



IGME

1 013

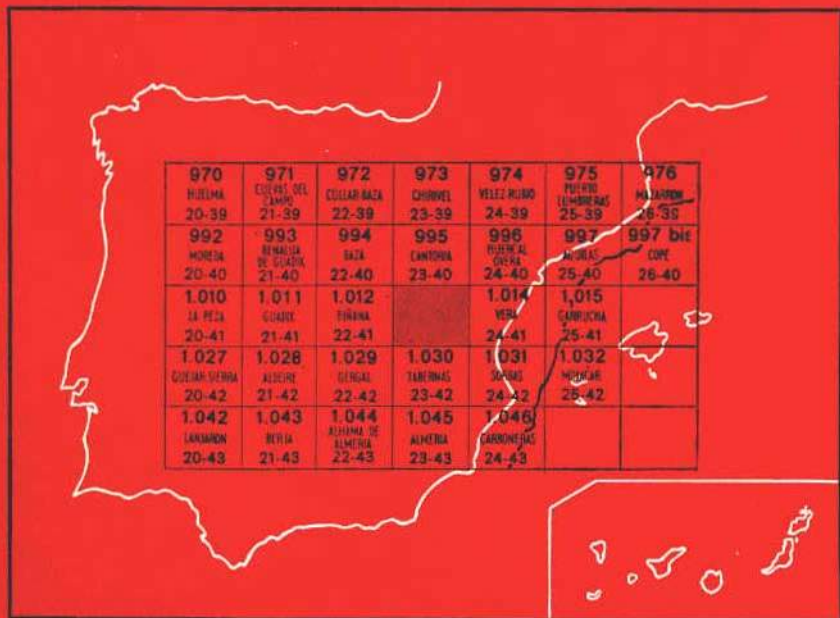
23-41

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MACAEL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MACAEL

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Cartografía y Memoria: W. Kampschuur, Doctor en Geología; R. Vissers, Licenciado en Geología, y G. García Monzón, Licenciado en Geología.

Petrografía: W. Kampschuur; R. Vissers, y Amparo de las Heras, Licenciada en Geología.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 22.502 - 1975

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

INTRODUCCION

La geología de la Hoja de Macael es una recopilación efectuada por W. KAMPSCHUUR, basada en los trabajos de los siguientes autores: KROON (1965), LEINE (1963), LINTHOUT (en preparación), VISSERS (1973) y VOET (1967).

Con objeto de completar la geología se han hecho trabajos de campo por W. KAMPSCHUUR.

Los datos litológicos y petrológicos están basados principalmente en VOET (1967). Los datos estructurales provienen de VISSERS (1973) y KAMPSCHUUR (en preparación).

G. GARCIA MONZON, de ENADIMSA, ha completado la cartografía de los terrenos terciarios.

GEOLOGIA REGIONAL DE LA ZONA BETICA

El área cartografiada se localiza en el SE. de España, en la provincia de Almería. Esta zona forma parte de las Cordilleras Béticas.

Las Cordilleras Béticas se subdividen en una zona externa y otra interna. Dada la localización del área cartografiada en la zona interna, llamada también Bética, nos referimos aquí a esta última.

La estructura de la zona Bética es el resultado de una gran serie de calbagamientos (BROUWER & ZEIJLMANS VAN EMMICHOVEN, 1924, y BROUWER, 1926) que ha dado estructuras del tipo alpino.

En la parte oriental de la zona Bética se pueden distinguir cuatro complejos tectónicos (EGELER & SIMON, 1969a y 1969b) de abajo arriba: 1) Complejo Nevado-Filábride, 2) Complejo Ballabona-Cucharón, 3) Complejo Alpujárride, y 4) Complejo Maláguide.

En muchos sitios estos complejos comprenden más de una unidad estructural. La comparación de las columnas de unidades pertenecientes a diferentes complejos revela clara diferencia en el desarrollo litoestratigráfico, indicando que la subdivisión de las respectivas series Permo-Triásicas (*) y Triásicas tienen marcadas diferencias en el grado de metamorfismo regional de edad alpina.

Las series Nevado-Filábride muestran un metamorfismo de grado medio, los Alpujárrides y el de Ballabona-Cucharón son de grado bajo, mientras que la serie Maláguide no ha sufrido metamorfismo alpino.

En los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide puede hacerse la distinción entre cobertera y zócalo (**). En el Complejo Ballabona-Cucharón no se ha encontrado el zócalo.

La cobertera del Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride comprende solamente materiales permo-triásicos y triásicos; el Maláguide tiene además Jurásico, Cretácico Inferior y Terciario.

En el área cartografiada se presentan los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA

1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Dentro del Complejo Nevado-Filábride se distinguen las siguientes unidades (véase fig. 1) de techo a muro:

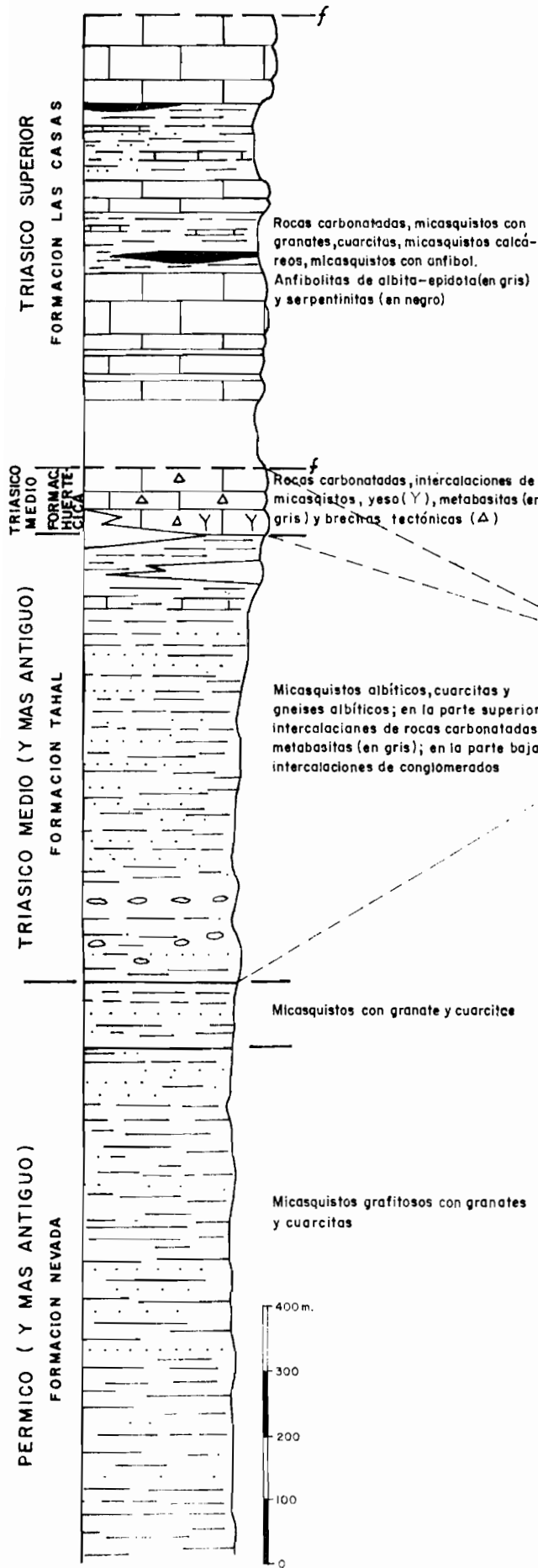
Formación Las Casas: (Rocas carbonatadas, micasquistos granatíferos, cuarcitas y micasquistos anfibólicos.)

Formación Huertecica: (Rocas carbonatadas, micasquistos y yeso.)

(*) El término Permo-Triásico se emplea aquí para una secuencia litoestratigráfica, que se cree es de edad Triásico Inferior, aunque la posible presencia de rocas pérmicas no se desecha.

(**) La distinción entre cobertera y zócalo se basa, por razones prácticas, en consideraciones estratigráficas. En este sentido el concepto de zócalo no está completamente de acuerdo con el uso general, ya que algunas series de rocas no han sido afectadas por fuerte plegamiento y metamorfismo pre-alpino.

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA UNIDAD NEVADO-LUBRIN



COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA UNIDAD DE MACAEL

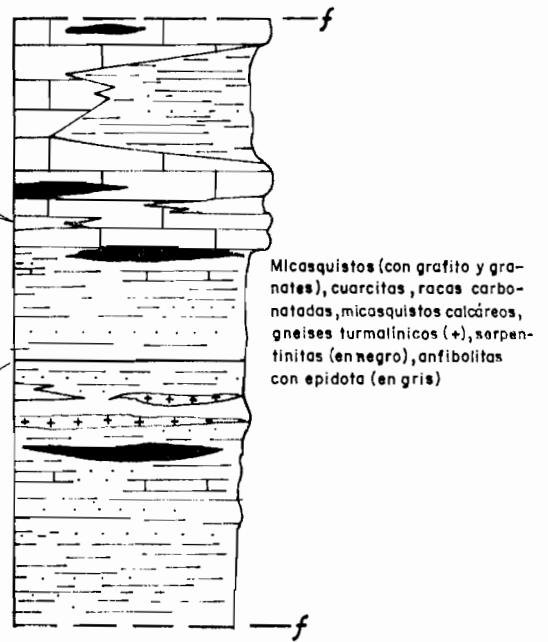


Fig. 1.—Columnas estratigráficas del Complejo Nevado-Filábride.

Formación Tahal: (Micasquistos albiticos, cuarcitas e intercalaciones de rocas carbonatadas; en la parte basal, intercalaciones de conglomerados.)

Formación Nevada: (Micasquistos granatíferos con grafito, cuarcitas, rocas carbonatadas, micasquistos calcáreas, gneises con turmalina y rocas piroxénicas.)

Las series litológicas de las formaciones Las Casas, Huertecica, techo de la Tahal y Nevada contienen sills básicos representados por metabasitas. Además, pequeñas masas de serpentinita se encuentran en las formaciones Las Casas, Tahal y Nevada.

Dentro de este complejo, al menos tres unidades tectónicas pueden reconocerse (de abajo arriba): Unidad Nevado-Lubrin, Unidad Bédar-Macael y Unidad Almocazar.

Las unidades Nevado-Lubrin y Bédar-Macael están formadas por la sucesión litológica antes mencionada. Es notoria la reducción de espesor de la Formación Tahal y la ausencia de la Formación Huertecica en la Unidad de Bédar-Macael.

Estas reducciones están causadas, tanto por falta de sedimentación como por una fuerte tectonización. (HELMERS & VOET, 1967; véase también HELMERS, en preparación.)

La Unidad Almocazar sólo contiene rocas de la Formación Nevada. VOET, 1967 (véase también HELMERS y VOET, 1967), ha distinguido, próximo a las unidades antes mencionadas, también la Unidad Secano, la Unidad Cerro Gordo y la Unidad Cerrillo del Sacristán; últimos cabalgamientos y el último originado por tectónica gravitatoria. Pese a ciertas diferencias litológicas (VOET, 1967), el presente autor ha incorporado las rocas de la Unidad Secano en la Formación Nevada de la Unidad de Bédar-Macael (véase KAMP-SCHUUR, en preparación).

Respecto a los últimos mantos, no hay ninguna diferencia en la evolución tectónica entre ellos y las unidades Nevado-Lubrin, Bédar-Macael y Almocazar (véase KAMP-SCHUUR, en preparación). Las rocas del Complejo Nevado-Filábride están imbricadas en varios mantos (a lo largo de planos de corrimiento paralelos a la estratificación) con rocas de los complejos Ballabona-Cucharón y Alpujarride, formando unidades tectónicas susceptibles de ser distinguidas. Para evitar confusión no se les da nombres locales (véase también Memoria de Vera). La secuencia estratigráfica está formada principalmente por la Formación Nevada, coronada por la Formación Las Casas. Ocasionalmente la Formación de Tahal se encuentra entre las dos formaciones anteriores. Desde un punto de vista general el Complejo Nevado-Filábride está coronado por el complejo Ballabona-Cucharón. La base de la unidad tectónica Nevada-Lubrin se desconoce. En consecuencia, la naturaleza de esta unidad permanece incierta si es para autóctona o alóctona.

No se han encontrado fósiles en el Complejo Nevado-Filábride.

1.1.1 Formación Nevada (PC-Pⁿ) (PC-P^{en})

El nombre fue introducido por HELMERS (en preparación) para las rocas que constituyen el zócalo en las unidades tectónicas del Complejo Nevado-Filábride. (Para su distribución, véase el mapa.)

La Formación Nevada se compone de una alternancia de micasquistos con granates (a menudo ricos en grafito) y cuarcitas. Debido a las variaciones en el contenido en grafito, los micasquistos con granate varían en color, desde el gris claro a marrón negruzco. La meteorización a menudo da a las rocas un tinte rojizo. En la Formación Nevada de las unidades Almocaizar y Bédar-Macael se intercalan rocas carbonatadas grisáceas que no exceden de 2 m. de potencia.

Un hecho común es la abundancia en los esquistos grafitosos de cristales de granate euhedrales de color marrón oscuro con más de 1 cm. de diámetro. A veces se ve en el campo cloritoide verde oscuro y distena azul clara, y en menor proporción turmalina en prismas negros.

En las unidades tectónicas superiores aparecen gneises de marrón grisáceo a blanco con turmalina y rocas piroxénicas verdes. Los gneises con turmalina se encuentran más frecuentemente en la parte media y superior, como un único nivel o un limitado número de niveles. El espesor de las intercalaciones varía desde algunos milímetros a cerca de 10 metros.

En el mapa geológico los gneises con turmalina no están indicados, debido a problemas de cartografía. Las intercalaciones pueden seguirse en considerables distancias paralelas a la foliación de los metasedimentos adyacentes. Generalmente el contacto es poco brusco, pero en algunos casos se observa una transición gradual hacia las rocas adyacentes. El color claro se debe al predominio de feldespato blanco y cuarzo, que da a estas rocas una apariencia característica en el campo. Además, los gneises contienen una notable cantidad de mica verde claro, generalmente con orientación paralela y turmalina en grandes prismas negros. Se puede dividir en dos grupos por su textura: augeniseis y gneises «siempre granulados».

Entre estos dos grupos se observan todas las transiciones. Las rocas piroxénicas tienen un papel subordinado en las unidades tectónicas superiores de la Formación Nevada. Aparecen siempre en pequeños afloramientos irregulares. Estas rocas, generalmente sin esquistosidad, a menudo presentan alternancias de anfíboles verde oscuro con capas ricas en epidota verde amarillento y piroxeno.

Granates marrón-rojizo están a menudo presentes en gran cantidad. Estas rocas están algunas veces asociadas con masas irregulares de carbonato y cuarzo, mientras aparecen rocas de transición.

Las rocas con piroxeno están algunas veces en contacto directo con los gneises de turmalina, pero más comúnmente se encuentran separadas. El con-

tacto con otras rocas metamórficas de la Formación Nevada es algunas veces brusco, pero también se encuentran transiciones graduales.

En las unidades tectónicas superiores se encuentran anfibolitas epidóticas que pasan algunas veces a esquistos micáceos. Estas anfibolitas son de color amarillo-verdoso a verde oscuro.

La potencia de las intercalaciones de la anfibolita epidótica varía de algunos centímetros a algunos decímetros.

En la Unidad Nevado-Lubrín, en la Formación Nevada, aparecen micasquistos granatíferos blanco-amarillentos y cuarcitas; esta secuencia litológica puede alcanzar los 100 m. de espesor y forma la parte más alta de la Formación Nevada. Está diferenciada en el Mapa Geológico. La transición de los esquistos negros a los esquistos no grafitosos es gradual. De acuerdo con LINTHOUT (en preparación), la zona de esquistos blanco-amarillentos sugiere un paleosuelo. Sin embargo, no se excluye un origen sedimentario de esta transición.

Los esquistos micáceos y las anfibolitas con epidota generalmente poseen una marcada esquistosidad. Los planos originales de las capas pueden ocasionalmente verse en las alternancias de los esquistos con cuarcitas o en las unidades tectónicas más altas en los niveles calcáreos. Fuerte plegamiento (a menudo de tipo isoclinal) es una característica común. Los fenómenos de «boudinage» tienen una amplia representación.

La base de la Formación Nevada se desconoce. El contacto de la Formación Nevada y la Formación Tahal situada sobre ella se cree que es en su origen de naturaleza estratigráfica (LINTHOUT, en preparación). Observando el mapa geológico, la zona de transición entre los esquistos blancos y negros en la Formación Nevada está en algunas ocasiones intensamente plegada.

El contacto entre la Formación Nevada y la Formación Tahal no muestra tal intensidad de plegamiento.

Sin embargo, al sur y oeste del Cerro Atalaya (a lo largo de la carretera de Tabernas a Macael) se manifiesta una diferencia en el grado de recristalización entre las dos unidades. Estas observaciones señalan un contacto tectónico entre las formaciones; en las unidades tectónicas superiores está bien definido. En opinión del autor estos contactos tienen influencia tectónica.

Como la base de la Formación Nevada se desconoce, sólo puede estimarse la potencia máxima que aflora, que es de unos 1.000 m. En las unidades tectónicas superiores el espesor que aflora es de unos 350 m.

Los micasquistos con granate (y grafito) y cuarcitas están constituidos fundamentalmente por cuarzo, mica blanca, clorita, oxiclorigita y granate. Albita y/o cloritoide aparecen localmente; cloritoide principalmente en el miembro superior blanco-amarillento, que normalmente no contiene albita. Epidota s.l. aparece localmente. Los accesorios comprenden grafito (no presente en el miembro superior blanco-amarillento), minerales metálicos, turmalina, cirión, apatito y rutilo.

La esquistosidad está causada por la disposición paralela de mica blanca, que a veces forma arcos poligonales en los micropliegues. La esquistosidad está localmente acentuada por cuarzo alargado. Los granates contienen inclusiones de cuarzo y grafito, localmente de turmalina y minerales metálicos, y algunas veces cloritoide. Los granates se encuentran normalmente reemplazados, en parte o totalmente, por mica blanca y clorita. El cloritoide puede incluir grafito, mineral metálico, turmalina, cuarzo y mica blanca en pequeñas láminas, y está algunas veces reemplazado por mica blanca y/o cloritoide.

La clorita aparece en agregados paralelos a la esquistosidad, algunas veces con inclusiones con forma de S ó Z generalmente de grafito, indicando crecimiento sincinemático. La clorita está normalmente casi por completo reemplazada por oxiclrita. La albita puede incluir cuarzo, mineral metálico, turmalina y grafito. Como se ha citado anteriormente, el cloritoide aparece en el miembro superior blanco-amarillento. En algunas de las areniscas las inclusiones están perfectamente distribuidas en la llamada configuración «reloj de arena». La albita se encuentra rodeada de plagioclasa cálcica.

Los esquistos y cuarcitas de la unidad tectónica superior contienen además biotita, anfíbol verde-azulado, cianita, estaurrolita y zoisita. La presencia de anfíbol verde-azulado en las unidades tectónicas superiores puede explicarse fácilmente por la presencia de las anfíbolitas, intercaladas en estas sucesiones basales de las unidades superiores.

Las rocas carbonatadas tienen una composición mineralógica algo más simple. Las variedades blancas y amarillas consisten casi exclusivamente en cristales gruesos de carbonato con algo de mica blanca, albita, cuarzo y ocasionalmente piritita. Las variedades azules y negras contienen además minerales metálicos finamente dispersos, biotita verde, zoisita, epidota, titanita, tremolita y anfíbol verde azulado.

En las rocas con piroxeno se observan los siguientes minerales: anfíbol verde azulado, apatito, carbonato, clorita, clinopiroxeno, clinozoisita, epidota, fluorita, granate, magnetita, cuarzo, turmalina y vesuvianita.

Tanto la composición como la textura de las muestras presentan variaciones extremas. La textura de las rocas con piroxeno es normalmente granular, con una esquistosidad marcada. Los anfíboles muestran una orientación paralela. El bandeado es frecuentemente notorio, debido a la alternancia de bandas ricas en minerales coloreados oscuros y blancos. Los constituyentes principales de los gneises con turmalina son: cuarzo, albita, microclina y mica verde clara; minerales accesorios o de presencia ocasional son: apatito, biotita, carbonato, clorita, epidota, granate, oligisto, magnetita, piritita, titanita, turmalina y circón. Los augen, de los augen-gneises, generalmente consisten en clastos lenticulares rodeados de albita, y con menos frecuencia de microclina y pertita, embebidos en una matriz de grano más

o menos uniforme. Los clastos están normalmente corroídos por albita y microclina. En los gneises de grano uniforme los augen han sido casi enteramente aplastados y muy reemplazados por albita y microclina, como puede observarse en los tipos de transición entre los augen-gneises y las variedades de grano uniforme. El bandeado está motivado por alternancia de bandas ricas en minerales claros y oscuros, respectivamente.

Los augen y los cristales de turmalina, mica y epidota generalmente muestran una orientación preferente paralela al bandeado. La albita está presente en los augen y en la matriz; la albita de los clastos a veces muestra una textura ajedrezada, mientras que otros pueden contener pequeñas escamas de mica blanca. La albita, en la matriz normalmente forma cristales de grano, más o menos uniforme, euhedrales desprovistos de inclusiones de mica y sin la textura ajedrezada. La microclina se encuentra tanto en los augen-gneises como en la matriz.

Los gneises con turmalina encontrados en el área cartografiada se presentan en las unidades superiores del Complejo Nevado-Filábride, en toda la Sierra Nevada y la Sierra de los Filabres. Su origen es motivo de diversas opiniones.

NIJHUIS [1964] encontró granitos con turmalina, gneises y metagranitos. Estas rocas aparecen en las secuencias basales de la Unidad Bédar-Macael, expuestas en la Hoja de Vera (véase Memoria de la Hoja de Vera). Este autor señala que: los metagranitos y los gneises graníticos y al menos una parte importante de los gneises con turmalina se formaron a partir de granitos y/o rocas ácidas relacionadas, conteniendo grandes fenocristales de microclina. Según PRIOM y otros (1966) estos granitos grises con turmalina y metagranitos se emplazaron durante el Carbonífero Superior a Pérmico Inferior. PUGA y FONTBOTE (1966) suponen que los gneises (aflorantes en Sierra Nevada, cerca de Granada) pueden ser, al menos parcialmente, rocas ácidas piroclásticas, posiblemente siguiendo el proceso de un geosinclinal mágmático representado por rocas básicas (anfíbolitas). En opinión del autor ambas opiniones pueden ser válidas.

De acuerdo con VOET (1967), las rocas con contenido en piroxeno son probablemente equivalentes metamórficos de sedimentos calcáreos muy impuros. Es muy probable que el magma, haciendo subir al material primario de los gneises turmalínicos, ha suministrado el calor y el material responsable de este metamorfismo.

1.1.2. Formación Tahal (P-T₂).

El nombre de la formación deriva del pueblo de Tahal (NIJHUIS, 1964). Su distribución se da en el Mapa Geológico. La formación Tahal forma una

sucesión algo monótona de micasquistos (con albita), gneises albiticos y cuarcitas.

Se presentan todos los tipos transicionales. Las intercalaciones carbonatadas son raras, y se presentan principalmente en la parte superior de la secuencia. En la Formación Tahal de las unidades tectónicas superiores las intercalaciones carbonatadas son frecuentes. En la parte basal de la Formación Tahal, de la Unidad Nevado-Lubrin, tienen lugar intercalaciones de conglomerados grises claros y grises oscuros (véase LINTHOUT, en preparación). Pueden encontrarse 10 m. por encima del contacto de la Formación Nevada con la Tahal y más arriba.

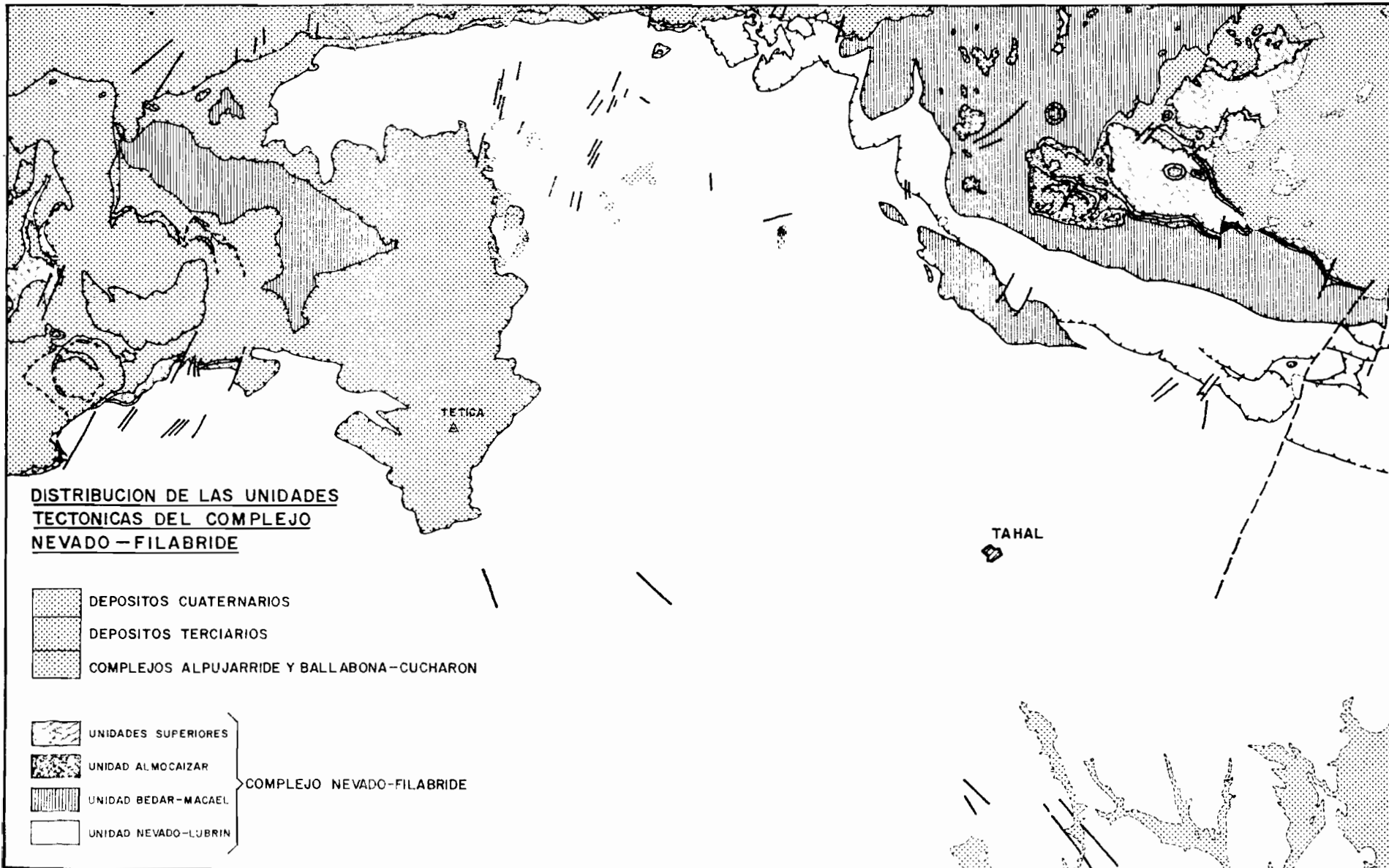
El color de los esquistos varía del gris claro al gris oscuro, y el de las cuarcitas del blanco al gris. Las intercalaciones carbonatadas muestran colores amarillos.

Las cuarcitas ferruginosas intercaladas y las rocas carbonatadas son marrón rojizo.

La mayoría de los esquistos de Tahal tienen una esquistosidad bien desarrollada, normalmente paralela al bandeado litológico. Esto último está acentuado por la alternancia de bandas con una alta proporción de cuarzo, mica blanca o albita. En algunos casos estas capas representan el bandeado original, y en otras puede probarse que representan el secundario. Normalmente la esquistosidad está fuertemente plegada a escala micro y mesoscópica. Generalmente se observa una esquistosidad de crenulación, paralela a los flancos axiales de los ejes.

Los conglomerados encontrados en la parte basal de la Formación Tahal, de la Unidad Nevado-Lubrin, contienen, entre otros, cantos de gneises con turmalina (LINTHOUT, en preparación). De acuerdo con este autor, esta observación sugiere la existencia de una discordancia entre la Formación Nevada y la Formación Tahal.

Incluso una discordancia angular, basada en las observaciones en el contacto entre las formaciones Nevada y Tahal de un plegamiento menos intenso de la Formación Tahal con respecto a la Formación Nevada infrayacente. De acuerdo con LINTHOUT, esta observación también sugiere la existencia de un plegamiento pre-alpino en la Formación Nevada. Sin embargo, ambas formaciones muestran el mismo esquema de deformación (véase VISSERS, en preparación), sin encontrar prueba de deformaciones pre-alpinas. Además, el autor ha encontrado conglomerados en la Formación Tahal, que contienen, entre otros, cantos pelíticos. Si los cantos son productos erosivos de la Formación Nevada y si las rocas de la Formación Nevada han sufrido una deformación penetrativa pre-alpina, estos cantos pelíticos tienen que mostrarlo. No obstante, estos cantos tienen la misma «fábrica» que los esquistos de la Formación Tahal; en otras palabras, la existencia de una fase orogénica pre-alpina en la Formación Nevada queda excluida.



Por otra parte, es muy probable la existencia de una discordancia erosiva (véanse también las columnas del Complejo Maláguide estudiados por GEEL, 1973). La diferencia en intensidad de plegamiento en el contacto entre la Formación Nevada y la Tahal puede ser explicada fácilmente por movimientos tectónicos entre las dos formaciones. Resumiendo, el contacto entre la Formación Nevada y la Tahal es originalmente de naturaleza estratigráfica; es más, es muy probable la existencia de una laguna estratigráfica. El contacto original entre las dos formaciones ha sido alterado por movimientos tectónicos.

En la Formación Tahal, de las unidades superiores, no se han encontrado conglomerados. Los límites entre la Formación Tahal y la Nevada, en estas unidades, son por lo general netos; es muy probable que movimientos tectónicos entre estas dos formaciones, en estas unidades, hayan modificado el contacto original.

El contacto entre la Formación Tahal y Huertecica es principalmente de naturaleza tectónica. No obstante, las intercalaciones carbonatadas de la parte superior de la Formación Tahal sugieren una transición estratigráfica original en las rocas carbonatadas de la Formación Huertecica. VOET (1967) describe en la unidad Bédar-Macael incluso una transición estratigráfica desde la Formación Tahal hasta la de Las Casas. Está claro que la formación, en esta unidad (y quizá en unidades superiores), está ausente por falta de sedimentación.

En el área cartografiada la potencia expuesta de la Formación Tahal varía de 0 a 700 m.

Los esquistos y cuarcitas de la Formación Tahal se componen principalmente de cuarzo, mica blanca y clorita con algunos de los siguientes minerales: albita, granate, epidota s. l., anfíbol, cloritoide, biotita, distena y plagioclasa cálcica, y como accesorios: minerales metálicos, turmalina, apatito, circón y rutilo; también se presentan localmente carbonatos. En algunos esquistos de la Formación Tahal, que aparecen en el manto de El Cigarrón (KROON, 1965), encontró estaurólita. Basándose en la presencia de albita, puede hacerse una distinción entre rocas, con albita y sin albita (véase NIJHUIS, 1964, y LANGENBERG, 1972). También puede hacerse una distinción basada en la presencia de granates; el granate está restringido predominantemente a la parte inferior de la Formación Tahal.

Ocasionalmente se encuentra anfíbol, cloritoide y distena; los cristales de anfíbol verde-azulados están orientados conforme a la esquistosidad; muestran alteración a clorita y a mica blanca. El cloritoide se presenta como individuos alotriomorfos generalmente paralelos a la esquistosidad. Junto a un pequeño número de granos de minerales metálicos, el cloritoide encierra también rutilo, epidota, cuarzo y pequeñas laminillas de mica blanca. El cloritoide muestra alteración a laminillas de clorita y mica blanca.

La distena se desarrolla en dos tipos: a) paralela a la dirección de los

planos de esquistosidad, y son de contorno alotriomorfo, desprovista de inclusiones de minerales metálicos; b) como cristales idiomorfos dispuestos arbitrariamente, reproduciéndose el primer crucero de crenulación. La esquistosidad está causada por la disposición paralela de láminas de mica blanca, a menudo con arcos poligonales de este mineral entre los planos de esquistosidad.

La albita aparece como poikiloblastos y contiene como inclusiones los siguientes minerales: cuarzo, mica blanca, epidota, turmalina, rutilo, minerales metálicos y circón, normalmente dispuestos en disposición rectilínea o rotacional. Los poikiloblastos de albita están normalmente rodeados por delgadas orlas de plagioclasa cálcica, causando así una generación invertida. El granate, como se ha mencionado antes, queda restringido a la parte más baja de la Formación Tahal, incluye minerales metálicos, cuarzo, epidota y turmalina, a menudo sin una disposición clara en las inclusiones, algunas veces con una fábrica rotacional más o menos clara.

La epidota s. l. está desarrollada como prismas, normalmente dispuestos a lo largo de la esquistosidad, algunas veces rotos, y con otras orientaciones.

En las rocas de la Formación Tahal, de las unidades tectónicas superiores, no se han observado estauroлита, cianita y bandas de oligoclasa alrededor de los blastos de albita.

Las rocas carbonatadas tienen una composición mineralógica bastante simple, existen casi exclusivamente en gruesos cristales de carbonato con algo de mica blanca, albita y cuarzo.

1.1.3 Formación Huertecica ($T_{A2}^n T_{A31}^n$)

La Formación Huertecica ha sido denominada así por NIJHUIS (1964), tomando el nombre de un cortijo situado en la carretera de Lubrín a Uleila del Campo.

Puesto que un importante cabalgamiento ha trastornado considerablemente la Formación Huertecica, su aparición es muy irregular. En muchos lugares la formación es tan delgada que no ha podido ser cartografiada. Como ya se ha mencionado (véase pág. 7), consideramos que esta formación está ausente en la Unidad Bédar-Macael (¿y unidades superiores?), debido a la sedimentación. Para su distribución ver Mapa Geológico.

La Formación Huertecica comprende una asociación de yeso, brechas (rauhwackas) y rocas carbonatadas; las brechas carbonatadas se las considera esencialmente de origen tectónico (LEINE & EGELER, 1962, y, LEINE, 1968, 1971).

Aparecen como masas irregulares entre las rocas carbonatadas no brechificadas. Las brechas de color amarillo a marrón oscuro consisten principalmente en fragmentos angulares, envueltos por una matriz de carbonato. Los fragmentos están formados por rocas carbonatadas, micasquitos y cuar-

citadas; los últimos, al menos parcialmente, se derivan de la Formación Tahal infrayacente.

Las rocas carbonatadas están generalmente coloreadas de gris a amarillo. Debido al material limolítico que impregna los planos de estratificación y los planos de fractura, dando a la roca una coloración marrón. En estas rocas se encuentra frecuentemente escapolita, en blancos cristales prismáticos que alcanzan una longitud de varios centímetros.

No se han encontrado pliegues importantes microscópicos ni mesoscópicos en las brechas y rocas carbonatadas.

Se observa yeso entre las rocas y brechas carbonatadas. El contacto de la Formación Huertecica con la Formación Las Casas es de naturaleza tectónica. Desde un punto de vista regional, las rocas de la formación que estamos considerando están sobre las rocas de la Formación Las Casas. Aunque no se puede decir nada acerca de la naturaleza original del contacto, se supone aquí una transición estratigráfica original de las rocas de la Formación Huertecica a la de la Formación Las Casas.

El espesor expuesto de la Formación Huertecica varía de 0 a 100 m. La ausencia de esta formación, en la Unidad de Bédar-Macael y en las unidades tectónicas superiores, se debe principalmente a la sedimentación.

Las brechas calcáreas contienen, junto a calcita (que es siempre predominante) y limonita, los siguientes minerales: albita, clorita, mica blanca, flogopita, plagioclasa cálcica, rutilo, escapolita titanita, turmalina y zoisita-B. Los cristales están generalmente sin distorsionar. Ocasionalmente las laminillas de mica y clorita están plegadas y los prismas de turmalina rotos. Estos minerales diferentemente orientados del conjunto se han originado después de la brechificación durante una fase estática del metamorfismo (véase también pág. 22).

Las rocas carbonatadas contienen, además de calcita y dolomita, cantidades variables de albita, biotita, epidota, mica blanca, oligoclasa, minerales metálicos, cuarzo, escapolita, titanita y turmalina. La plagioclasa cálcica también aparece como cercos alrededor de cristales de albita aislados. Al microscopio el yeso parece algo impuro. Flogopita, albita, cuarzo y carbonato aparecen localmente en grandes cantidades.

1.1.4 Formación Las Casas (T_{A3}^n , T_{A32}^{cn} , T_{A32}^n)

La formación ha sido denominada así por NIJHUIS según el monte Cerro Las Casas, cerca de La Cortijada, El Pilar y Provincas, 5 km. al SO. de Lubrín (véase Memoria de Vera). Para su distribución véase el Mapa Geológico.

La formación comprende una alternancia de varios tipos de rocas; esto es, rocas carbonatadas, micasquistas, micasquistas calcáreos, micasquistas cuarcíticos (con granate) y micasquistas cuarcíticos (con anfíbol). Se en-

cuentran todas las transiciones entre los diversos tipos de rocas. Los esquistos de la Formación Las Casas son predominantemente cuarcíticos y frecuentemente contienen porfidoblastos de granate, llegando a medir hasta 5 mm. de diámetro.

Las rocas carbonatadas muestran colores blancos, azules, amarillos y marrón oscuro. Frecuentemente se encuentran muy replegadas. El color de los esquistos varía desde el gris plateado a gris oscuro, ocasionalmente con un tinte rojizo. Los micasquistos anfibólicos tienen un color entre verde y verde oscuro.

Están asociados con anfibolitas epidóticas con albita, y aparecen en la base de la Formación Las Casas (para descripción véase pág. 18). Las rocas de la formación están intensamente plegadas. La esquistosidad en las rocas pelíticas está fuertemente desarrollada y es frecuente el microplegamiento.

Se puede distinguir dos secuencias litológicas: una, compuesta predominantemente por rocas carbonatadas, y la otra, por esquistos (cuarcíticos). Desde un punto de vista regional las rocas carbonatadas se encuentran predominantemente en la parte más alta y más baja de la formación.

En la Unidad Nevado-Lubrín el contacto de la Formación Las Casas y la Formación Huertecica es de naturaleza tectónica. En la Unidad de Bédar-Macael, sin embargo, la Formación Las Casas reposa estratigráficamente sobre la Formación Tahal.

En las unidades tectónicas superiores la Formación Las Casas reposa tectónicamente sobre la Formación Nevada. Aunque el espesor de la Formación Tahal disminuye desde la Unidad Nevado-Lubrín hasta la Unidad Bédar-Macael (sugiriendo un origen estratigráfico de esta reducción), la ausencia de la Formación Tahal, en las unidades tectónicas superiores, está causada por tectónica. La Formación Las Casas está (desde un punto de vista regional) tectónicamente coronada por el Complejo Ballabona-Cucharón y/o el Complejo Alpujárride. Debido a la imbricación interna, formaciones estratigráficamente más antiguas del Complejo Nevado-Filábride pueden encontrarse sobre la Formación Las Casas.

El espesor máximo visible es próximo a 600 m.

Las rocas carbonatadas tienen una composición mineralógica bastante simple. Las variedades blancas y amarillas consisten casi exclusivamente en minerales carbonatados gruesos, con alguna mica blanca, albita, cuarzo y ocasionalmente piritita visible. Las variedades azul y negra contienen, además, minerales metálicos finamente dispersos, biotita, zoisita, epidota, titanita, tremolita y anfíboles verde-azulados. Cerca del contacto, en las metabasitas, las rocas carbonatadas son algunas veces excepcionalmente ricas en anfíboles verde-azulados y epidota amarilla fuertemente pleocroica.

Los esquistos contienen los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, y anfíbol verde-azulado, epidota, granate, diste-

na, mica blanca, minerales metálicos, orthita, cuarzo, rutilo, turmalina y circón.

El granate aparece generalmente como cristales poikiloblásticos, que a menudo se encuentran sustituidos pseudomórficamente por clorita, la albita aparece como cristales irregulares interpenetrados por cuarzo, así como en porfidoblastos más o menos redondeados en rocas generalmente desprovistas de distena y siempre de cloritoide. El cloritoide se presenta como individuos alotriomorfos que han sido parcialmente alterados a clorita. La distena se ha encontrado tanto en cristales idiomorfos como subidiomorfos sin orientación preferente y como individuos alotriomorfos orientados en la dirección de la esquistosidad.

1.1.5 Edad de las rocas del Complejo Nevado-Filábride

Debido a la ausencia de fósiles, la edad de las rocas del Complejo Nevado-Filábride puede ser establecida por comparaciones litológicas con las series correlativas del Complejo Ballabona-Cucharón en cualquier parte de las Cordilleras Béticas.

Las unidades de Almagro y Cucharón, de la Sierra de Almagro (SIMON, 1963). Las unidades de Romero y Carrascoy, de la Sierra de Carrascoy (KAMPSCHUUR, 1972, véase también KOZUR y otros, en preparación), respecto a las rocas de cobertera; y con las series correlativas del Complejo Alpujarride, en la Sierra de las Estancias (DE VRIES y ZWAAN, 1967), respecto a las rocas del zócalo. Estas correlaciones dan el siguiente esquema estratigráfico para las rocas del Complejo Nevado-Filábride, de techo a muro:

Formación Las Casas	Triásico Superior.
Formación Huertecica	Triásico Medio a Superior.
Formación Tahal	Triásico Medio (¿y más antiguo?).
Formación Nevada	Devónico-Carbonífero y más antiguo.

Se han hecho determinaciones de edad por métodos radiométricos, efectuadas por PRIEM y otros (1966), en algunas muestras de gneises turmalínicos y metagranitos de la Formación Nevada, en el área comprendida entre Chivé y Bédar (véase Memoria de Vera). Los resultados indican una edad Carbonífero Superior-Pérmico Inferior para el emplazamiento del material original de este metagranito (véase también HELMERS, en preparación). Puesto que al menos una parte de los gneises con turmalina puede considerarse como granitos intruidos (véase pág. 6), se da para la Formación Nevada una edad probable Pérmico y más antigua.

1.2 COMPLEJO BALLABONA-CUCHARON

Para el Complejo Ballabona-Cucharón se ha confeccionado el esquema estratigráfico de la página siguiente, de arriba abajo.

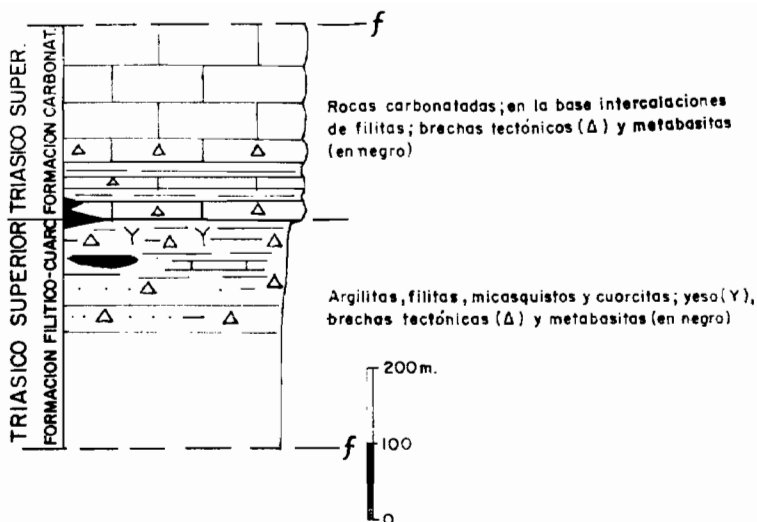


Fig. 2.—Columna estratigráfica del Complejo Ballabona-Cucharón.

Formación carbonatada:

- Rocas carbonatadas, brechas tectónicas.

Formación filítico-cuarcítica:

- Alternancia de argillitas, filitas, micasquistos y cuarcitas; en la parte superior intercalaciones de rocas carbonatadas (en parte brechas tectónicas) y yeso; frecuentemente la formación se compone totalmente de brechas tectónicas.

Localmente se presentan metabasitas en ambas formaciones.

Desde un punto de vista regional, el Complejo Ballabona-Cucharón es suprayacente del Nevado-Filábride e infrayacente al Alpujarride. Aflora principalmente en la parte norte del área cartografiada.

1.2.1 Formación filítico-cuarcítica (^b_{1A31})

Las rocas de la formación filítico-cuarcítica afloran principalmente en la parte noroeste de la Hoja de Macael. Para su distribución véase el Mapa Geológico. La formación filítico-cuarcítica cubre tectónicamente (desde un punto de vista regional) las rocas del Complejo Nevado-Filábride.

La formación filítico-cuarcítica se compone principalmente de argillitas verdes, gris oscuro, azuladas y a veces rojizas, filitas y micasquistos verde-

osos y parduzcos, y cuarcitas blanquecinas grisáceas, verdosas y parduzcas con todas las transiciones entre los principales tipos. La parte superior de la formación contiene yeso e intercalaciones de rocas carbonatadas parduzcas. La presencia del yeso llama la atención y es una característica típica de la formación. En algunos afloramientos, niveles con un bandeo paralelo a la estratificación indican que el yeso está intercalado estratigráficamente. En otras partes, no obstante, forma masas irregulares de estructura caótica junto con brechas tectónicas resultantes aparentemente de la tectonización. Localmente, la formación considerada está exclusivamente representada por brechas tectónicas (rauhwackas). Estas rocas fueron descritas en detalle por LEINE (1968). Las rauhewackas pueden encontrarse abundantemente en la región de Menas de Serón. Las brechas son normalmente de color ocre amarillento a parduzco, debido al contenido en limonita de la matriz calcárea, y ocasionalmente muestran una superficie porosa «rauhwackiforme». La mayoría de las rauhewackas son heterogéneas, con fragmentos de naturaleza muy variable, incluyendo, entre otros, rocas carbonatadas, rocas pelíticas y metabasitas. También aparecen fragmentos de rocas procedentes directamente de los complejos tectónicos suprayacentes e infrayacentes. Las filitas de la formación considerada muestran planos de esquistosidad bien desarrollados. Las filitas, frecuentemente están microplegadas.

El contacto con el complejo infrayacente Nevado-Filábride es siempre de naturaleza tectónica. El contacto con la formación carbonatada normalmente está muy tectonizado. Localmente, sin embargo, puede verse que el límite es de naturaleza estratigráfica. El límite se sitúa donde las rocas carbonatadas empiezan a hacerse predominantes.

En los fragmentos de las rocas carbonatadas de las brechas tectónicas de la formación filítico-cuarcítica se han encontrado fósiles. LEINE (1963) encontró: *Myophoria vulgaris*; *Myophoria ovata*, GOLF sp., y *Bactryllium*.

El espesor expuesto de la formación filítico-cuarcítica varía de 0 a 150 m.

Las filitas y cuarcitas de la formación filítico-cuarcítica contienen los siguientes minerales: albita, apatito, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, mica blanca, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, turmalina y circón. Las rocas cuarcíticas muestran una esquistosidad pobremente desarrollada. Se componen principalmente de cristales de cuarzo, usualmente en mosaicos. La esquistosidad de las rocas pelíticas está marcada por la disposición paralela de pequeños cristales de mica blanca, clorita y turmalina, y algunas veces también cloritoide. La clorita se presenta como porfidoblastos desarrollados diferentemente orientados; mica blanca y carbonato se encuentran dispersos a través de las muestras. Los blastos de albita son menos frecuentes. El color oscuro de algunas filitas se debe a la presencia de minerales metálicos finamente dispersos. Las argilitas consisten casi exclusivamente en cristales extremadamente finos de agregados de sericita y/o clorita con algunos cristales dispersos de cuarzo y minerales metálicos. Las

laminillas de sericita y minerales metálicos muestran poca o ninguna orientación. Además, aparece una gran cantidad de pequeños cristales con forma de aguja sin ninguna orientación. Predominantemente son de turmalina. Se encuentran también rutilo y epidota.

Las rocas carbonatadas, generalmente de color marrón, intercaladas en la formación filítico-cuarcítica, están formadas generalmente, aparte de carbonato, por cantidades variables de albita, mica blanca, clorita, minerales metálicos, cuarzo, rutilo y turmalina.

El yeso contiene, por lo general, carbonato, mica blanca, cuarzo, minerales metálicos y rutilo.

Las brechas tectónicas están formadas por fragmentos embutidos en una matriz de carbonato. Los fragmentos son principalmente rocas carbonatadas, rocas pelíticas, psamíticas y metabasitas. Los fragmentos de las rocas carbonatadas muestran colores diferentes, tales como amarillo, marrón, gris, negro, verdoso, azulado, blanco, rosa y rojo. El tamaño puede variar desde fragmentos menores de 2 mm. a grandes bloques que alcanzan una longitud de más de 400 m. La mayor parte de ellos, sin embargo, son más pequeños de 10 cm., los fragmentos pueden mostrar todas las etapas de redondeamiento, desde angular a bien redondeados.

Los fragmentos a veces consisten en rocas carbonatadas estratificadas y plegadas. En los fragmentos de rocas carbonatadas se han encontrado cristales de albita de nueva formación: cuarzo, clorita, mica blanca, turmalina, rutilo, escapolita, feldespato potásico y pirita. Los fragmentos de rocas pelíticas y psamíticas muestran los siguientes colores: verdosos a grisáceos, rojo-vinoso, violeta, púrpura, azul negro, marrón y blanco. Su tamaño varía desde menos de 1 mm. hasta unos pocos centímetros. Algunos fragmentos muestran foliación plegada. La esquistosidad puede estar superpuesta por un posterior desarrollo de porfidoblastos distribuidos al azar, de clorita, mica, albita y cuarzo. El tamaño de los fragmentos verdosos de metabasita puede variar desde menos de 1 mm. hasta 15 m. Los fragmentos han sido por lo general muy afectados por el desarrollo de minerales de nueva formación no orientados, tales como mica, talco, clorita, albita, escapolita, turmalina, rutilo, titanita, epidota y apatito. La matriz de las brechas tectónicas es fundamentalmente material carbonatado, consistente casi por completo en calcita. Este mineral aparece como cristales xenoblásticos. En la matriz carbonatada hay normalmente pequeñas cantidades de otros minerales. Como resultado de la destrucción mecánica de los fragmentos de rocas, granos de diversos minerales como cuarzo, mica, clorita, epidota, quedan alojados en la matriz; no obstante, la mayor parte de los minerales no carbonatados de la matriz se formaron «in situ» bajo condiciones estáticas.

Se orientan al azar y muestran tendencia al desarrollo idioblástico con hábito morfológico sencillo. Se han encontrado los siguientes minerales (véase LEINE, 1968, pág. 35): albita, apatito, clorita, epidota, mica blanca,

feldespató potásico, cuarzo, rutilo, titanita, turmalina y zeolita. Los cristales formados «in situ» pueden haber sido afectados posteriormente por ca-taclasas.

1.2.2 Formación carbonatada (T_{A32}^b)

Las rocas carbonatadas forman la parte estratigráfica más alta del complejo que consideramos, y forman la mayor parte del Complejo Ballabona-Cucharón en el área cartografiada. La cota más alta en la Hoja de Macael es el vértice Tetica, 2.080 m., formado por rocas de esta formación. Para su distribución véase el Mapa Geológico.

La formación carbonatada está formada por rocas carbonatadas de colores azulados, amarillentos, blanco, gris oscuro y negro. Las rocas carbonatadas contienen diversas cantidades de albita, clorita, mica blanca, cuarzo y minerales metálicos. Las intercalaciones pelíticas se encuentran principalmente en la parte inferior de la formación carbonatada. Localmente la formación está representada exclusivamente por brechas tectónicas. Excepto por el hecho de que fundamentalmente se componen de fragmentos de rocas carbonatadas, las brechas tectónicas de la formación carbonatada son similares a las ya descritas. Las rocas carbonatadas normalmente están muy plegadas.

Las rocas de la formación carbonatada están —desde un punto de vista regional— tectónicamente cubiertas por rocas del Complejo Alpujárride.

En las rocas carbonatadas de la formación carbonatada, LEINE (1963) encontró los siguientes fósiles: *Myophoria vulgaris*, *Diplopora* y *Bactryllium*.

La potencia máxima expuesta de la formación carbonatada alcanza los 250 m. (*).

1.2.3 Edad de las rocas del Complejo Ballabona-Cucharón

Los fósiles encontrados en la base de la formación carbonatada y en las brechas tectónicas de la formación filítico-cuarcítica indican una edad triásica (véase KOZUR y otros, en prensa). La correlación de estas rocas con secuencias rocosas comparables en otras partes de la zona Bética nos da una datación más detallada. El corte más completo y mejor datado se encuentra en la Sierra de Carrascoy abarcando desde el Landiniense

(*) Las rocas carbonatadas del Complejo Ballabona-Cucharón, que constituyen el Tetica (2.080 m.), deben considerarse como un apilamiento de varias formaciones carbonatadas (véase el corte 4-4'). Debido a la ausencia de horizontes característicos no pueden cartografiarse los planos de cabalgamiento en esta secuencia.

(¿y más antiguo?) al Triásico Superior (KAMPSCHUUR, 1972: KOZUR y otros, en preparación). La secuencia del Complejo Ballabona-Cucharón en el área cartografiada puede correlacionarse con la Unidad de Carrascoy, que forma la parte superior del corte antes mencionado en la Sierra de Carrascoy, dando las siguientes edades:

De arriba abajo:

Formación carbonatada Triásico Superior.

Formación filítico-cuarcítica Triásico Superior.

En la parte noroeste del área cartografiada la presencia de yeso en abundancia ha causado estructuras caóticas; por tanto, la posibilidad de presencia de rocas más antiguas que el Triásico Superior no debe ser excluida.

1.3 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Puede darse el siguiente esquema estratigráfico para las rocas del Complejo Alpujárride (véase fig. 3).

De techo a muro:

Formación carbonatada:

— Rocas carbonatadas; en la parte basal intercalaciones de filitas.

Formación filítica:

— Filitas y cuarcitas; en la parte superior localmente intercalaciones carbonatadas.

Formación micasquistos.

— Micasquistos con granate (con grafito) y cuarcitas, localmente intercalaciones carbonatadas.

La secuencia de la formación filítica contiene sills básicos, representados por metabasitas.

El Complejo Alpujárride se sitúa (desde un punto de vista regional) entre el Complejo Ballabona-Cucharón (debajo) y el Maláguide (encima). En el área cartografiada, sin embargo, el Complejo Alpujárride constituye la unidad tectónica superior. Los materiales de este complejo han sufrido una intensa tectonización. Las distintas formaciones se exponen aquí en sección continua. Existen imbricaciones, a lo largo de *planos de cizalla* subparalelos a la estratificación, con los otros complejos, y también imbricaciones internas dentro del Complejo Alpujárride, causando una doble repetición plegada.

No se han encontrado fósiles determinativos.

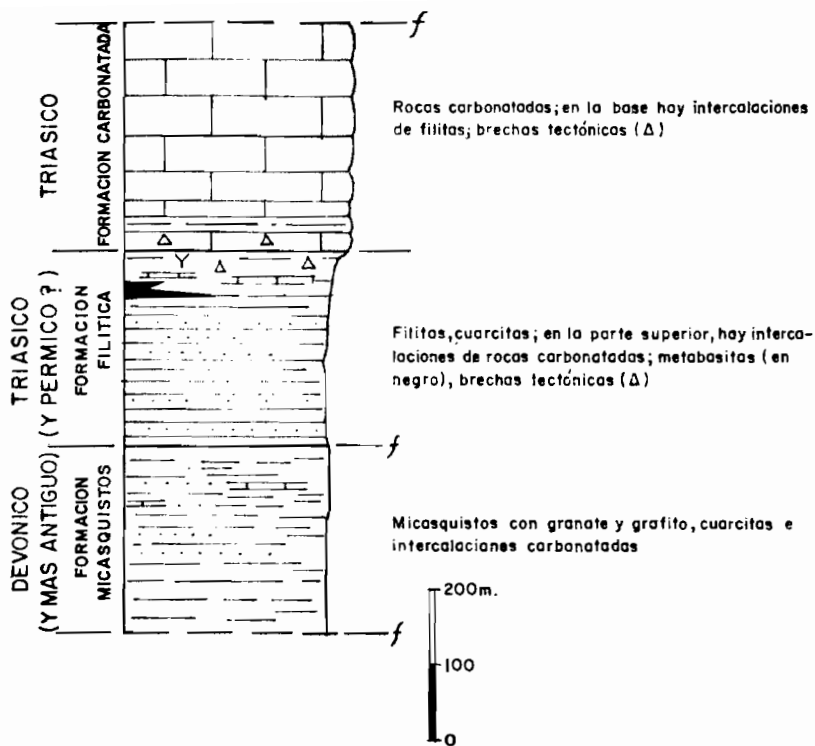


Fig. 3.—Columna estratigráfica del Complejo Alpujarride.

1.3.1 Formación micasquistos (PC-P^a)

Compuesta fundamentalmente por micasquistos grafitosos (con granate) muy oscuros y con intercalaciones de cuarcitas, encontrándose todas las transiciones entre estos dos tipos.

Existen escasas intercalaciones de rocas carbonatadas impuras, de color marrón oscuro, entre las rocas con granate. Localmente, la parte superior de esta sucesión comprende micasquistos de color negro a gris verdoso, sin granates y cuarcitas, interplegados principalmente en rocas granatíferas.

Los esquistos y rocas asociadas deben su color oscuro al material grafitoso diseminado. La tonalidad marrón se debe principalmente a la presencia de pequeñas láminas de mica, ricas en inclusiones de minerales de hierro. Los granates alcanzan un tamaño de alrededor de 1 mm., siendo generalmente más grandes en los esquistos que en las cuarcitas; se observan frecuentemente a simple vista.

Toda la secuencia está intensamente plegada. Es frecuente la presencia de lentejones y venas de cuarzo subparalelos a los planos de esquistosidad.

Las rocas de la formación micasquistos, desde un punto de vista regional, se superponen tectónicamente sobre los materiales del Complejo Ballabona-Cucharón. El límite entre esta formación y la «filítico» suprayacente es fácilmente cartografiable, debido a las claras diferencias que presentan en su color; pero sin que nada pueda decirse acerca de la naturaleza original de este contacto.

La máxima potencia expuesta es de unos 250 m.

Los micasquistos y cuarcitas se componen principalmente de cuarzo, mica blanca y biotita. Como constituyentes de menor importancia, encontramos frecuentemente clorita, cloritoide y albita-aligoclasa. Ocasionalmente se presentan: albita, carbonato, epidota y estaurolita. Como accesorios se encuentran: apatito, grafito, minerales metálicos, rutilo, titanita, turmalina y circón. Los cristales de cuarzo se presentan formando un «mosaico» en las cuarcitas y en los esquistos. La esquistosidad de las rocas micáceas está marcada por la orientación preferente de las láminas de mica blanca, biotita, clorita y cloritoide. La alternancia de capas ricas en cuarzo y en mica produce un bandeado muy marcado. Los planos de esquistosidad están frecuentemente microplegados. La presencia de láminas de clorita, mica blanca y biotita (y algunos cristales de albita), cortando a los planos de esquistosidad, indican una fase de metamorfismo estático, subsecuente a la formación de la primera crenulación de crucero. El grafito y mineral de hierro se presentan en casi todas las muestras en proporciones muy variables. Estos se presentan concentrados, principalmente en las micas blancas, y cristales de plagioclasa y carbonatos. Los granates se presentan en la mayoría de las secciones estudiadas como cristales de contornos subidiomorfos, con color rosa y rodeados por grafito, mineral de hierro, cuarzo, mica blanca, biotita y limonita. El cloritoide se presenta en cristales fuertemente pleocroicos, generalmente orientados paralelamente a los planos de esquistosidad.

El cloritoide muestra alteraciones en clorita. La biotita se encuentra principalmente como láminas orientadas más o menos paralelas a los planos de esquistosidad.

La alteración de biotita en clorita es un hecho normal. La estaurolita se encuentra en un pequeño número de muestras estudiadas, en cristales con contornos que varían de anhedrales a euhedrales, y a veces forman intercrecimientos con granates. La estaurolita está corroída por mica blanca. La turmalina varía en color desde el marrón-verdoso al marrón amarillento. El rutilo es un accesorio característico de muchas muestras.

Las rocas carbonatadas están fundamentalmente constituidas por gruesos cristales de carbonato, ricos en grafito y limonita. El cuarzo, mica blanca y a veces la albita, se presentan en menor proporción.

1.3.2 Formación filítica (P-T_A)

En la formación filítica pueden distinguirse varios tramos litológicos, fundamentalmente de acuerdo con la diferencia de color. Debido a la intensa tectonización sufrida es difícil establecer sus relaciones mutuas.

Está compuesta por filitas color púrpura, verdosas y gris azuladas, con intercalaciones subordinadas de cuarcitas rojizas, verdosas, blanquecinas y yesos. En la parte basal son filitas gris azuladas y cuarcitas grises. Aunque hay rocas de diferente color, el dominante es el púrpura, que llama la atención desde lejos.

En la parte superior de la sucesión hay intercalaciones de rocas carbonatadas de aspecto margoso. Yeso se encuentra, a veces, en pequeños cuerpos irregulares.

La formación ha sufrido una intensa tectonización, viéndose ocasionalmente un plegamiento de tipo isoclinal. Numerosas venas de cuarzo atraviesan las rocas, estando orientadas paralelamente a los planos de esquistosidad.

El contacto con la formación carbonatada suprayacente está fuertemente tectonizado, con fenómenos en los cuales ha jugado un importante papel la marcada diferencia en competencia. Sin embargo, ocasionalmente puede encontrarse el tránsito estratigráfico de la formación filítica con la formación carbonatada suprayacente.

No se han encontrado fósiles en esta formación.

La potencia de esta formación varía de 0 a 250 m.

En las filitas y cuarcitas se encuentran los siguientes minerales: albita, apatito, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, hematites, limonita, magnetita, mica blanca, cuarzo, rutilo, turmalina y circón. El típico color púrpura de la mayoría de las filitas se debe a minerales metálicos finamente dispersos. Las filitas muestran, a menudo, la esquistosidad plegada, generalmente marcada por la alineación paralela de pequeños cristales de mica blanca y clorita. El cuarzo se presenta a veces como pequeños granos dispersos en las rocas, pero en la mayoría de los casos se presenta como cristales lenticulares orientados paralelamente a la esquistosidad.

A veces las filitas son relativamente ricas en carbonatos. El cloritoide sólo se encuentra en pequeño número de muestras. El mineral se presenta como pequeños cristales tabulares orientados paralelamente a los planos de esquistosidad. Se observa alteración de clorita en mica blanca.

Las rocas muestran efectos de cataclasis, resultando texturas en mortero. En estado avanzado de recristalización, los cuarzos individuales muestran orientación paralela muy marcada. Algunas cuarcitas presentan un contenido en albita de más del 5 por 100 en volumen. La mica blanca generalmente está sericitizada y la clorita se presenta como un constituyente me-

nor. Como accesorios tenemos: apatito, carbonato, epidota, mineral metálico, ortita, rutilo, turmalina y circón.

1.3.3 Formación carbonatada (T_A^a)

Formada por potentes capas, a veces masivas, de rocas carbonatadas de color gris amarillento y marrones, que en la parte basal pasan a capas más delgadas de rocas carbonatadas de color amarillento. A veces muestran un aspecto margoso y localmente hay intercalaciones de finas capas de filitas. Esta parte inferior de la formación carbonatada está frecuentemente reducida por fenómenos de origen tectónico.

El grado de recristalización es variado, aunque siempre puede distinguirse fácilmente de las rocas carbonatadas del Complejo Nevado-Filábride, por ser su tamaño de grano más fino; en cambio, la distinción con las rocas carbonatadas del Complejo Ballabona-Cucharón es por lo general dificultosa.

El aspecto de la formación es caótico, estando cubierta discordantemente por los materiales neógenos. Existen imbricaciones con rocas de otros complejos y también con materiales del mismo Complejo Alpujárride.

A veces, han encontrado restos de conchas muy mal conservadas, VOET (1967), en algunas partes de la formación carbonatada. Algunas de estas formas muestra parecido con ciertos tipos de Myophoria, aunque no puede hacerse una determinación definitiva.

La potencia de esta formación varía considerablemente de un punto a otro, con un máximo de alrededor de 300 m.

Las rocas carbonatadas tienen una composición mineralógica simple. El carbonato es el principal constituyente, y en proporciones menores y variables hay albita, mica blanca, cuarzo y minerales metálicos. La albita se presenta fundamentalmente en porfidoblastos, que muestran una orientación aparente con relación a la estratificación.

Como accesorios tenemos minerales metálicos.

1.3.4 Edad de los materiales del Complejo Alpujárride

Debido a la ausencia de fósiles característicos o determinativos, han sido datados exclusivamente por comparaciones litológicas con series alpujárrides correlacionables, en otras zonas de las Cordilleras Béticas y/o Complejo Maláguide.

Se da el siguiente esquema:

De techo a muro:

Formación carbonatada	Triásico.
Formación filítica	Triásico (¿y Pérmico?).
Formación de micasquistos	Devónico y más antiguo.

La ausencia de materiales Devónico-Carbonífero en la serie del Complejo Alpujarride, en el área cartografiada (véase también Memoria de la Hoja de Sorbas), indica un contacto tectónico entre la formación micasquistos y la filítica.

1.4 METABASITAS Y SERPENTINITAS (ϵ^4 Σ)

Las rocas intrusivas se presentan como metabasitas en los tres complejos tectónicos, con características muy semejantes, por lo que las vamos a exponer juntas.

En el Complejo Nevado-Filábride aparecen ocasionalmente serpentinitas. Estas rocas serán discutidas también en este apartado y posteriormente (según el autor) se relacionaron con las metabasitas.

1.4.1 Metabasitas del Complejo Nevado-Filábride (ϵ^4)

Se han encontrado en la Unidad Nevado-Lubrín, Bédar-Macael y Almocaizar.

En la Unidad Nevado-Lubrín los afloramientos alcanzan grandes tamaños, presentándose algunos de varios kilómetros de longitud y con alrededor de 1 km. de ancho. En la Unidad Macael son más raros, y solamente de pequeñas dimensiones, como máximo de una decena de metros.

En la Unidad Almocaizar las metabasitas se presentan en capas, variando en espesor desde varios centímetros a varios metros, interestratificados en la Formación Nevada.

En el Complejo Nevado-Filábride las metabasitas pueden dividirse en dos tipos: metabasitas no esquistosas, generalmente blastofíticas, principalmente expuestas en la Formación Huertecica, y las anfibolitas de albita-epidota, en las formaciones Las Casas, Navada, Tahal y Huertecica. Se presenta con aspecto muy variado, debido al grado de metamorfismo y recristalización que hayan sufrido. Pueden encontrarse todas las transiciones, desde rocas casi desprovistas de minerales de nueva formación, metabasitas con estructura blastofítica, hasta otras que muestran restos de minerales y estructuras ígneas, y anfibolita de albita-epidota desprovistas de minerales y estructuras ígneas. La mayoría de los pequeños afloramientos están formados en su totalidad por anfibolitas de albita-epidota; mientras que los afloramientos de mayor extensión, generalmente de una parte interior de metabasitas blastofíticas y otra exterior de anfibolitas de albita-epidota. Los afloramientos mayores se encuentran en la formación Huertecica, que generalmente contienen núcleos de diabasas olivínica, casi inalterada.

Las rocas ígneas básicas están, por lo general, interestratificadas. Los

contactos discordantes, sin embargo, no son raros, y en especial las grandes masas de rocas cortan los materiales adyacentes.

Las diabasas con olivino, cuando están sin alterar, son de color negro-grisáceo a marrón oscuro. Las metabasitas blastofíticas son rocas masivas de color verde claro a verde muy oscuro. Las anfibolitas de albita-epidota son rocas masivas, variando en color desde el verde claro a verde oscuro.

En la Formación Las Casas están asociadas con anfibolitas y albita-epidota. Estas rocas muestran una amplia variedad, tanto en composición como en aspecto macroscópico. La variedad predominante está constituida por rocas verde oscuro con esquistosidad muy desarrollada. El color oscuro es el resultado de la abundancia de anfíboles. La mica blanca se presenta en amplia variedad. Además, estas rocas contienen notable cantidad de cristales de granate marrón-rojizos, con diámetro que llega a ser de 1 cm.; generalmente alcanzan un desarrollo idioblástico.

Las intercalaciones de micasquistos de epidota verde clara y esquistos de epidota con pequeña cantidad de anfíbol alcanzan una importancia local. Se encuentran todas las transiciones entre estos tipos de rocas. Interestratificados con los micasquistos de anfíbol existen numerosas bandas de micasquistos cuarcíticos con granate y/o rocas calcáreas. Los componentes de los micasquistos anfibólicos están a menudo fuertemente plegados.

Las metadiabasas con olivino son rocas holocristalinas con estructura ofítica a subofítica. Contienen bastantes minerales de origen ígneo: apatito, biotita, olivino, ortopiroxeno, plagioclasa básica y pirita. Además, la mayor parte de las muestras contienen minerales de origen metamórfico, tales como albita, anfíbol azul-violeta y verde-azulado, biotita, carbonato, epidota y mica blanca. Los anfíboles de color verde pálido (que se presentan en agregados irregulares muy desarrollados) se cree que se han formado por un proceso de uralitización de clinopiroxeno al principio del metamorfismo alpino. De los minerales de origen ígneo el olivino es el más notable; se presenta en cristales anhedrales a menudo redondeados. En los bordes y en las pequeñas grietas se han formado granos de minerales metálicos. Especialmente donde los cristales de olivino bordean a los de plagioclasa, se presenta una corrosión en los bordes de pequeñas láminas de clorita y mica blanca. El olivino se encuentra a menudo formando intercrecimientos con clinopiroxeno y hornblenda.

Los fenocristales de plagioclasa presentan generalmente contornos euhedrales a subhedrales. En muchos casos se encuentran parcial o completamente incluidos en cristales de hornblenda y clinopiroxeno. Los cristales muestran una marcada zonación, en la que los núcleos son más básicos que el borde. Algunos de los núcleos tienen una composición de bitownita sódica, mientras que los bordes son generalmente de oligoclasa cálcica. Los cristales están a menudo alterados a sericita y sausruta, mientras que en las fracturas de los bordes se ha formado albita. Los cristales de horn-

blenda ígnea de color marrón y verdoso se muestran con contornos de anhedrales a subhedrales; la variedad marrón es la dominante, estando a menudo rodeada por la variedad verde, ambas con la misma orientación óptica. Los clinopiroxenos ígneos, ricos en augita, forman cristales euhedrales a subhedrales. El clinopiroxeno, a menudo presenta alteración interior en anfíbol. El ortopiroxeno ígneo de composición broncítica se presenta en cristales irregulares coloreados. Presentan una corrosión en los bordes similar a la que rodea los cristales de olivino. La biotita ígnea se presenta en láminas anhedrales, conteniendo numerosas agujas muy pequeñas de rutilo. La biotita está a menudo rodeada por mica blanca, desprovista de estas inclusiones. Los anfíboles azul-violeta y verde-azulado son los principales minerales metamórficos; formándose a expensas de la hornblenda ígnea el clinopiroxeno y el anfíbol uralítico.

Las metabasitas blastofíticas contienen restos de hornblenda ígnea marrón y verde, clinopiroxeno, biotita, plagioclasa y apatito. Los minerales metamórficos: albita, anfíbol azul-violeta y verde-azulado, biotita, carbonato, clorita, epidota, granate, mica blanca, rutilo y escapolita no presentan una orientación preferente. Los fenocristales originales de plagioclasa están parcial o totalmente sustituidos seudomórficamente por agregados de epidota y mica blanca, que a veces también contienen albita. Los anfíboles azul-violeta y verde-azulado son a menudo abundantes, pudiendo incluir plagioclasa seudomórfica y cristales de clinopiroxeno y hornblenda ígnea. En los núcleos de algunos de los anfíboles metamórficos se encuentran restos de anfíboles uralíticos. El granate, presente tanto en cristales anhedrales como euhedrales, es un constituyente común de estas rocas.

En las anfíbolitas de albita-epidota no se encuentran grandes restos de minerales ígneos; sin embargo, contienen algunos minerales metamórficos, como en las metabasitas blastofíticas. Además, se ha encontrado en algunas muestras (VOET, 1967) glaucófana en pequeños parches en el núcleo de los cristales de anfíbol azul-verdoso. Los anfíboles azul-violeta y/o azul-verdoso y la epidota son los principales constituyentes, mientras que la clorita, mica blanca, albita y granate pueden llegar a tener una relativa importancia. Los cristales de anfíbol, epidota, mica blanca y clorita tienen a menudo una orientación más o menos paralela. Los fenocristales originales de plagioclasa están completamente sustituidos seudomórficamente por epidota, mica blanca y albita, mostrando generalmente formas lenticulares en las secciones orientadas, según la dirección de esquistosidad.

La albita se presenta a menudo como porfidoblastos, incluyendo pequeños cristales de epidota y anfíbol. Grandes láminas de mica blanca y clorita, arbitrariamente dispuestas, pueden cortar e incluso reemplazar posteriormente a los cristales de orientación paralela.

Son frecuentes los granates, a menudo fuertemente corroídos. Los micquistos anfibólicos contienen los siguientes minerales: anfíbol (glaucó-

fana, anfíbol azul-verdoso), albíta, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, granate, moscovita, oligoclasa, minerales metálicos (hematites, generalmente intercrecido con ilmenita, magnetita y piritita), paragonita, cuarzo, rutilo y titanita. La mayor parte de los micasquistos anfibólicos presentan una esquistosidad muy desarrollada; los minerales que generalmente forman cristales paralelos a la esquistosidad son: glaucofana, anfíbol azul-verdoso, cloritoide, mica blanca, epidota, albíta, minerales metálicos y rutilo. La mayor parte de la clorita y algo de mica blanca y albíta, en blastos desarrollados, muestran una orientación al azar, cortando los planos de esquistosidad.

La glaucofana se encuentra muy raramente, presentándose en núcleos dentro de los cristales de anfíboles zonales con bordes azul-verdosos.

Notas sobre el origen de estos materiales: De acuerdo con NIJHUIS (1964), las anfíbolitas de albíta-epidota se han originado de rocas ígneas básicas. Esto está de acuerdo con las observaciones efectuadas en la Formación Huertecica, donde las anfíbolitas de albíta-epidota están asociadas estrechamente con las metabasitas.

La forma de presentarse los micasquistos anfibólicos con las rocas metamórficas de indudable origen sedimentario, las importantes diferencias químicas en las rocas anfíbolíticas y la presencia de tipos de transición, entre los micasquistos anfibólicos y micasquistos cuarcíticos intercalados, llevan a NIJHUIS (1964) a la conclusión de que los micasquistos anfibólicos son de origen sedimentario.

La asociación de micasquistos anfibólicos con las anfíbolitas de albíta-epidota sugiere un origen tobáceo para los micasquistos anfibólicos.

Por consiguiente, los dos tipos de rocas pueden representar una fase intrusiva y extrusiva del mismo ciclo magmático.

1.4.2 Metabasitas del Complejo Ballabona-Cucharón y del Complejo Alpujárride (ε⁴)

En el Complejo Ballabona-Cucharón es frecuente la presencia de masas aisladas de metabasitas no esquistosas normalmente blastofíticas. Estas masas se encuentran casi siempre en el campo asociadas con yesos. Ocasionalmente se encuentran atravesando rocas de la formación filítico-cuarcítica.

En el Complejo Alpujárride se han encontrado pocas masas de metabasitas. Puesto que no se han encontrado diferencias importantes entre las metabasitas de estos dos complejos tectónicos, se describirán juntas. Macroscópicamente las metabasitas son rocas masivas de color verde oscuro. Con frecuencia se pueden reconocer en el campo pseudomorfo de feldespato de colores claros.

Se han observado los siguientes minerales: albíta, hornblenda marrón, anfíbol azul-violeta (glaucofana), anfíbol verde a transparente, anfíbol azul-

verdoso, clinopiroxeno, mica blanca, epidota, granate, minerales metálicos, plagioclasa, cuarzo, rutilo y titanita. La asociación albita-clorita-mica blanca-epidota-rutilo y titanita es característica de los metasedimentos del Complejo Ballabona-Cucharón, mientras que la de granate, anfíbol incoloro a verde y anfíbol azul-violeta lo es de las rocas metamórficas del Complejo Nevado-Filábride.

El origen metamórfico de estos minerales puede asegurarse. Por otra parte, el clinopiroxeno augítico, hornblenda marrón y plagioclasa cálcica, zonada normalmente, se cree que sean de origen ígneo. Parte del anfíbol verde a incoloro y verde-azulado se ha formado probablemente por uralitización anterior al metamorfismo alpino. En la mayoría de las muestras se ha observado una estructura oftítica, y algunos muestran una estructura blastoporfídica. Los feldespatos originales están reemplazados frecuentemente por albita-epidota, clorita y mica blanca. Las anfíbolitas muestran una zonación compleja. Es frecuente que los anfíboles azul-verdosos encierren relictos de cristales de hornblenda marrón. En algunas muestras la hornblenda marrón está orlada por glaucofana. También se presenta el anfíbol azul-verdoso junto con albita en venillas atravesando la roca. La asociación más común de la zonación de anfíbol es: anfíbol azul-verdoso y anfíbol verde a incoloro, incluyendo relictos de hornblenda marrón; el anfíbol azul-verdoso a su vez está orlado por glaucofana.

Los carbonatos se presentan normalmente en cantidades menores. La clorita es un mineral reemplazante. El granate se desarrolla principalmente en cristales subidiomorfos normalmente orlados por actinolita. En la mayoría de las muestras el cuarzo se presenta como mineral accesorio. El apatito, minerales metálicos, rutilo y titanita están entre los accesorios.

Las metabasitas anteriormente descritas muestran un fuerte parecido a las del Complejo Alpujárride, siendo la diferencia principal la presencia de anfíboles azul-violeta.

1.4.3 Edad de las rocas intrusivas

Excepto por su grado de metamorfismo, las metabasitas de los tres complejos son semejantes. Se introdujeron en los sedimentos de estos complejos antes de que tuviera lugar el primer metamorfismo cinemático alpino. Excepto algunas indicaciones en la zona de contacto, no existen evidencias concluyentes, al menos en el área cartografiada, para definir el carácter intrusivo de las metabasitas; sin embargo, en la Sierra de Almagro puede verse claramente que las intrusiones básicas pertenecientes al Complejo Ballabona-Cucharón han afectado por metamorfismo de contacto a las rocas supra e infrayacentes de la roca ígnea (SIMON, 1963). El hecho de que no se hayan reconocido en el área cartografiada las zonas de metamorfismo de contacto parece ser bastante anormal en el caso de masas intru-

sivas grandes de composición básica. En las áreas donde han sido encontradas las zonas de contacto son muy estrechas, con un grado bajo de metamorfismo térmico. Algunas veces se encuentra fosterita en las rocas carbonatadas del Complejo Ballabona-Cucharón que están en contacto con las masas metabásicas (véase Memoria de la Hoja de Orihuela). Para explicar estas observaciones, KAMPSCHUUR, 1972, sugiere que las intrusiones han tenido lugar en sedimentos húmedos y sin consolidar, lo cual llevó a un importante descenso de la temperatura de contacto. La presencia de una fase intrusiva y otra extrusiva al mismo ciclo magmático, como queda indicado por el origen tobáceo de los micasquistos anfibólicos, estará de acuerdo con esta forma de intrusión.

Los sedimentos más jóvenes, de los cuales se han intruido las metabasitas, son de edad Triásico Superior. Si, como se ha sugerido anteriormente, la intrusión ha tenido lugar en sedimentos húmedos, sin consolidar la diferencia de edad, sería casi despreciable, implicando una edad Triásico Superior para las metabasitas.

1.4.4 Serpentinitas (Σ)

La aparición de serpentinitas está restringida al Complejo Nevado-Filábride. Generalmente se han encontrado en pequeños afloramientos alargados en la dirección de la alineación general. (El mayor tiene una longitud de 700 m.) Estas masas aparecen tanto en las unidades tectónicas como en los contactos entre estas unidades. La aparición de serpentinitas en el área cartografiada no es típica de los límites entre las unidades del Complejo Nevado-Filábride.

Las masas de serpentinita se encuentran principalmente en masas lenticulares de tamaño variable entre las rocas de la Formación Las Casas, de la Unidad Nevado-Lubrín, Unidad Bédar-Macael y ocasionalmente también en las unidades superiores. El contacto entre las serpentinitas y las rocas adyacentes parece ser siempre de naturaleza tectónica.

Algunas masas dan la impresión de estar asociadas con anfibolitas epidóticas con albita. Los metasedimentos próximos al contacto con las serpentinitas son a veces excepcionalmente ricos en anfíboles verde-azulados, clorita y epidota, fenómeno que puede deberse a la acción metasomática.

La aparición en el campo de las serpentinitas es algo variada. Pueden observarse todas las transiciones entre rocas masivas carentes de esquistosidad y esquistos serpentiniticos. Los asbestos de serpentina se encuentran localmente, por ejemplo, en la vecindad del caserío de las Huertecicas Altas. Las serpentinitas típicas de la zona parecen ser esquistos antigoríticos, son de color verde medio, moteadas con manchas claras y oscuras; muchos tipos muestran una clara esquistosidad, pero se conoce un número considerable de ejemplares, en los cuales las laminillas de antigorita mues-

tran ninguna o escasa orientación. Algunas muestras llevan talco megascópico. Se encontró crisotilo en pequeñas vetas de los esquistos de antigorita.

Al microscopio, las serpentinitas tienen una composición bastante simple; la antigorita es en general preponderante, pudiendo estar acompañada por uno o más de los minerales carbonatados, clorita, crisotilo, minerales metálicos, lizardita y tremolita.

En algunas rocas se encuentran diminutos restos de clinopiroxeno entre los minerales antes mencionados; las serpentinitas muestran frecuentemente una esquistosidad bien desarrollada, causada por una orientación preferente de laminillas de antigorita, o de lenticulares, en las cuales briznas de antigorita, talco y clorita se disponen transversalmente.

1.4.5 Origen y edad de las serpentinitas

La ausencia de metamorfismo de contacto en los metasedimentos adyacentes puede explicarse por un emplazamiento tectónico de las rocas ultrabásicas en su medio procedente de zonas más profundas de los orogenos o del manto. Esto implicaría que las masas serpentiniticas se emplazaron en las rocas triásicas y más antiguas durante el apilamiento de los mantos. En consecuencia, estas masas tienen que aparecer a lo largo de los planos de cabalgamiento importantes.

HELMERS (en preparación) explicó la gran masa de serpentinita de la Formación Las Casas al suroeste de Bédar (véase Memoria Hoja de Vera) como una «mezcla». Establece que las masas ultramáficas, junto con el magma máfico y productos posiblemente de brechificación de la parte superior del conducto pueden haber alcanzado la superficie sumergida bajo el agua de la corteza y depositarse allí en gran cantidad. La brusca heterogeneidad en la distribución de masas en el fondo marino puede haber causado un deslizamiento submarino sobre una distancia corta.

El autor, no obstante, es partidario de una explicación más simple. Como ya se ha explicado anteriormente, algunas masas serpentínicas dan la impresión de estar asociadas con anfíbolitas de albíta-epidota. Debido a la intensa tectonización es muy posible que las rocas ultramáficas sean productos de diferenciación metamórfica causada por sobrepresión tectónica (SORENSEN, 1967). La escasa presencia de serpentina en el complejo inferior del apilamiento de mantos; es decir, el complejo Nevado-Filábride, no contradice esta hipótesis. La distribución de las masas de serpentinitas en la Formación Las Casas también puede explicarse de esta forma. La mezcla y fragmentación observada en la «mezcla» de HELMERS puede explicarse como una brecha tectónica desarrollada después de la formación de las rocas ultramáficas.

En el caso de la teoría de la «mezcla» el emplazamiento de las serpentinitas es de edad Triásico Superior. La aceptación de la hipótesis —sólo pue-

den darse argumentos convincentes después de análisis químicos de las metabasitas y serpentinitas de la diferenciación metamórfica— conduce a la formación de rocas ultramáficas durante el apilamiento de los mantos.

La misma edad puede darse a las serpentinitas si se han emplazado tectónicamente.

1.5 MATERIALES TERCIARIOS

Afloran materiales terciarios autóctonos correspondientes a la cuenca terciaria del río Almanzora en el vértice nororiental de la Hoja.

1.5.1 Terciario de la cuenca del río Almanzora (Tc_{11-12}^{Bc3-Bc} , Tm_{11-12}^{Bc3-Bc})

Constituido esencialmente por depósitos marinos recientes, se presenta como un conjunto de conglomerados, areniscas y margas, y localmente hacia la base, niveles calizos discontinuos con Algas, Briozoos, Equinodermos y Lamelibranquios.

Los conglomerados (Tc_{11-12}^{Bc3-Bc}) constituyen los depósitos más abundantes, formados casi exclusivamente por fragmentos de rocas del Nevado-Filábride. En general están mal estratificados, con cantos y bloques de hasta 3-4 m. de diámetro, angulosos o subredondeados, englobados en una matriz arenoso-arcillosa mal consolidada. Hacia la base predominan los tonos rojizos, haciéndose grisáceos hacia el techo. Son frecuentes los fragmentos de *Ostreas*, Equínidos y Pectínidos.

Tanto vertical como lateralmente hacia el E. y S. se observa un cambio de facies, disminuyendo en la serie el contenido de elementos gruesos conglomeráticos, predominando las intercalaciones areniscosas o bien las margosas con foraminíferos pelágicos y bentónicos. La presencia de *Globorotalia acostaensis*, *G. ex grege menardii*, *Orbulina universa*, etc., indican una edad para el conjunto de estos materiales de Mioceno Superior (Andalu-ciense). Podemos considerar un espesor aproximado de 400-450 m. para estas series terciarias.

1.6 CUATERNARIO (Q)

Se incluyen aquí los depósitos más modernos formados por los coluviones al pie de las laderas montañosas; depósitos fluviales que ocupan el lecho de los ríos; conglomerados, arenas y arcillas de terrazas fluviales y terrenos eluviales de remoción de substrato de las formaciones margosas más antiguas.

2 METAMORFISMO

En los materiales de la Formación Nevada, de la Unidad Bédar-Macael, y en las unidades más altas del Complejo Nevado-Filábride, VOET (1967) y NIJHUIS (1964) encuentran estauroлита, distena y granates atolón («ätoll garnet»). De acuerdo con ellos, estos minerales se originaron cinemáticamente durante un tiempo pre-alpino.

VISSERS (en preparación) no encontró elementos estructurales pre-alpinos en la Formación Nevada. Su observación concuerda con las del presente autor. Además, aparece también la asociación mineralógica de distena, estauroлита y cloritoide, tanto en la Formación Nevada como en la Tahal. Como no se encuentran diferencias entre las deformaciones de estas dos formaciones (véase también VISSERS, en preparación), la asociación mineralógica anterior puede relacionarse con el metamorfismo alpino (KAMPSCHUUR, en preparación). Por lo tanto, la Formación Nevada no ha sufrido un metamorfismo ni deformación pre-alpina intensa. Además, localmente se encuentran en dicha formación: diópsido, condrodita y vesubianita, que son indicativos de un metamorfismo de contacto causado por la intrusión de granitos (HELMERS y VOET, 1967).

El metamorfismo alpino de los materiales del Complejo Nevado-Filábride lo describe detalladamente NIJHUIS (1964), el cual deduce cuatro etapas sucesivas, caracterizadas cada una de ellas por minerales críticos de una facies particular. Haciendo uso de la relación de minerales metamórficos con la deformación, y el hábito zonal de anfíboles y feldespatos, dedujo que las dos primeras etapas del metamorfismo son sincinemáticas s.l. y las dos últimas-post-cinemáticas.

En orden a su desarrollo se distinguen las siguientes facies o subfacies metamórficas:

- Etapas 1.* Facies de los esquistos con glaucófana. Formación de glaucófana, epidota s.l., granate, cloritoide, distena, piroxeno sódico, cuarzo, paragonita, carbonato, mena, rutilo y aragonito (encontrado por HELMERS, en preparación).
- Etapas 2.* Facies de transición de esquistos verdes-anfibolitas. Formación de anfíbol azul-verde, epidota s.l., albita, granate, distena, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, carbonato, mena, rutilo, titanita y turmalina.
- Etapas 3.* Facies de esquistos verdes (probablemente subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita). Formación de tremolita, epidota s.l., albita, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, estilomelana, biotita, carbonato, mena, rutilo, titanita, turmalina y escapolita.

Etapas 3b. Facies anfíbolita-almándínicas. Formación de plagioclasa cálcica, estaurólita, distena, cuarzo, biotita y carbonato.

En las rocas del Complejo Nevado-Filábride, en la primera etapa de metamorfismo que es sincinemática con D_1 , se han formado los siguientes minerales: glaucofana, anfíbol gris-azulado, epidota, granate, cloritoide, distena, piroxeno sódico, cuarzo, mica blanca, carbonato, mena y rutilo.

Esta asociación mineralógica indica una facies de los esquistos con glaucofana.

Hay que hacer notar que en las rocas de la Formación Nevada, de la Unidad Nevado-Lubrín, la primera etapa de metamorfismo solamente está representada por cuarzo, mica blanca, clorita, granate, albita y cloritoide.

La segunda etapa de metamorfismo, que es sincinemática con D_3 , ha dado los siguientes minerales: anfíbol verde-azulado, albita, biotita, epidota, granate, cuarzo, ¿distena?, mica blanca, clorita, mena, rutilo, titanita y turmalina. Forman una asociación característica de una facies de transición entre las facies de las anfíbolitas y de los esquistos verdes.

Los minerales no cinemáticos, formados entre D_3 y D_4 , comprenden albita, mica blanca, clorita y posiblemente biotita. Esta asociación pertenece a la facies de los esquistos verdes.

En las rocas de la Unidad Nevado-Lubrín raramente se ha encontrado metamorfismo de las facies de las anfíbolitas almándínicas que indicase una facies de esquistos verdes post-cinemática. En los esquistos de la Formación Tahal se encuentra plagioclasa cálcica en los bordes de los porfidoblastos de albita formados post-cinemáticamente. La biotita ha sido encontrada como aureolas de los porfidoblastos de clorita orientados transversalmente a la esquistosidad. La estaurólita también ha sido encontrada en los esquistos de la Formación Tahal por GROON (1965). La distena, en formas diversamente orientadas, y a menudo como porfidoblastos euhedrales, se ha encontrado en algunos esquistos de la Formación Tahal.

En las rocas del Complejo Ballabona-Cucharón, la primera etapa de metamorfismo es muy clara. Los minerales formados durante esta primera etapa son: glaucofana, cloritoide, epidota s. l., moscovita, albita, paragonita y cuarzo. A veces, en lugar de glaucofana se encuentra anfíbol verde-azulado. Esta asociación mineralógica indica una facies de esquistos verdes «glaucofánicos» (TURNER, 1968).

La segunda etapa de metamorfismo también se encuentra en los materiales del Complejo Ballabona-Cucharón, dando lugar a la formación de la siguiente asociación mineralógica: mica blanca, albita, carbonato, clorita y mena. Esta asociación es propia de un metamorfismo de bajo grado.

En las rauwackas se presentan minerales de crecimiento estático, por ejemplo: albita, clorita, apatito, mica blanca, feldespato potásico, titanita, turmalina y zeolita.

Ocasionalmente, la clorita y mica blanca se presentan formando arcos poligonales abombados, del primer crucero de crenulación (D_3), indicando un metamorfismo estático de bajo grado. Esto último ocurre entre D_3 y D_4 .

VOET (1967) estableció en su tesis que las rocas de la formación micasquistos del Complejo Alpujárride muestran los efectos de un metamorfismo anterior, posiblemente pre-Silúrico. Sin embargo, un cuidadoso estudio estructural de las rocas del Complejo Alpujárride lleva al autor a la conclusión de que no existe diferencia en la continuidad de fases de deformación de estas rocas. Por lo tanto, el metamorfismo mencionado por VOET (op. at.) es un metamorfismo *Alpino*. Así pues, en las rocas del zócalo del Complejo Alpujárride no existen ni metamorfismo ni deformación intensa de edad pre-alpina.

Las rocas de cobertera del Complejo Alpujárride también se encuentran afectadas por metamorfismo de la primera etapa. Se forman los siguientes minerales: anfíbol verde-azulado, cuarzo, mica blanca, clorita, albita, cloritoide y mena metálica. Esta asociación es propia de las facies de los esquistos verdes (subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita).

La segunda etapa se presenta solamente de forma esporádica y puesta de manifiesto por los siguientes minerales: mica blanca, clorita, cuarzo y mena metálica, que sugieren un metamorfismo de bajo grado.

Los minerales no cinemáticos posteriores a la esquistosidad preexistente son: ¿albita?, mica blanca y clorita. Esta asociación mineralógica es propia de un metamorfismo de bajo grado.

En los materiales de la formación micasquistos, del Complejo Alpujárride, la primera etapa de metamorfismo forma la siguiente asociación mineralógica: granate, cuarzo, cloritoide, mica blanca, biotita y albita/oligoclasa.

Esta asociación indica una facies de las anfíbolitas almandínicas. La segunda etapa de metamorfismos ha formado los siguientes minerales: mica blanca, clorita, cuarzo y mena, que marcan un metamorfismo de bajo grado.

Entre D_3 y D_4 presenta un metamorfismo estático con los siguientes minerales: biotita, albita, mica blanca y cuarzo, que indican una facies de los esquistos verdes, subfacies de cuarzo, albita-epidota-biotita.

Sobre las formaciones filítica y carbonatada de metamorfismo estático posterior a D_3 se encuentra la formación micasquistos, con un mayor grado de metamorfismo de la primera fase de metamorfismo alpino. Esto implicaría que el contacto de la formación micasquistos con las formaciones filítica y carbonatada es debido a un cabalgamiento posterior a la fase de metamorfismo estático (por ejemplo, D_4).

3 TECTONICA

Como se mencionó, en la zona cartografiada existen los complejos tectónicos siguientes, que de abajo arriba son: Complejo Nevado-Filábride, Com-

plejo Ballabona-Cucharón y Complejo Alpujárride. También existen depósitos neógenos. Debido a imbricaciones, la sucesión descrita está, a menudo, distorsionada (véanse cortes). Los materiales neógenos no participan de estas imbricaciones.

En el Complejo Nevado-Filábride se distinguen tres unidades tectónicas, cada una de ellas representada por materiales del zócalo y cobertera. Son de abajo arriba: Unidad Nevado-Lubrín, Unidad Bédar y Unidad Almocaizar.

El zócalo de la Unidad Chive [unidad diferenciada por NIJHUIS (1964)] ha sido considerada (LANGENBERG, com. p.) como el basamento de la Unidad Bédar-Macael, que parcialmente ha sido cabalgada por ella misma (véase Memoria de Vera). La consecuencia de este cabalgamiento es un gran plano de cabalgamiento al nivel de la Formación Huertecica, de la Unidad Nevado-Lubrín. LANGENBERG (1972) y LINTHOUT (com. p.) habían indicado ya la existencia de este plano de cabalgamiento. Como ya se mencionó anteriormente, no existe diferencia en el desarrollo estructural entre los llamados «últimos cabalgamientos», de VOET (1967), y las unidades Nevado-Lubrín, Bédar-Macael y Almocaizar (véase KAMPSCHUUR, en preparación).

En los complejos Alpujárride y Ballabona-Cucharón pueden observarse imbricaciones internas.

Estudios de LANGENBERG (1972), VISSERS (en preparación) y KAMPSCHUUR (en preparación) revelan que las tres series de los complejos tectónicos muestran efectos de seis fases de deformación (D_1 - D_6) aparentemente correlativas. Como ya se dijo anteriormente, se han encontrado en las rocas del zócalo deformaciones pre-alpinas muy intensas.

D_1 está caracterizada por pliegues apretados e isoclinales; muchos de ellos con un plano de crucero axial muy desarrollado. La esquistosidad causada por D_1 está basada frecuentemente por posteriores deformaciones. En este caso solamente puede reconocerse en la proximidad de los pliegues D_1 .

La primera fase de deformación está acompañada por el primer metamorfismo sincinemático.

De arriba abajo:

Complejo Alpujárride:

- Rocas de la cobertera: Subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita.
- Rocas del zócalo: Facies de las anfibolitas-almandínicas.

Complejo Ballabona-Cucharón: Facies esquistos verdes «glaucofánicos».

Complejo Nevado-Filábride: Facies de esquistos con glaucofana.

Como D_1 es la primera estructura alpina encontrada y el metamorfismo de la facies de esquistos con glaucofana se desarrolla con esta deformación, el movimiento de mantos va a ligarse con esta fase de deformación. En otras palabras, D_1 es sincrónico con el primer apilamiento de mantos.

Es muy probable que las brechas tectónicas (rauhwackas) (véase LEINE, 1968) se formaran durante más de una fase de deformación, incluyendo D_1 .

D_2 es responsable de una fuerte reducción tectónica (véase también D_4).

La distinción de D_2 se ha basado en la correlación con esquemas de deformación en el este de la zona Bética (véase KAMPSCHUUR y otros, 1973).

D_3 ha producido pliegues de todas las escalas, ya cerrados o isoclinales, a veces con una crenulación muy desarrollada que oscurece la esquistosidad de D_1 .

D_3 está acompañada por el segundo metamorfismo sincinemático.

De arriba abajo:

Complejo Alpujárride: Metamorfismo de bajo grado (mica blanca, clorita, cuarzo y mena metálica).

Complejo Ballabona-Cucharón: Metamorfismo de bajo grado (albita, mica blanca, clorita, carbonato y mena metálica).

Complejo Nevado-Filábride: Transición entre las facies de anfibolitas y esquistos verdes.

D_4 ha dado lugar a un cabalgamiento de gran escala. Ocasionalmente puede observarse que pliegues D_3 macroscópicos están truncados por planos de cizalla D_4 (véase KAMPSCHUUR, en preparación). Es difícil de establecer cuál de las dos fases de cabalgamiento, D_2 o D_4 , es más importante.

Como no se han encontrado estructuras D_3 microscópicas que plieguen estos importantes planos de cizalla, el autor cree que es D_4 la responsable de la mayoría de estos planos.

El segundo metamorfismo cinemático continúa después de D_3 como un metamorfismo estático en los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride.

De arriba abajo:

Complejo Alpujárride:

— Rocas de cobertera: Metamorfismo de bajo grado.

— Rocas del zócalo: Subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita.

Complejo Ballabona-Cucharón: Metamorfismo de grado bajo (albita, clorita y mica blanca).

Complejo Nevado-Filábride: Facies esquistos verdes, hacia el techo facies de las anfibolitas con almandino.

Como ya dijimos, el metamorfismo estático en la Formación Nevada y parte basal de la Formación Tahal, de la Unidad Nevado-Lubrín, es de grado muy bajo en comparación con las formaciones superiores. En la opinión del autor, este hecho puede explicarse por la existencia de un importante plano de cabalgamiento en la Formación Tahal. La posición exacta de este plano

de cabalgamiento puede establecerse mediante un mapa detallado de la distribución del metamorfismo estático en la Formación Tahal, de la Unidad Nevado-Lubrín.

D₄ es responsable de la discontinuidad del metamorfismo estático, en el presente apilamiento de mantos.

D₅ da lugar a pliegues de todas las escalas, variando de abiertos a cerrados con planos axiales muy verticales y un claro desarrollo de crenulación de crucero. A menudo los pliegues D₅ son conjugados.

Esta fase de deformación es post-cristalina con relación a la segunda etapa de metamorfismo y metamorfismo estático, habiendo plegado todas las estructuras formadas por D₁, D₂ y D₄. Los pliegues macroscópicos indicados en los cortes estructurales están causados por D₅.

Después de la 5.ª fase de deformación no hay cabalgamientos en el área cartografiada.

D₄ y las fases más antiguas son responsables de imbricaciones muy intensas, de las tres unidades tectónicas. Estas imbricaciones pueden estudiarse en la zona de las Menas de Serón, así como en el área SE. de Macael. En el mapa sólo se han indicado los cabalgamientos más importantes. Para más detalle pueden verse los trabajos de LEINE (1966), referidos a la zona de las Menas de Serón y los de KAMPSCHUUR (en preparación) en la zona SE. de Macael.

D₆ ha dado lugar a pliegues abiertos de todas las escalas, con planos axiales muy verticales y débil crenulación de crucero.

Tras D₆ aparece sucesivamente un plegamiento suave, fallas inversas y fallas normales. Las ondulaciones de los planos axiales de D₅ (véase mapa) han sido causados por D₆.

La dirección de ejes de los pliegues D₁, D₃ y D₅ son prácticamente paralelos entre sí, y desde un punto de vista regional presentan una dirección NO.-SE. Sin embargo, los ejes de los pliegues formados por D₆ son principalmente de dirección NE.-SO.

Los depósitos neógenos, expuestos en la zona cartografiada, no están afectados por D₆ ni por fases anteriores.

La datación de D₁ a D₆ incluidos es muy inexacta, ya que los materiales más modernos afectados por estas fases son del Triásico Superior y las más antiguas, no afectadas, son del Mioceno Inferior.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La potente y monótona serie de micasquitos en la Formación Nevada, de la Unidad Nevado-Lubrín y en el Complejo Alpujárride, sugiere un depósito en un medio acuoso profundo, antes y durante el Devónico.

Es muy probable que la banda de micasquistos blancos-amarillentos en el techo de la Formación Nevada, de la Unidad Nevado-Lubrín, pueda correlacionarse con la Formación Nevada de las unidades tectónicas superiores.

En el Carbonífero Superior y Pérmico Inferior hay localmente intrusiones de granito en la Formación Nevada. La transición de los micasquistos negros a los esquistos blancos-amarillentos se debe a la sedimentación y/o falta de depósito (algunos autores consideran la banda de esquistos blancos-amarillentos como un paleosuelo).

Por otra parte, se depositaron en otras áreas del dominio Nevado-Filábride arenas feldespáticas de composición granítica.

La naturaleza del límite entre el basamento y la cobertera en los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride es todavía incierta, aunque como no se ha encontrado deformación intensa ni metamorfismo regional pre-alpino, parece muy probable que tan sólo haya algo de discordancia erosiva. En los dominios Nevado-Filábride y Alpujárride la sedimentación, después de la discordancia erosiva, continuó con el depósito de arenas y arcillas.

Las columnas estratigráficas de las series (Permo)-Triásicas del Complejo Alpujárride, en la zona cartografiada, indican un brusco cambio en las condiciones de depósito, presumiblemente cerca del límite entre Triásico Inferior y Medio. Las condiciones de depósito del Complejo Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón son diferentes de las anteriormente mencionadas. Las columnas estratigráficas de estos complejos reflejan la influencia de detritus terrígenos en el Triásico Medio y Superior.

Recientes investigaciones han proporcionado una amplia información sobre la evolución estructural durante la orogenia alpina.

El presente apilamiento de mantos representados en la zona estudiada se atribuye a movimientos de cabalgamiento que tuvieron lugar durante la segunda y cuarta fase de deformación (D_2 y D_4). El primer metamorfismo regional está ligado a movimientos de plegamiento durante D_1 . Creemos que esta primera fase es la principal responsable de los movimientos de cabalgamiento que dieron lugar a la formación de una «pila de mantos iniciales» en el sentido de EGELER y SIMON (1969a, 1969b).

Las fases de deformación posteriores (D_2 , D_3 y D_4) han perturbado esta «pila inicial» considerablemente. El segundo metamorfismo regional ha podido establecerse en los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride. Este metamorfismo está ligado con movimientos de plegamiento durante D_3 .

Después de D_3 se presenta un metamorfismo estático en los tres complejos. D_4 es responsable de la discontinuidad en el grado de metamorfismo estático entre los diferentes complejos y entre las distintas formaciones; por ejemplo, entre la formación micasquistos y las formaciones más modernas del Complejo Alpujárride.

Nada puede decirse acerca de la dirección de cabalgamiento inicial y de D_2 y D_4 .

La datación de D_1 a D_6 , ambos incluidos, es necesariamente muy inexacta, ya que los materiales más modernos afectados por estas fases son del Triásico Superior, y los antiguos no afectados son del Mioceno Inferior.

Al finalizar las fases orogénicas alpinas, en el curso de las cuales los mantos béticos adquirieron a grandes rasgos su disposición actual, y tras un fuerte período de penneplanización, comienza la historia de los depósitos terciarios post-mantos con un período transgresivo que alcanza grandes extensiones.

Los materiales terciarios representados en esta Hoja son normalmente sedimentos poco profundos, nerítico-litoral. El carácter transgresivo queda claramente de manifiesto, apareciendo conglomerado con bloques de gneises, esquistos, etc.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

La actividad minera más importante en la Hoja de Macael es la explotación de los mármoles. Al sur de Macael, fundamentalmente a lo largo de la carretera Macael-Tahal, las rocas carbonatadas de la Formación Las Casas están siendo intensamente explotadas.

En Macael y en Olula del Río esta actividad minera es la industria principal. Por esta razón los dos principales tipos de materiales de la Formación Las Casas (rocas carbonatadas, micasquistos y cuarcitas) se han indicado en el Mapa Geológico (véase también Hoja de Vera).

En nuestra opinión, la interpretación de la geología estructural de esta zona es muy importante para la continuación de la industria de los mármoles en Macael.

En las proximidades de Menas de Serón existen minas abandonadas que tuvieron una importante actividad minera en el pasado. En tiempos pasados los romanos y árabes explotaron activamente minas en esta zona.

Los minerales encontrados en esta zona minera son: limonita, hematites, siderita, malaquita, smithsonita y cinabrio. Solamente se han explotado los minerales de hierro. Estos se presentan en las rocas carbonatadas de la Formación Las Casas y del Complejo Ballabona-Cucharón. Entre Menas y Cortijuelo el mineral se encuentra en fracturas (fallas normales) de dirección NO.-SE. La mineralización se ha originado por una alteración metasomá-

tica de las rocas carbonatadas en siderita. Debido a la riqueza en oxígeno de las aguas superficiales, la siderita se ha oxidado a hematites y limonita.

5.2 HIDROGEOLOGIA

La mayor parte de los materiales pre-terciarios están formados principalmente por material pelítico. El zócalo del Complejo Nevado-Filábride también está constituido por material pelítico y forma la base de la Sierra de Filabres. Solamente se localizan algunos acuíferos ligados a determinados niveles que presentan cierta permeabilidad por fracturación. En general constituyen acuíferos aislados e independientes entre sí.

En los materiales terciarios los conglomerados presentan permeabilidad de media a baja. Son escasas las captaciones de agua en este acuífero.

6 BIBLIOGRAFIA

- BROUWER, H. A. (1926).—«Overthruststructure in the Eastern Bétic Cordillera». *XIV Congrès Géol. Int. Madrid*, pp. 1.885-1.888.
- BROUWER & ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. (1924).—«De tektoniek van het centrale gedeelte van het Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje)». *Versl. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 33,9, pp. 873-882.
- DÍAZ DE BERRICANO, I. (1967).—«Reconocimiento del Terciario de la provincia de Almería». Inédito.
- DURAN DELGA, M., y MAGNE, J. (1958).—«Notes sur certaines formations tertiaires situées entre Almería et la Sierra de Carthagene». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.º 51.
- EGELER, C. G., & SIMON, O. J. (1969a).—«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. Wetensch.*, Afd. Natuurk., eerste reeks, 25, n.º 3, p. 90.
- (1969b).—«Orogenic evolution of the Bétic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures». *Geol. en Mijnb.*, 48, pp. 296-305.
- GEEL, T. (1973).—«The Geology of the Bétic of Málaga, the Subbetic, and the Zone between these two Units in the Vélez Rubio Area (southern Spain)». *GUA Papers of Geology*, series 1, 5.
- HELMERS, H.—«Geological Investigations in the Western Sierra de Bédar, SE. Spain». *GUA Papers of Geology* (In prep.).
- HELMERS, & VOET, H. W. (1967).—«Regional Extension of the Nevado-Filábride Nappes in the Eastern and Central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE. Spain)». *Proc. Kon Ned. Akad. v. Wetensch.*, Series B, 70, pp. 239-253.

- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION OF STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961).—«Statement of Principles of stratigraphic Classification and Terminology». *Intern. Geol. Congr.*, 21 Session, Norden 1960, 25.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascoy (SE. Spain) with Emphasis on Alpine Polyphase Deformation». *GUA Papers of Geology*, series 1, n.º 4.
- «Contribution to the Metamorphism and Polyphase Deformation of the Sierra de los Filabres» (In prep.).
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W., and RONDEEL, H. E. (1973).— «Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain». *Est. Geol.*, vol. XXIX, pp. 209-222.
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C., & SIMON, O. J.— «Contribution to the Ostracode-faunas of the Betic Zone (southern Spain)». (In prep.).
- KROON, H. (1965).—«Geology of the central part of the Sierra de los Filabres, north of Uleila del Campo (SE. Spain)». *Internal report, University of Amsterdam*.
- LANGENBERG, C. W. (1972).—«Polyphase Deformation in the Eastern Sierra de los Filabres, north of Lubrín, SE. Spain». *GUA Papers of Geology*, series 1, n.º 2.
- LEINE, L. (1963).—«Geology of the Menas de Serón area, Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal report, University of Amsterdam*.
- (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain)». *Thesis Amsterdam*, 112 p.
- (1971).—«Rauhwackes und ihre Entstehung». *Geol. Rundschau*, 60, 2, pp. 488-524.
- LEINE, L., & EGELER, C. G. (1962).—«Preliminary note on the Origin of the so called «konglomeratische Mergel» and associated "Rauhwackes" in the Region of Menas de Serón, Sierra de los Filabres (SE. Spain)». *Geol. en Mijnb.*, 41, pp. 305-314.
- LINTHOUT, K.—«Geology of the Tahal area, Sierra de los Filabres, SE. Spain». (In prep.).
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial Alpine Metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres South of Lubrín, SE. Spain». *Thesis Amsterdam*, 151 p.
- PRIEM, H. N. H.; BOELRIJW, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H. & VERSCHURE, R. H. (1962).—«Isotopic Age Determinations on Tourmaline Granitogneisses and a Metagranite in the eastern Betic Cordilleras (south eastern Sierra de los Filabres), SE. Spain». *Geol. en Mijnb.*, 45, pp. 185-187.
- PUGA, E., and FONTBOTE, J. M. (1966).—«Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Grenade, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 2.681-2.684.

- SIMON, O. J. (1963).—«Geological Investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 164 p.
- SORENSEN, H. (1967).—«"Metamorphic and Metasomatic Processes in the Formation of Ultramagmatic Rocks" in Ultramagmatic and Related Rocks». Editor P. J. Wyllie, pp. 204-212.
- TRIGUEROS, E., y NAVARRO, A. (1963).—«Estudio geológico de un área de Vera, Cuevas de Almanzora y Mojácar (Almería)». *Not. y Com. I. G. M.E.*, 70, 5.
- VISSERS, R.—«Polyphase Deformation in the "Nevada schists" of the Sierra de los Filabres, south west of Macael, SE. Spain» (In prep.).
- (1973).—«Geology of the central Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal report, University of Amsterdam*.
- VOET, H. W. (1967).—«Geological Investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, southeastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 122 p.
- VRIES, W. C. P., DE, & ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride Succession in the central Part of the Sierra de las Estancias, Province of Almería, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, series B, 70, pp. 443-453.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA