Dada la edad de estas deformaciones, del Mioceno Superior o más reciente, y sobre todo, su renegancia respecto las estructuras alpinas s. str., pueden incluirse en el marco de la Neotectónica.

Queda planteada la cuestión de las estructuras anteaquinas, que cabe esperar en los materiales más antiguos del complejo Nevado-Filábride (formación de micasquistos grafitosos del manto del Mulhacén; véase 2.1.3), y del

complejo Alpujárride. Sobre estos últimos —se trata de la formación de micasquistos y filitas—, la escasa representación que tienen en el área de la Hoja en el manto de Hernán Valle (véase 2.2.5) apenas se justificaría en estas páginas una discusión sobre el tema. Aunque referido a otro sector ya un tanto alejado (Sierra Almirajara), el estudio de TORRES-ROLDAN (1974) resulta muy interesante sobre este tema; la importancia de la reactivación de las rocas del «zócalo» alpujárride durante el ciclo alpino aparece allí como una conclusión bien establecida. La supuesta conservación, en gran escala, de estructuras prealpinas queda seriamente objetada.

En cuanto a estos materiales antiguos del complejo Nevado-Filábride, y tal como se indica ya en otros puntos de estas páginas, las estructuras prealpinas han quedado prácticamente borradas, obliteradas, por efecto de la intensidad de las deformaciones penetrativas alpinas y los efectos del metamorfismo del mismo ciclo. En otras palabras, el «zócalo» prealpino ha sufrido una reactivación prácticamente total. Los restos de las estructuras prealpinas, lo mismo en el área de la Hoja que en otras, son escasos e insuficientes para intentar una reconstrucción siquiera parcial de sus características fundamentales.

3.2 ESTRUCTURAS DEL CICLO ALPINO

3.2.1 ESTRUCTURA EN MANTOS DE CORRIMIENTO

Como se ha indicado ya en los capítulos anteriores, los materiales de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride forman un apilamiento de mantos de corrimiento. De arriba abajo, y en el área de la Hoja, los mantos presentes son:

Complejo Alpujárride	{	Manto de Hernán Valle
		Manto de Los Blanquizares
		Manto de Quintana
	}	Manto de Santa Bárbara
Complejo Nevado-Filábride	{	Manto del Mulhacén
	}	Manto del Veleta

Los mantos de Los Blanquizares, Quintana y Santa Bárbara son mantos de cobertera; no existen en ellos ni en el área de la Hoja, ni en su continuación fuera de ella, materiales pertenecientes a un zócalo, reactivado o no. Esta es una de las características generales de los mantos inferiores de este complejo, y que pueden apoyar su subdivisión. En el manto del Veleta ningún hecho permite atribuir tal carácter a sus materiales, siquiera en parte. Sin embargo, no aflora su base, y la cuestión queda planteada. En el manto del Mulhacén sí participan con toda seguridad materiales que habían pertenecido a un antiguo zócalo; son por lo menos los de la formación de micasquistos

grafitosos en los que sobre todo en el área de la vecina Hoja núm. 1.027 han sido encontrados interesantes restos de estructuras y paragénesis metamórficas prealpinas, como ya se indica en otro lugar (2.1.5 y 4.2) de esta Memoria, y en otras publicaciones (PUGA, 1971; PUGA, FONTBOTE y MARTIN-VIVALDI, en curso de public.; etc.).

La estructura en mantos, tal como aparece en el actual apilamiento, es relativamente tardía. Como se ha visto (2.2.8, etc.). La superposición no guarda relación con la disposición de las isogradas del metamorfismo alpino. Tampoco con las etapas de deformaciones penetrativas aludidas en otros apartados anteriores y sobre las cuales se va a volver (3.2.2), que resultan de edad anterior y en parte son sinmetamórficas. Igualmente, se comprueba en cuanto a otras deformaciones, no penetrativas (pliegues de diversos órdenes de magnitud, boudinage, etc.) en su mayoría tienen edad anterior a la del apilamiento actual de mantos. Este apilamiento debió, pues, producirse por lo menos en parte considerable en condiciones bastante superficiales, bajo las cuales los materiales se comportaron en general como poco dúctiles, y que parte de estos materiales (del complejo Nevado-Filábride sobre todo) habían sido ya deformados intensamente en condiciones de ductibilidad muchísimo mayor, y como lo demuestran las estructuras penetrativas y el desarrollo del metamorfismo. Esta génesis relativamente tardía del apilamiento de los mantos es ciertamente una de las características más importantes de la estructura de la zona bética. La vergencia de los mantos alpujárrides en el área de la Hoja y en las vecinas aparece claramente dirigida hacia el exterior de la Cordillera; oscila de N. a NO., o incluso puede ser NE. en algún punto. Para el complejo Nevado-Filábride, en el área de la Hoja no queda la vergencia totalmente clara, pero puede presumirse que sea parecida a la de los mantos alpujárrides.

Las superficies de corrimiento están bien claramente definidas en los mantos alpujárrides, y entre la base de éstos y el complejo Nevado-Filábride. Entre los dos mantos de este último, el contacto no está claramente expuesto en muchos puntos, y en ellos es un contraste de grado de metamorfismo el criterio más importante para su delimitación.

En los mantos alpujárrides, tales superficies de corrimiento son en muchos casos netamente oblicuas a la estratificación, y en su caso, a las superficies de esquistosidad, aunque en las filitas por su mayor ductibilidad, aparezcan flexiones de las mismas hasta hacerse paralelas a las de corrimiento. Es interesante notar la abundancia de casos en que en el muro la superficie de corrimiento corta oblicuamente la estratificación, y afecta niveles estratigráficos cada vez más altos de S. a N., lo que concuerda bien con la vergencia N. o de componente N. ya referida. Para el techo, es menos claro si se sigue una regla sobre este particular. También se observan numerosos casos en que la superficie de corrimiento trunca pliegues, sobre todo de escalas de decimétricas a hectométricas, en el muro o, aunque al parecer

menos frecuentemente, en el techo. Con ello se corrobora el carácter tardío de los corrimientos y su desarrollo en condiciones de menor ductibilidad de los materiales, con respecto a otras etapas de deformación. El desarrollo de kakiritas o, incluso, de milonitas poco recrystalizadas, en los contactos de mantos habla en el mismo sentido. Por lo demás, la oblicuidad antes referida contribuye ciertamente a la notable variabilidad que presenta la potencia de los mantos de unos puntos a otros, y al hecho que según las localidades puedan faltar la representación de determinadas formaciones, o partes considerables de las mismas. La propia geometría de la representación cartográfica expresa llamativamente una parte de estos hechos.

Hay que señalar también que las superficies de corrimiento se presentan más generalmente tendidas, con buzamientos suaves. Existen, sin embargo, pliegues de orden kilométrico o hectométrico, como también fallas, que las afectan. Sobre unos y otras se trata brevemente más adelante.

Finalmente, queda por evocar una o dos cuestiones importantes: la de la magnitud de los mantos que se consideran, la cual a su vez se relaciona con la magnitud de las traslaciones.

En la zona bética quedan ciertamente sectores bastante amplios de los que no se posee cartografía adecuada para establecer correlaciones, y determinar la continuidad o discontinuidad de las unidades autóctonas de uno a otro sector mejor conocido. En otras palabras, no se posee aún una información suficientemente completa de la magnitud y límites exactos de las distintas unidades autóctonas; la propia e inevitable proliferación de nombres locales para ello es a la vez expresión de este hecho, y causa de dificultades en la lectura de la literatura geológica regional. Se puede, por tanto, plantear en bastantes casos la cuestión de si las unidades que se han definido como mantos tienen esta categoría o bien son simplemente partes, o incluso escamas más o menos importantes de verdaderos mantos, de considerable magnitud. Sobre este punto el criterio seguido en esta Hoja, como en otras vecinas, ha sido el de considerar como mantos los elementos que, no solamente quedan delimitados por contactos de corrimiento, sino que presentan diferencias suficientemente importantes litostratigráficas, de grado de metamorfismo u otras, que impliquen sus posiciones relativas originarias suficientemente alejadas. Y, por otro lado, estudiar atentamente sus correlaciones a escala regional y unificar denominaciones para un mismo manto así definido.

Sin un mejor conocimiento de la estructura de mantos a escala regional se hacen difíciles los cálculos de la magnitud de las traslaciones. Habida cuenta de los cambios de características litológicas de grado de metamorfismo y otras, se puede confirmar la impresión de los primeros investigadores (VAN BROUWER, 1926; BEMMELEN, 1927; FALLOT, 1948, etc.) de que tales magnitudes son en conjunto comparables a las de las zonas internas de los Alpes, Cárpatos y otras cordilleras. Es decir, se trataría de distancias

del orden de las decenas de Km. Y, también que, por lo menos, en ciertos casos cabe esperar, en las traslaciones correspondientes, componentes longitudinales importantes. Todo ello deberá ser tenido en cuenta en los intentos de reconstituciones palinospásticas del ámbito de la zona bética.

3.2.2 OTRAS ESTRUCTURAS

Sin pretender una descripción exhaustiva, que quedaría fuera de los límites y objeto de la presente Memoria, se tratará a continuación de otras estructuras —pliegues, etc.— referibles al ciclo alpino.

En cuanto a los pliegues, los hay de muy diversas escalas y características. Su relación con las superficies de corrimiento permite distinguir dos grandes grupos cronológicos según estas últimas hayan quedado afectadas por las de plegamiento, o bien hayan sido las estructuras de plegamiento las truncadas o afectadas de alguna manera por las de corrimiento. Quedan, desde luego, casos ambiguos, y hay que prever que, a pesar del comportamiento poco dúctil que tuvieron la mayor parte de las rocas implicadas en los procesos de corrimiento, deben existir pliegues más o menos sincrónicos de estos últimos; es en las filitas donde su génesis debió ser más fácil, pero faltan investigaciones más especializadas para poder llegar a comprobar definitivamente los casos que podrían pertenecer a este tercer grupo.

En cuanto a los pliegues anteriores a la estructura en mantos, los hay de diversas escalas y características geométricas.

Los más antiguos, aunque no de origen tectónico —por lo menos directo—, son los sinsedimentarios de deslizamiento («slumping») presentes en algunas capas calizas de la formación más alta del complejo Nevado-Filábride. Suelen estar asociados al desarrollo de brechas. Con singular claridad han sido observados en un afloramiento situado en la rambla del Agua unos hm. al O. de las minas de las Piletas (ALDAYA, FONTBOTE, GARCIA-DUEÑAS, 1970). También dentro del área de la Hoja, en el complejo Alpujárride han sido observadas estructuras similares, menos evidentes, en varios niveles de la formación carbonatada. En cualquier caso, pueden ser considerados indicios de inestabilidad tectónica en el Trías, tanto en el dominio Alpujárride como en el Nevado-Filábride, y que armonizan con otros indicios en el mismo sentido. Ahora bien, por todos los datos disponibles, en modo alguno hay que relacionar tal inestabilidad con una etapa precoz de compresión, sino a una tectónica de distensión, con formación y/o removilización de fallas normales, volcanismo, etc.

Los demás pliegues, de varias generaciones, sí deben corresponder a tectónica de compresión.

Tanto en el dominio Nevado-Filábride como en el Alpujárride, están bien representados los pliegues de flancos paralelos, o casi aproximadamente

similares en los micasquistos y filitas afectadas de tamaño decimétrico a centimétrico y escalas menores. Su generalización indica que se trata sin duda del resultado de una de las etapas más importantes de deformación tectónica. Estos pliegues son singenéticos de la esquistosidad S_2 , de plano axial, como ya se ha referido (2.1.7, etc.).

Las medidas efectuadas de direcciones de los ejes de estos pliegues muestran bastante dispersión, incluso para dentro de una misma unidad tectónica. Parece preciso disponer de un número mucho más grande de ellas, y no sólo en el área de la Hoja, para poder llegar a conclusiones de cierta validez.

Existe, sin embargo, otra esquistosidad anterior — S_1 — y otros indicios de una etapa anterior, de difícil caracterización en el área estricta de la Hoja, y que requeriría para ello un mejor conocimiento de más amplios sectores de la zona bética en general. Sea como sea parece, pues, fundado llamar a la etapa de los pliegues isoclinales y de la esquistosidad S_2 como D_2 , mientras queda D_1 para esa otra etapa anterior todavía mal conocida, y que sería la primera del período orogénico del ciclo alpino.

La esquistosidad de crenulación S_3 , mucho menos desarrollada, indica otra etapa de deformación — D_3 —, pero no equivalente a la anterior. Puede corresponder a una relajación de los esfuerzos de compresión que han actuado en la etapa D_2 .

Aunque localmente se encuentran indicios de otras posibles etapas de deformación, no parece que haya tenido desarrollo tan importante hasta llegar a la que origina los mantos. A ellas podrían más o menos corresponder los procesos de metamorfismo, poco importantes, señalados anteriormente (2.1.6). En su caso, podrían denominarse: D_3' ; D_3'' ; etc.

La etapa correspondiente al desarrollo de los mantos de corrimiento sería, así, la D_4 . En el área de la Hoja no parece haber sido acompañada de formación de estructuras penetrativas. Como se ha indicado en su momento, una parte de los pliegues en rocas de comportamiento dúctil, cuya relación con las superficies de corrimiento es ambigua o no ha podido establecerse, puede ser coetánea. En las rocas menos dúctiles tampoco hay que excluir la posibilidad de haberse formado también pliegues más o menos sincrónicos del plegamiento, de mayor amplitud, en todo caso.

Con posterioridad a la etapa de mantos de corrimiento se han formado aún los pliegues que afectan netamente las superficies de éstos. Son mucho más fáciles de observar en el complejo alpujárride, debido a sus características litológicas. Se observan en este complejo, y se reflejan bastante bien en la propia cartografía, varios pliegues de hectométricos a kilométricos de dirección media N. 160° E., con oscilación de hasta 10° ó 15° . Tales son, por ejemplo, el sinclinal de Cerro Largo, el del Cerro del Peral y los pliegues de la Cuesta de las Palomas y Cerro Grande, todos ellos en la parte de la

Sierra de Baza que queda dentro del área de la Hoja. La vergencia de estos pliegues es ENE., poco marcada.

Otros pliegues de escala decamétrica o hectométrica también de edad posterior a la etapa de corrimiento, tienen dirección aproximada E.-O. y vergencia al N. Se ven bien representados al NO. de Charches (Barrancón de los Hoyos, etc.).

Los pliegues de estos dos últimos grupos corresponden a dos etapas de deformación, cuyas relaciones cronológicas no son claras. Podrían referirse de momento como D₅-D₆. En todo caso, sí parecen anteriores al Mioceno Superior. Aunque este terreno presenta también pliegues bien visibles en áreas próximas a las de la Hoja, son de envergadura mayor (de no mediar circunstancias especiales: yesos, etc.), y no serían sincinemáticos de los que se acaban de citar del complejo Alpujárride.

La identificación, según las estructuras de fractura referibles al ciclo alpino s. str., no es fácil en todos los casos. Existen, como es de esperar, infinidad de pequeñas fallas singenéticas de pliegues, de modo muy especial de los de las últimas generaciones. Otras deben ser sincinemáticas respecto de los corrimientos. Su sistematización es insegura, y resultaría prematura y superflua en esta Memoria. Las fallas más importantes que se observan son casi todas ellas con toda seguridad referibles a la Neotectónica (3.3). Queda por último planteada la cuestión de la eventual existencia de una gran falla, no tan moderna, de salto en dirección, de dirección aproximada ONO.-ESE., que algunos autores habían supuesto. Tal falla habría permitido el deslizamiento relativo de los que podrían denominarse bloques de Sierra Nevada y de Sierra de Baza-Sierra de Filabres. Los datos geológicos de la propia área de la presente Hoja no aportan ningún argumento decisivo sobre esta cuestión.

3.3 NEOTECTONICA

Aunque sus estructuras correspondientes aparecen modestamente representadas, en el área estricta de la Hoja, las deformaciones recientes han tenido ciertamente una gran importancia en ella. Es el gran desarrollo de los materiales más modernos, que oculta a la observación los accidentes más importantes en las áreas críticas. Las investigaciones geofísicas (ANO-NIMO, 1970), datos de sondeos y otros permiten, sin embargo, la localización de algunos de estos accidentes.

Así, la depresión de los Llanos del Marquesado debe ser considerada como una depresión de origen tectónico. En conjunto, la formación de Guadix rellena la parte más hundida de un bloque más o menos solitario con Sierra Nevada, separado por fallas normales de salto notable del de Sierra de Baza. El borde actual de Sierra de Baza, aparece así como un escarpe de falla ya en retroceso de varios Km. sobre la línea de fallas principales

de dirección general ONO.-ESE. oculta bajo los depósitos recientes. También, al borde de Sierra Nevada parece, en parte, un borde análogo, pero las fallas parecen haber sido menos importantes. Los datos disponibles son todavía muy insuficientes para dar mayores precisiones. Sin embargo, sí bastan para poner en evidencia, en este área, como es regla general en tantos otros de la Cordillera, el papel muy importante que estas fallas —de edad de Mioceno Superior o más moderna— han ejercido en la evolución del relieve y el desarrollo de la sedimentación en los tiempos recientes.

También son referibles a la Neotectónica gran parte de los pliegues de gran radio (Sierra Nevada, etc.) (FONTBOTE, 1957), así como la elevación de conjunto tan considerable que afecta la amplia región oriental de la Cordillera Bética y otras áreas adyacentes al N. de la misma. Esta elevación, a modo de gigantesco branquiantiforme o domo alargado, es muy congruente con la distribución de las anomalías Bouguer de la región. A este levantamiento se debe la actual situación de niveles marinos sincrónicos de parte de la formación de Guadix hasta en altitudes superiores a los 1.000 m. en áreas próximas a la de la presente Hoja (VERA, 1970). Junto con la actividad sísmica, expresan la continuación de deformaciones en gran escala hasta el mismo momento actual.

4 GEOLOGIA HISTORICA

4.1 CONSIDERACIONES PREVIAS

Debido a su carácter alóctono, los terrenos de la zona bética que afloran en el área de la presente Hoja suministran para ciertas épocas una información geológico-histórica relativa a un ámbito mucho más amplio que el de la propia Hoja. Los mantos apilados son fragmentos pertenecientes a dominios distintos que habrá que tratar de considerar colocados en su posición original. Sin entrar de lleno ahora en consideraciones forzosamente especulativas, hay que recordar que estos dominios se hallaban en una posición no bien conocida aún, pero ciertamente alejada de los dominios de lo que hoy constituye el espacio ocupado por las zonas externas y el antepaís. Unos y otros espacios han quedado aproximados o contiguos por efecto de la orogénesis alpina.

Las investigaciones recientes inclinan a admitir que ésta implicó no sólo una aproximación, estrechamiento y el consiguiente apilamiento de los mantos béticos, sino también una traslación longitudinal del conjunto de los materiales béticos s. str. respecto a los de las zonas externas. La cuantía del estrechamiento fue considerable: al desplegar los distintos mantos béticos, aún descontando efectos de estiramiento, se llega inevitablemente a la conclusión que los materiales apilados en los mantos ocupaban un área

mucho más ancha, de algunos centenares de kilómetros, lo que implica traslaciones relativas de unos mantos béticos sobre otros que rabasan en muchos casos varias decenas de kilómetros. En cuanto a la traslación longitudinal del conjunto bético respecto al de las zonas externas, su evaluación es difícil y los datos disponibles son insuficientes; parece verosímil que pueda ser del orden de algunos centenares de kilómetros. También es verosímil que las traslaciones relativas de los mantos béticos entre sí, por lo menos en algún caso, hayan tenido componentes horizontales de cierta importancia, pero los datos para su cálculo son aún más escasos. Así pues, en el área de la Hoja, como en cualquier otra de la zona bética, debe tenerse siempre presente que se encuentran ahora dispuestos según la vertical materiales que estaban distribuidos originariamente en un ámbito muchísimo más vasto.

La gran dificultad con que se tropieza para una reconstitución de la evolución paleogeográfica de ese amplio ámbito es la escasez de datos sobre la datación de los materiales. Por ello, si bien se puede llegar hasta la reconstitución de las características de determinados dominios, y hasta tener unas ideas sobre su posición relativa, no se pueden, en muchos casos, situar en el tiempo, y las correlaciones cronológicas laterales de los conocimientos sobre desarrollo de la sedimentación, actividad magmática, etcétera, pueden ser muy aleatorias o incluso imposibles, de unos dominios paleogeográficos a otros. En otras palabras, se pueden llegar a reconstruir determinados capítulos de la historia geológica, en unos u otros dominios de los cuales sin embargo puede permanecer su edad desconocida y, por tanto, quedar sin correlacionar en el tiempo.

Por todo ello, y para una mejor sistematización, se abordarán separada y sucesivamente la historia del dominio Nevado-Filábride y la del Alpujárride representados actualmente en el ámbito de la Hoja. Luego se tratará de la evolución postorogénica, ésta sí relativa al ámbito actual de la Hoja.

4.2 DOMINIOS NEVADO-FILABRIDES

Los materiales que integran el manto del Mulhacén corresponden a dos conjuntos distintos. Los de la formación de micasquistos con grafito deben corresponder a un conjunto que fue afectado por una orogénesis antealpina, herciniana, o tal vez más antigua, aunque muy escasos, y casi totalmente obliterados por efecto de las deformaciones penetrativas del ciclo alpino, quedan los mencionados restos de estructuras penetrativas más antiguas (2.1.3) (PUGA, FONTBOTE, MARTIN VIVALDI, en curso de publ.). Debe ser considerada, por tanto, esta formación como un zócalo prealpino, reactivado por la orogénesis alpina. La edad de los materiales originarios de este zócalo es desconocida, salvo que es anterior al Trías o tal vez mucho más antigua. Descontados los efectos del metamorfismo, se trataría de una se-

cuencia pelítica relativamente rica en materia orgánica (por su actual contenido en grafito), propia de un medio sedimentario verosíblemente marino, de condiciones euxínicas. Estos materiales fueron afectados como se ha indicado por la referida orogenia antealpina, y luego por intrusiones magmáticas (EGELER y SIMON, 1969) (PUGA, 1971), que se relacionan con el metamorfismo térmico indicado (2.1.3).

Las rocas de las dos formaciones superpuestas, micasquitos feldespáticos y mármoles y gneis, carentes de indicios de deformaciones y metamorfismo prealpino, formarían parte de la cobertera de dicho zócalo antealpino. Las características originarias de la primera debieron ser las propias de una formación vulcanosedimentaria (presencia de anfibolitas, gneis, orto) constituida fundamentalmente por una formación pelítica en que intercalaban rocas volcánicas y/o subvolcánicas de diversa composición. Las características de la formación superior de mármoles y gneis indican la continuación de carácter vulcano sedimentario, por lo menos en los niveles inferiores de la misma, pero con la diferencia que el componente sedimentario principal no es pelítico sino carbonatado. Como se señaló ya (2.1.6), los caracteres litoestratigráficos de esta última formación permiten su correlación con el Trías del dominio alpujárride con relativa seguridad. Parece, pues, verosímil extender, durante el Trías, a esta parte del dominio Nevado-Filábride la imagen de una cuenca sedimentaria marina poco profunda, pero con actividad volcánica ácida y básica bastante intensa, y probable actividad metalogénica de origen exhalativa (menas de Fe). Tal actividad y las estructuras sinsedimentarias registradas en la formación carbonatada (ALDAYA, FONTBOTE y GARCIA DUEÑAS, 1970), deben verosíblemente relacionarse con los procesos de distensión tan importantes y generalizados que se desarrollan en el Trías en una vasta extensión de las áreas más o menos próximas al futuro borde occidental del Atlántico.

Para tiempos posteriores al de la formación carbonatada, la falta de materiales más modernos en este dominio impide totalmente seguir su evolución paleogeográfica preorogénica. Únicamente recordar que en época aún no determinada (Cretáceo?), el dominio entra en la etapa orogénica y sus materiales sufren los efectos de las sucesivas etapas de deformación ya señaladas. Sería, en principio sugestivo, atribuir el desarrollo de la primera etapa de metamorfismo alpino (con formación de los anfíboles sódicos, distena, etc.) y deformaciones concomitantes a los efectos directos de una zona de subducción activa, lo que implicaría una situación marginal, junto a un dominio oceánico (surco oceánico intermedio entre las zonas internas y externas?), de esta parte del dominio Nevado-Filábride. Sin duda sería actualmente prematuro avanzar en estas especulaciones, sin datos suficientes de otra parte de la zona bética, pero puede ser interesante el apuntar esta posibilidad. En cualquier caso, parece razonable colocar esta primera etapa de metamorfismo y deformación en una época relativamente antigua del ciclo alpino.

En efecto, por una parte la etapa que originó la estructura en mantos parece difícil que tenga una edad próxima al Mioceno Superior (erosión muy profunda, antes de la transgresión de esta edad); por otra, los corrimientos afectaron a los materiales del manto del Mulhacén en situación muy superficial, a juzgar por el tipo de las estructuras concomitantes (3.4) y falta de metamorfismo sincrónico de la misma. Y aún hay que colocar las etapas de deformación intermedias.

Como puede advertirse, para el dominio del manto del Mulhacén aún pueden obtenerse varios datos interesantes sobre su historia geológica, aunque con las señaladas incertidumbres cronológicas. Para el dominio del manto del Veleta, la información que puede obtenerse es mucho más pobre. Como se indicó (2.1.5), sus formaciones no han podido ser correlacionadas con ninguna otra bien datada de otros dominios. De confirmarse definitivamente la falta de deformaciones y de metamorfismo prealpino en sus formaciones, se puede mantener una cierta presunción a favor de una edad paleozoica más bien reciente. Simplemente nos indican el desarrollo de una sedimentación detrítica, predominantemente pelítica con aportes arenosos cuarzosos de gran madurez, durante cierto lapso de tiempo indeterminado, antes del Trías. Este dominio debía estar situado más al interior, es decir, más alejado que el del Mulhacén, respecto lo que en el ciclo alpino constituye el antepaís de la Cordillera. Para la evolución de este dominio en la etapa orogénica se pueden extender aproximadamente las conclusiones que se han expuesto sobre el del Mulhacén, salvo lo relativo a la zona de subducción.

4.3 DOMINIO ALPUJARRIDE

Los materiales del complejo alpujárride representados en la Hoja pertenecen casi en su totalidad a las dos formaciones superiores: la de fillitas y cuarcitas y la carbonatada, que suministran información sobre una época que abarca el Trías y una parte mal delimitada del Paleozoico más moderno (2.2.7). La casi nula representación de materiales más antiguos en el área de la Hoja dispensa de tratar en éstas de la evolución paleogeográfica del dominio Alpujárride; tema que es más justificadamente tratado en otras Memorias de otras Hojas.

Como se ha apuntado ya (2.2.6 y 2.2.7), las características litoestratigráficas y sedimentológicas de las formaciones descritas indican un medio sedimentario marino, de aguas no profundas, probablemente alejado de las costas. Aunque poco claramente expresado en el área estricta de ésta, en la de otras Hojas se encuentran numerosos indicios de inestabilidad en la cuenca sedimentaria del Trías Alpujárride (FONTBOTE, 1970); deslizamientos sinsedimentarios, actividad volcánica, etc. Deben relacionarse con los impor-

tantes procesos de distensión evocados a propósito de las formaciones superiores del dominio del manto del Mulhacén (4.2).

La evolución paleogeográfica posterior al Trías, como es regla general en los dominios Nevado-Filábride y Alpujárride, permanece oscura, hasta que en época no determinada (Cretáceo?) comienza la sucesión de las fases de deformación de la etapa orogénica propiamente dicha. La superposición en el tiempo de estas etapas conducirá finalmente a la estructura alpina del complejo tal como se observa ahora (3.5). Se recordará que la falta de materiales de edades comprendidas entre el Trías y el Mioceno impide datar estas etapas con relativa seguridad; sobre esta cuestión se ha tratado ya también (3.5).

4.4 EVOLUCION POSTOROGENICA

La discusión del límite entre lo «tardiorogénico» y lo postorogénico propiamente dicho en la zona bética quedaría aquí fuera de lugar. Es cierto que en el ámbito de las zonas externas la última fase compresiva —la más importante en la zona prebética—, se sitúa ya a comienzos del Mioceno Superior, y hay deformaciones de esta edad en diversos puntos de la Cordillera, pero es cierto también que muy pronto las deformaciones de edad Miocena Superior, salvo las más antiguas, son más y más claramente relegantes, y se deben sobre todo a procesos de distensión. Aún a riesgo de excesiva simplificación, resulta, pues, práctico incluir los materiales del Mioceno Superior (salvo los de la parte basal del mismo) como postorogénicos.

Aunque el Mioceno Superior aflora en muy pequeña extensión en el área de esta Hoja, los datos sobre áreas próximas permiten asegurar que quedó parcialmente afectada por la importante transgresión marina del Vindeboniense. El mar recubre en parte un relieve montañoso modelado sobre los materiales de la zona bética. Estos tenían ya su estructura en apilamiento de mantos, bastante profundamente desmantelada por la erosión. La sedimentación marina del Mioceno Superior se realizó en un medio bastante variado en el tiempo y en el espacio; la subsidencia diferencial, la inestabilidad tectónica, en general; la mayor o menor proximidad de costas, explican la notable variedad de las características litológicas y sedimentológicas del Mioceno Superior del ámbito bético. Puede decirse, en conjunto, que éste tiene en general características propias de molasa marina tardía, tal como puede apreciarse en la pequeña extensión que aflora en esta Hoja y en los afloramientos mucho más importantes situados en las próximas.

Hacia finales del Mioceno sobreviene una regresión —definitiva en el área de la Hoja— y la tectónica de fractura, de carácter distensivo, va

contribuyendo a la individualización de las cuencas intramontañosas, como la de Guadix-Baza.

En el área estricta de la Hoja la sedimentación se reanuda en un momento indeterminado del Plioceno; verosíblemente en el Plioceno Superior, ya que descansa en discordancia sobre el Mioceno Superior bastante erosionado. La sedimentación pliocena y cuaternaria viene sobre todo representada por la formación de Guadix. Sus características en el área que nos ocupa evocan una cuenca interior alimentada por aportes detríticos procedentes de relieves montañosos ya bien acentuados por efectos de la tectónica de fractura y pliegues de gran radio, bajo predominantes condiciones climáticas de bastante aridez. Queda para estudios más especializados, el dilucidar la repercusión que habrá tenido en la sedimentación la sucesión de épocas glaciales e interglaciales. Establecida ya en el Holoceno el drenaje de la cuenca de Guadix-Baza hacia el Guadiana Menor se desarrolla rápidamente la red hidrográfica, cuyos cauces van siendo rápidamente hendidos. La sedimentación deja de ser continua en grandes extensiones, y se reduce, sobre todo, a depósitos aluviales y coluviales situados al pie de los relieves más importantes.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINAS Y CANTERAS

Es en el área de la presente Hoja que se hallan las minas de hierro de Alquife, que con su producción de 2 a 4 millones de toneladas anuales vienen ocupando uno u otro de los dos primeros lugares de España en el orden de importancia para tal mineral. Sus reservas seguras son del orden de varias decenas de millones de Tm. Actualmente toda la producción procede de las explotaciones a cielo abierto de la Compañía Andaluza de Minas, situadas al N. y NO. del cerro de Alquife. La mena es una hematites rica (F_e , entre 55 y 65 por 100), casi carente de azufre y fósforo, pobre en SiO_2 y relativamente rica en cal. El mineral se presenta en masas de formas irregulares, encajadas en los mármoles de la formación carbonatada del manto del Mulhacén. El origen de la mineralización es discutido, la contribución relativa de los procesos metasomáticos ligados al metamorfismo [FONTBOTE, 1968], y de los procesos cársticos [MAILLOT, 1971] no está aún suficientemente dilucidada.

Otras mineralizaciones igualmente encajantes con mármoles del manto del Mulhacén como las de Alquife y, morfológicamente comparables, pero de importancia muchísimo menor, fueron explotadas hasta hace pocos años en Las Piletas. Desde el punto de vista mineralógico conviene resaltar que además de limonita y hematites roja contienen oligisto micáceo en gran

cantidad y diversos minerales de ganga: albita, epidota, carbonatos. Su origen metamórfico es aquí indiscutible, y su relación con los procesos metamórficos prácticamente fuera de toda duda.

En los mantos inferiores del complejo Alpujárride se conocen yacimientos, carentes de interés económico, de oligisto micáceo y hematites; se encuentran en la base de la formación carbonatada y en pequeñas masas estratiformes, intercaladas en la formación infrayacente. Su origen es verosímilmente exhalativo sedimentario, aunque presentan indicios de haber sufrido un principio de removilización. Parece plausible pensar que los yacimientos citados de Alquife y de Las Piletas procedan de una removilización mucho más importante, a partir de yacimientos estratiformes comparables, que hubiesen existido en el dominio del manto del Mulhacén, antes del metamorfismo.

Las demás mineralizaciones conocidas del complejo Nevado-Filábride son actualmente poco interesantes. Entre ellas se deben citar, sin embargo, los filones hidrotermales del sector de Jares del Marquesado-Lanteira, con calcopirita como mena principal. Los filones están encajados en micasquistos del manto del Mulhacén y fueron explotados en el pasado.

En las unidades inferiores del complejo Alpujárride, la formación carbonatada contiene mineralizaciones estratófilas de fluorita y galena, análogas a las de la Sierra de Gádor, Sierra de Lújar y tantas otras localidades. Las conocidas del área de la Hoja no tienen ningún interés económico, en cambio sí lo tienen, o lo han tenido, las contenidas en otros puntos de la Sierra de Baza, en las vecinas Hojas núm. 993 y 994. En el sector de Charches se ha hallado wulfenita, asociada a estas mineralizaciones.

Indicios de yacimientos de estibina, cinabrio y otras menas han sido citados del término de Aldeire y otros puntos, en el complejo Nevado-Filábride.

En cuanto a rocas industriales, no existe ninguna explotación muy importante. Las que hay son pequeñas, y en su mayor parte se reducen a subvenir a las necesidades locales de cal, piedra de construcción, gravas y arenas, etc. Únicamente algunos tejares cercanos a Guadix, que explotan arcillas limosas de la formación del mismo nombre, tienen una importancia que rebasa un poco el interés local.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los recursos más importantes en aguas subterráneas en el área de la Hoja son los de la capa freática que se extiende por los Llanos del Marquesado y se continua hacia el NO. por la Vega de Guadix. Esta capa está situada en la formación de Guadix, que reposa sobre un substrato impermeable constituido principalmente por micasquistos del complejo Nevado-Filábride. Como se indicó (2.3.4), en los materiales de la formación de

Guadix, en el área de la Hoja están bien representadas las rocas detríticas de grano grueso. Las fracciones finas son relativamente menos abundantes, de modo que, en conjunto, las condiciones de permeabilidad, conductibilidad y transmisibilidad para el agua son muy buenas. La profundidad de la superficie de la capa oscila generalmente entre unos 100 m. y unos 40 m. (hacia el centro de la depresión de Los Llanos del Marquesado); menores aún hacia la parte septentrional de la Hoja y a lo largo de los cauces principales. A la alimentación de la capa contribuyendo de modo importante los aportes laterales subterráneos procedentes de las montañas próximas.

Hace pocos años esta capa fue bien estudiada por DEL VALLE (1971) y otros miembros del equipo del Proyecto del Guadalquivir (ANONIMO, 1970) a cuyos trabajos remitimos para una información más amplia. La reserva de agua puede estimarse del orden de 500 a 1.000 Hm³, aún descontando los recursos de algunos sectores, menos conocidos. Los estudios realizados permiten asegurar que, con la racionalización de su explotación, de esta capa podrá extraerse un caudal de unos 15 Hm³/año.

Esta capa freática alimenta numerosas fuentes, pozos y galerías, y está drenada parcialmente por el río Verde.

Los demás recursos son mucho menos importantes.

En los materiales del complejo Nevado-Filábride, dado el predominio de los micasquistos, los acuíferos son aislados, independientes entre sí y no permiten esperar caudales importantes; su mayor o menor desarrollo depende del grado de fisuración de las rocas. Por sus mejores condiciones de permeabilidad, tanto por fisuración como por disolución, las calizas de la parte superior del manto del Mulhacén podrían contener acuíferos más importantes; sin embargo, sólo en pocos puntos (Alquife) tienen potencias y continuidad suficientes para ello.

En el complejo Alpujárride, la formación de filitas y cuarcitas se caracteriza por su gran impermeabilidad. Los materiales de la formación carbonatada sí presentan permeabilidad por fisuración en alto grado y no tanto por disolución. En muchos sectores, la discontinuidad que presentan y, en varios puntos, las intercalaciones impermeables que contienen, disminuyen la importancia total de sus acuíferos. De todos modos, contribuyen a la alimentación lateral subterránea de la capa freática de la formación de Guadix.

En cuanto a los demás materiales postorogénicos, sea por su situación o por la relativa pequeñez de los volúmenes correspondientes, contienen recursos poco importantes. Es de notar, sin embargo, la contribución de materiales coluviales y aluviales de los conos de deyección y glaciais (Q_2^{A1}) (Q_2^G) a la infiltración de las aguas de escorrentía procedentes de las montañas limítrofes, hacia la capa freática de la formación de Guadix.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; FONTBOTE, J. M., y GARCIA-DUEÑAS, V. (1970).—«Brechas intraformacionales y pliegues de "slumping" en el dominio triásico Nevado-Filábride (Zona Bética, provincia de Granada)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, v. 1, pp. 117-121.
- ANONIMO (1970).—«Estudio hidrogeológico de la cuenca del Guadalquivir». F. A. O. *Inst. Geol. y Min. de España*. Informe al Gobierno del Estado Español sobre Hidrogeología. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. Informe núm. AGL:SF/SPA9, 115 pp., 95 fig., 5 mapas. Roma.
- ARANA, R. (1973).—«Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)». *Tesis doct. Univ. Granada*, núm. 27, 2 vols., 547 pp., 116 láms., Granada (Secr. Pub. Univ. Granada).
- BEMMELEN, R. W. van (1927).—«Bijdrage tot de geologie der betische ketens in de provincie Granada». *Tesis Doct. E. T. S. Delft*, XII + 176 pp., 11 figs., 17 fots., 5 láms. Delft (F. Waltman Jr.).
- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur Geologie der Sierra Nevada». *Geol. Rdsch.*, t., 18, pp. 118-137.
- CASAS, J.; PEÑA, J. A., y VERA, J. A. (1975).—«Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la "Solana de Zamborino"». *Cuad. Prehist. Univ. Granada*, v. 1, pp. 5-15, 4 figs.
- DELGADO, F. (1970).—«Observaciones sobre las unidades alpujarrides en la Sierra de Baza». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, v. 2, pp. 41-48, 1 fig.
- DELGADO, F.; COMAS, M. C., y VERA, J. A. (in litt.).—«Memoria explicativa de la Hoja núm. 993 (Baza) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª serie». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- 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. Univ. Granada*, v. 2, pp. 89-114.
- DIAZ DE FEDERICO, A., y PUGA, E. (1974).—«Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la zona bética (Cordilleras Béticas, España)». *Tecniterrae*, núm. 1, pp. 17-24, 2 figs.
- (1975).—«Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada entre Lanjarón y Pitres (Cordillera Bética, España)». *Tecniterrae* (en prensa).
- DUPUY DE LOME y V. E., y DUPUY DE LOME y S. L. E. (1959).—«Estudio hidrogeológico y minero de las Minas de Alquífe». Informe privado de la Compañía «The Alquífe Mines & Railway Co. Ltd.», 112 pp. ilustr. y anexos.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almería et Vélez Rubio». *Versl. Kon. Ned. Akad. v. Wetens. Afd. Natuurl.*, 1.ª ser., v. 25, 90 pp.

- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, t. IV, pp. 83-172, 11 figs., 4 láms.
- FALLOT, P.; LEMOINE, M., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Observations sur le Trias bétique et ses Algues calcaires». *Mem. y Com. del Inst. Geol. Prov. Barcelona*, t. XI, pp. 23-60, 11 figs., 5 láms.
- FALLOT, P.; FAURE-MAURET, A., y FONTBOTE, J. M. (1967).—«Observations sur la partie occidentale de la formation de Guadix». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 78, pp. 1-48.
- FALLOT, P.; FAURE-MAURET, A.; FONTBOTE, J. M., y SOLE SABARIS, L. (1961). «Estudio sobre las series de la Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone». *Bol. IGME*, t. LXXI, pp. 345-557, 71 figs., 4 láms., 1 tabl.
- FONTBOTE, J. M. (1957).—«Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 245, pp. 1324-1326.
- (1968).—«Informe geológico sobre la posible extensión de los yacimientos de mineral de hierro de Alfique (Granada)». III + 75 pp., 9 figs., 6 láms., y un Apéndice petrológico por E. Puga, de 40 pp. Informe privado de «Agrupación Minera, S. A.».
- (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, v. 1, pp. 71-78, 2 figs.
- JANSEN, H. (1936).—«De Geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid Spanje)». XI + 99 pp., 16 figs., 12 fots., 1 mapa. Amsterdam.
- JACQUIN, J. (1970).—«Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)». *Univ. Nantes*, 2 t., 501 pp., 234 figs., 25 láms., 1 mapa. Nantes.
- MAILLOT, R. (1971).—«Contribution à l'étude géologique du gisement de fer du Marquesado (Espagne)». *Mineral. Deposita*, v. 6, pp. 380-391, 5 figs.
- PASTOR MENDIVIL, M. (1948).—«Estudio geológico y minero del yacimiento de Alquife-Marquesado». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. LXI, pp. 207-317, 18 figs., 2 láms.
- PUGA, E. (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada oriental». (Res. Tesis Doct.) *Tesis doct. Univ. Granada*, I, 23 pp., 1 fig. (la impresión completa de esta tesis se halla actualmente en curso, por el Secr. de Publ. de la Univ. Granada).
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M. (en curso de publ.).—«Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona bética». *Est. Geol., Tomo-Homenaje Mem. Prof. Martín-Vivaldi*.
- PUGA, E., y FONTBOTE, J. M. (1966).—«Sur l'origin des gneiss de la Sierra Nevada (Grenade, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 262, pp. 2681-2684.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J. M., y MARTIN-VIVALDI, J. L. (en curso de publ.).—«Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain)». *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.*, t. 54.

- TORRES ROLDAN, R. L. (1974).—«El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies de las metapelitas alpujárrides al SE. de Sierra Almirante (Sector central de las Cordilleras Béticas, S. de España)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, v. 5, pp. 21-77, 20 figs., 9 láms.
- VALLE, M. del (1970).—«Estudio hidrogeológico del freático de Guadix». *Tesis de licenciatur. Sec. Geol. Univ. Granada*.
- VERA, J. A. (1968).—«El Mioceno del borde SO. de la depresión de Guadix». *Act. Geol. Hispánica*, t. III, pp. 124-127.
- (1970).—«Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza». *Bol. Geol. Min.*, t. 81, pp. 429-462, 10 figs., 1 lám., mapa
- ZERMATTEN, H. L. J. (1929).—«Geologische onderzoekingen in de randzone van het venster der Sierra Nevada (Spanje)». VIII + 104 pp., 10 figs., 36 láms., 2 tabs. Delft (J. Waltman Jr.).

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA