



IGME

1.014

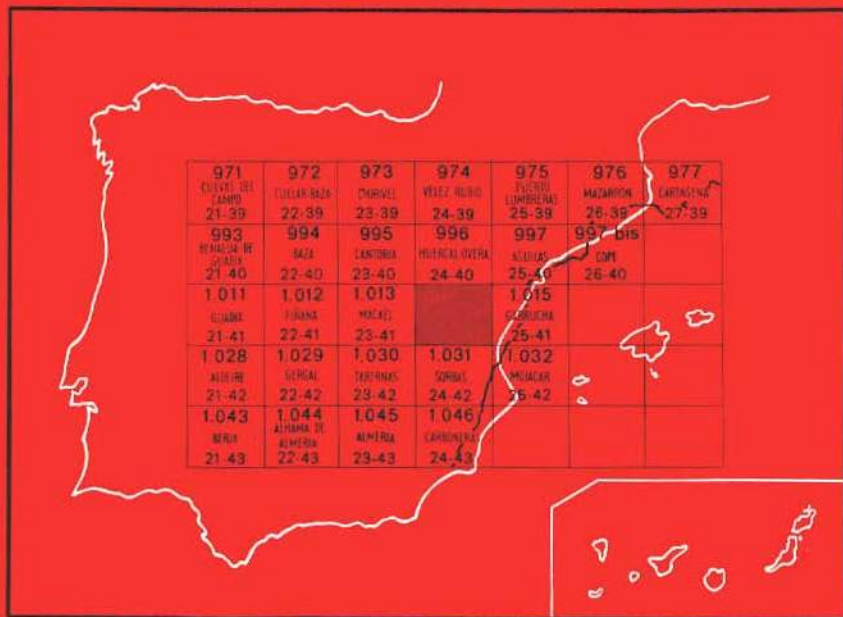
24-41

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VERA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VERA

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, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y Memoria: W. Kampschuur [Doctor en Geología], y G. García Monzón [Licenciado en Ciencias Geológicas].

Micropaleontología: E. Perconig [Doctor en Geología].

Sedimentología: María del Carmen Fernández-Luanco [Licenciada en Ciencias Geológicas], y J. Martínez [Licenciado en Ciencias Geológicas].

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 - 27.128 - 1975

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

INTRODUCCION

La geología de los materiales pre-terciarios de la Hoja de Vera es una recopilación hecha por W. KAMPSCHUUR basada en los trabajos de los siguientes autores: SNEPVANGER (1963), WESTRA (1963), TRAILL (1965), NIJHUIS (1964), BICKER (1966), VOIGT (1966), MONTFRANS (1966), LANGENBERG (1972), VOERMANS (1973) y HELMERS (en preparación).

El autor ha completado los datos geológicos. Los datos petrológicos y litológicos son principalmente de NIJHUIS (1964) y BICKER (1966), y los estructurales de LANGENBERG (1972) y KAMPSCHUUR (en preparación).

El área cartografiada se sitúa al SE. de la Península, en la provincia de Almería. Forma parte de las Cordilleras Béticas, cinturón plegado alpino.

Las Cordilleras Béticas pueden subdividirse en una zona «externa» y otra «interna».

A la vista del área cartografiada en la zona «interna», también llamada Zona Bética, se dan en esta Memoria, aunque brevemente, las últimas direcciones geológicas. Para más detalle se remite al lector a las recientes publicaciones de EGELER & SIMON 1969a; véase también 1969b).

La estructura de la Zona Bética resulta esencialmente de un gran cabalgamiento (BROUWER ZEIGLMAS VAN EMMICHOVEN, 1924, y BROUWER, 1926), que ha dado como resultado el desarrollo de estructuras de tipo alpino.

En la parte oriental de la Zona Bética pueden distinguirse cuatro complejos tectónicos (EGELER & SIMON, 1969a, 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 entre columnas de unidades pertenecientes a diferentes complejos muestra notables diferencias en el desarrollo litoestratigráfico, indicando que la subdivisión de las respectivas series permo-triásicas y triásicas revela marcadas diferencias en el grado de metamorfismo regional de edad alpina. Las series Nevado-Filábrides tienen un metamorfismo de grado medio, las Alpujárrides y la de la Ballabona-Cucharón son de grado bajo, y las Maláguides no tienen.

En los complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide se puede hacer una distinción entre rocas de zócalo y de cobertera. En el Complejo Ballabona-Cucharón, las rocas del zócalo no se han encontrado. Las series de cobertera de los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride comprenden solamente meta-sedimentos permo-triásicos y triásicos. En el Maláguide, la cobertera tiene, además, rocas jurásicas, cretácicas y terciarias.

En el área cartografiada los cuatro complejos están presentes.

El término permo-triásico se usa aquí para series de rocas que litoestratigráficamente se cree pertenecen al Triásico Inferior, aunque no se descarta la posible presencia de Pérmico y Triás muy Inferior.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Se han distinguido las siguientes unidades (véase fig. 1) de arriba abajo:

- Formación Las Casas: Rocas carbonatadas, micasquistos (con granate), cuarcitas y micasquistos anfibólicos.
- Formación Huertecica: Rocas carbonatadas, micasquistos y yesos.
- Formación Tahal: Micasquistos (con albita), gneis albiticos y cuarcitas; en la parte superior existen intercalaciones de rocas carbonatadas.
- Formación Nevada: Micasquistos grafitosos con granate, cuarcitas, rocas carbonatadas, micasquistos calcáreos, gneis con turmalina, me-tagranitos y rocas piroxénicas.

Las formaciones Las Casas, Huertecica y parte alta de las Tahal y Nevada contienen filones-capas («sills») básicos, representados por metabasitas (véase pág. 21). A veces, las masas de serpentinas asociadas a las formaciones Las Casas y Nevada están incorporadas en todo el Complejo Nevado-Filábride.

En este complejo se reconocen al menos tres unidades tectónicas (HELMERS y VOET, 1967), abajo arriba: Unidad Nevado-Lubrin, Unidad Bédar y

COMPOSICION COLUMNAR DE LAS SECCIONES
DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

SECCION DE LA UNIDAD

NEVADO-LUBRIN

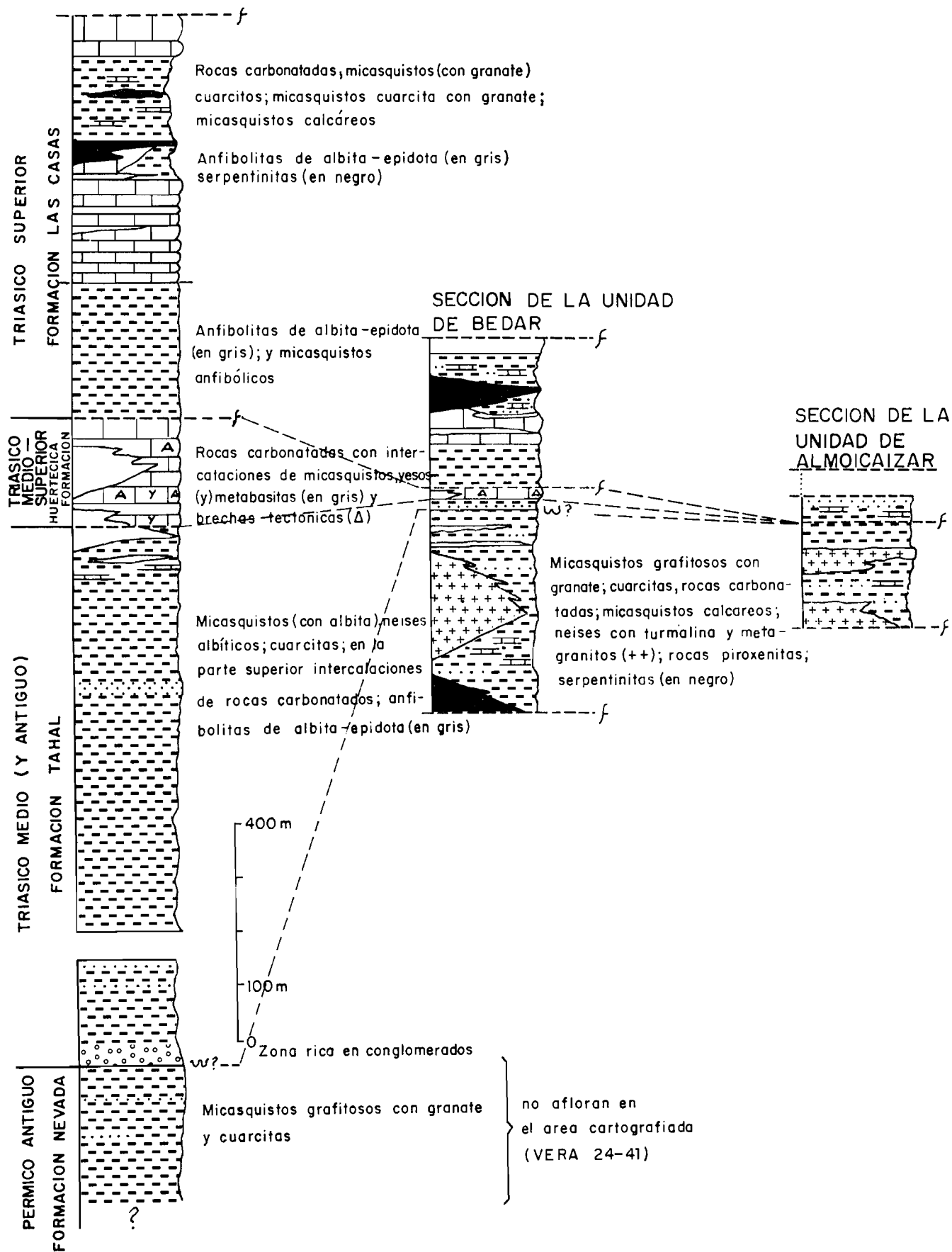


Figura 1

Unidad Almocazar (véase fig. 1). Cada una de ellas está constituida por las sucesiones litoestratigráficas anteriormente citadas.

Hay que considerar la reducción de las formaciones Tahal y Huertecica en las dos unidades superiores (véase fig. 1), causada por una fuerte tectonización y por la ausencia de sedimentación (HELMERS y VOET, 1967, y HELMERS, en preparación).

Desde un punto de vista general, el Complejo Nevado-Filábride está calgado por el de Ballabona-Cucharón. La base del Nevado-Filábride se desconoce y, por tanto, también la naturaleza ya (para) autóctona o alóctona de la misma.

No se han encontrado fósiles en el Nevado-Filábride.

1.1.1 Formación Nevada (PC-Pⁿ)

El nombre «Formación Nevada» ha sido introducido por HELMERS (en preparación) para los materiales que constituyen el basamento de las unidades tectónicas del Complejo Nevado-Filábride. La distribución de la formación se indica en el mapa. Su base es desconocida.

Litología.—Compuesta de una alternancia de micasquistos con granates (a veces ricos en grafito) y cuarcitas. Debido a las variaciones en el contenido de grafito, los micasquistos con granate varían en color desde gris claro a marrón-negro. La meteorización da a veces un tinte marrón-rojizo. Hay algunas intercalaciones de rocas carbonatadas grises que no exceden de 2 m. de potencia.

En los esquistos grafitosos hay gran abundancia de granates euhedrales, marrón oscuro, de más de 1 cm. de diámetro. El cloritoide verde oscuro y la distena azul clara se ven a veces en el campo. La turmalina en prismas negros es un constituyente menos común.

En las unidades tectónicas superiores aparecen gneises con turmalina, de color blanco a gris-marrón, y rocas piroxénicas verdes. Entre Chive y Bédar los gneises con turmalina afloran como un cuerpo en forma de hoja, con potencia de varios cientos de metros. El color, muy claro, es debido a la abundancia de feldespatos blancos y cuarzo, que dan un aspecto notable en el campo.

Además, los gneises contienen una cantidad notable de mica verde muy clara, orientada, por lo general, paralelamente, y turmalina en grandes prismas negros.

De acuerdo con la textura observada sobre el terreno, se puede hacer una subdivisión en tres grupos: metagranitos y gneises graníticos, augen-gneises y gneises granudos. Se han observado todas las transiciones entre ellos.

Las rocas piroxénicas (piroxenitas) tienen un papel subordinado en la

formación, generalmente intercalados en los micasquistos grafitosos con granate y ocasionalmente en las rocas carbonatadas.

Las características macro y microscópicas de las rocas son muy variadas; frescas tienen un color verdoso, generalmente masivas y sin estructuras paralelas. Anfíboles y piroxenos verdes son visibles a simple vista.

La esquistosidad está muy bien desarrollada, siendo paralela a la variación litológica y estando plegada a escala meso y microscópica. Hay gran cantidad de roddings.

La base de esta formación se desconoce, pero se puede dar una potencia mínima de 370 m.

Petrología.—Los micasquistos con granate (y micasquistos con grafito) y cuarcitas están constituidos por cuarzo, micas blancas (incluyendo moscovita y paragonita) y granates. Son frecuentes: clorita, biotita, cloritoide, carbonatos y minerales del grupo de la epidota (zoisita, clinozoisita, epidota y orthita). Como accesorios tenemos: apatito, rutilo, titanita, turmalina, circón y menas metálicas (hematites, a menudo en intercrecimiento con ilmenita, magnetita).

Desde el punto de vista petrológico, los más importantes son: estauroilita, distena y granate, que aparecen en estrecha asociación tanto en esquistos con grafito o sin él.

La albita, oligoclasa y anfíbol azul-verde sólo aparecen localmente. La presencia de grafito ha sido probada mediante diagramas de polvo en rayos X.

La disposición en láminas paralelas de la mica causa la esquistosidad, a veces forma arcos poligonales en micropliegues.

Los granates son de color rosa, en sección delgada, y muestran una marcada tendencia hacia el desarrollo idioblástico. Tanto sus propiedades físicas como bajo contenido en MnO, indican una composición rica en almandino.

Generalmente los cristales están fracturados, mostrando efectos de corrosión por clorita, biotita, mica blanca y ocasionalmente por cloritoide y albita. Hay granates que presentan inclusiones helicíticas, así como granates cuyas cavidades centrales (frecuentemente euhedrales) están llenas de mica blanca y/o cuarzo (granates atolón).

El cloritoide es generalmente paralelo a la esquistosidad, apareciendo como alteración de clorita y mica blanca.

La turmalina es marrón amarillenta o azul-verdosa.

Muy importante es el hecho que describió NIJHUIS (1964) de la estauroilita anhedral, corroída por mica blanca y/o biotita y distena, la cual está a veces cubierta y corroída por cloritoide, mostrando ocasionalmente líneas de inclusiones de epidota y de menas según inclusiones S (inclusiones helicíticas).

La distena y estaurólita están a veces en intercrecimiento paralelo, siendo el plano (010) de la estaurólita paralelo al (001) de la distena.

De acuerdo con HELMERS (en preparación), la asociación de estaurólita-distena solamente aparece en la vecindad de los gneises con turmalina.

La albita aparece en los esquistos adyacentes a las intercalaciones gneíscas.

Las cuarcitas contienen gran cantidad de turmalina, cuando están cerca de grandes masas de gneises con turmalina.

Las rocas carbonatadas blancas están constituidas casi exclusivamente por calcita y dolomita, con pequeñas cantidades de mica blanca y cuarzo. Las rocas carbonatadas azul-grisáceas y los micasquistos calcáreos contienen albita, tremolita, biotita, calcita, clorita, epidota, granate, grafito, cuarzo, rutilo, titanita, turmalina, zoisita-B y mena metálica.

Los gneises turmalínicos contienen principalmente, microclina, albita y cuarzo. A veces la moscovita y turmalina son constituyentes importantes.

Accesorios son: apatito, biotita, epidota, fluorita, granate, titanita, topacio y circón.

En algunas muestras se han encontrado cuarzos pseudomorfos de alta temperatura, incluidos en megacrystales de microclino-pertita.

Las turmalinas oscuras forman prismas bien desarrollados, de algunos centímetros de largo y con estructura zonal.

De acuerdo con NIJHUIS, los metagranitos y gneises graníticos, augengneises y gneises granudos representan diferentes estadios en un proceso de reajuste mecánico y de subsecuente recristalización del mismo material original. Los metagranitos han retenido en una importante parte su carácter granítico original (para más detalle de estas rocas, véase NIJHUIS, 1964).

De esta transición gradual se deduce que los metagranitos, gneises graníticos y al menos una importante parte de los gneises turmalínicos se originaron de granito y/o rocas ácidas. Las actuales diferencias en textura y composición se consideran que son el resultado de cataclasis y recristalización.

Las rocas piroxénicas contienen los siguientes minerales: albita, anfíbol azul verdoso, apatito, biotita, epidota, granate, glaucofana, mica blanca, mena metálica, clinopiroxeno, cuarzo, rutilo, titanita, turmalina y circón (para una mayor información, véase HELMERS, en preparación).

De acuerdo con VOET (1967), que describe rocas comparables de la Formación Nevada, al sur de Macael (Hoja núm. 23-41), las rocas piroxénicas son probablemente metamórficas, procedentes de otros sedimentos calcáreos muy impuros.

Es probable que el magma haya dado lugar a los materiales origen de los gneises turmalínicos, suministrando el calor y material responsables de este metamorfismo.

1.1.2 Formación Tahal (P-T_{A2})

Su nombre viene dado (NIJHUIS, 1964) por el pueblo de Tahal (Hoja de Macael). Para su distribución, véase cartografía.

De acuerdo con LINTHOUT (comunicación personal), la presencia de conglomerados en la base indica que el contacto con la Formación Nevada infrayacente es de naturaleza estratigráfica.

Corresponde a una sucesión monótona de micasquistos (albiticos), gneises albiticos y cuarcitas, estando presentes todos los tipos de transición.

Las intercalaciones carbonatadas son raras, principalmente en la parte superior de la serie.

El color varía desde claro a gris para los esquistos, y el de las cuarcitas de blanco a gris.

Las intercalaciones carbonatadas son de color amarillento, y las intercalaciones de cuarcitas ferruginosas y rocas carbonatadas son marrón rojizas.

La mayor parte generalmente paralela al bandeado litológico. Este último está acentuado por la alternancia de bandas con alta proporción en cuarzo, mica blanca o albita. En algunos casos, este bandeado representa la estratificación original.

La esquistosidad generalmente está fuertemente plegada en la escala, tanto macro como microscópica, siendo fácil observar una acumulación paralela a los planos axiales de los pliegues.

En la zona cartografiada la potencia varía de 0 a 750 m.

Petrología.—Las rocas de esta formación contienen los minerales siguientes: anfíboles (anfíbol verde-azul y tremolita), apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, granate, distena, moscovita y mena metálica (intercrecimientos de hematites e ilmenita).

Se puede hacer una subdivisión en dos grupos, dada la presencia de albita (véase NIJHUIS, 1964, y LANGENBERG, 1972).

La pronunciada esquistosidad, a menudo fuertemente microplegada, viene dada por la disposición paralela de láminas de mica incoloras y prismas de epidota. En los micropliegues, los cristales de mica dan lugar a arcos poligonales. La albita se encuentra como porfiroblastos, con inclusiones de mica blanca, cuarzo, epidota, rutilo, turmalina, mena y circón, dispuestos en forma rotacional. Los porfiroblastos de albita están a menudo rodeados por un estrecho borde de oligoclasa.

También la clorita se encuentra en porfiroblastos con un tamaño de 3 mm.

El cloritoide se dispone paralelamente a la esquistosidad, aunque a veces los cristales están girados. La distena se hace en formas diferentes, o como cristales subhedrales orientados con el eje mayor paralelo a la esquistosi-

dad, o bien como cristales más o menos euhedrales, con inclusiones rotacionales.

Los gneises albiticos, constituidos esencialmente por albita y mica blanca, con cuarzo en menor cantidad, muestran todas las transiciones a micasquistos (con albita).

Las cuarcitas contienen cantidades variables de mica, clorita y epidota, mostrando todos los pasos o transiciones a micasquistos.

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

Ha sido llamada así por NIJHUIS (1964), tomando el nombre de un corral situado en la carretera de Lubrín a Uleila del Campo.

El contacto con la Formación Tahal es generalmente tectónico. Sin embargo, las intercalaciones carbonatadas en el techo de la Tahal sugieren una transición estratigráfica a las rocas carbonatadas de la Formación Huertecica.

Comprende una asociación de yeso, brechas calcáreas (rauhwackas) y carbonatos. Las brechas calcáreas se consideran de origen tectónico (LEINE & EGELER, 1962; LEINE, 1968, 1972).

Aparecen como masas irregulares entre rocas carbonatadas no brechificadas, de color amarillo a marrón oscuro, siendo fragmentos angulares dentro de una matriz caliza. Los fragmentos son de calizas, micasquistos y cuarcitas, siendo estos últimos procedentes, al menos, de la Formación Tahal infrayacente.

Las calizas presentan color gris a amarillo, debido a que la limonita impregna los planos de fractura y estratificación, dándole un color marrón. A menudo aparece escapolita en cristales prismáticos blancos de varios centímetros de longitud.

No se han observado pliegues meso y microscópicos importantes en las brechas y calizas.

El yeso aparece en medio de las brechas y calizas, explotándose en numerosos pozos. Su potencia no excede de 10 m.

La potencia de la formación varía entre 0 a 200 m.

Petrografía.—Las brechas calcáreas contienen, además de calcita (que es casi dominante) y limonita, los siguientes minerales: albita, clorita, mica blanca, flogopita, plagioclasa, rutilo, escapolita, titanita, turmalina y zoisita-B.

Las rocas carbonatadas contienen calcita y dolomita con contenido variable en albita, biotita, epidota, mica blanca, oligoclasa, mena metálica, cuarzo, escapolita, titanita y turmalina.

Al microscopio el yeso aparece bastante impuro. Flogopita, albita, cuarzo y carbonato aparecen localmente en grandes cantidades.

1.1.4 Formación Las Casas ($T_{A3}^n - T_{A32}^n$)

Ha sido llamada así por NIJHUIS, tomando el nombre del Cerro de Las Casas, cerca de la cortijada del Pilar, a 5 km. al SO. de Lubrín.

El contacto con la Formación Huertecica es tectónico. Desde un punto de vista regional, los materiales de esta formación están sobre los de Huertecica y los de Tahal, pero nada puede decirse sobre la naturaleza original de este contacto. Sin embargo, una transición estratigráfica original de los materiales de la Formación Huertecica a la de Las Casas será sugerida en este trabajo.

Esta formación está tectónicamente cubierta por rocas del Complejo Ballabona-Cucharón y del Alpujárride.

Se presenta con una alternancia de varios tipos de rocas carbonatadas, micasquistos calcáreos, micasquistos cuarcíticos (con granate), cuarcitas y micasquistos anfibólicos; encontrándose todas las transiciones entre estos tipos. Los esquistos de la Formación La Casas son predominantemente cuarcíticos, conteniendo con frecuencia granates porfiroblásticos, de 5 mm. aproximadamente de diámetro.

Las rocas carbonatadas son de color blanco, azul, amarillo y marrón, a menudo fuertemente plegadas. El color de los esquistos varía desde gris plateado a gris oscuro, con un tinte rojizo ocasionalmente. Los micasquistos anfibólicos son verdes a verdes oscuros, estando asociados con las anfibolitas de albita-epidota, y aparecen en la base de la Formación Las Casas (véase fig. 1). La esquistosidad está generalmente microplegada.

Pueden distinguirse dos series litológicas diferentes, una compuesta principalmente de carbonatos y otra de esquistos [cuarcíticos].

Desde el punto de vista regional, los carbonatos predominan en la parte baja y alta de la formación.

La potencia máxima expuesta es de unos 750 m.

Petrografía.—Las rocas carbonatadas tienen una composición mineralógica muy simple, siendo los carbonatos su constituyente principal.

Presentan, además, cantidades variables de cuarzo, albita, alfibol, clorita, mica blanca, rutilo, turmalina, epidota y menas metálicas.

Los esquistos contienen: albita, biotita marrón, clorita verde, carbonatos, epidota, granate, mica blanca (moscovita y paragonita), cuarzo, menas metálicas, rutilo, titanita, turmalina, circón y zoisita B.

1.1.5 Edad de los materiales del Complejo Nevado-Filábride

Debido a la ausencia de fósiles, la edad de estos materiales sólo puede establecerse por comparaciones litológicas con las series correlativas de Ballabona-Cucharón, en otros puntos de las Cordilleras Béticas, unidades de

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

Formación Las Casas	Triásico Superior.
Formación Huertecica	Triásico Medio-Superior.
Formación Tahal	Triásico Medio (y anterior?).
Formación Nevada	Devono-Carbonífero y más antiguo.

Las determinaciones de edad por métodos radiométricos han sido hechas por PRIEM y otros (1966), en muestras de varios tipos de gneis con turmalina y de metagranitos de la Formación Nevada.

Los resultados dan una edad Carbonífero Superior-Pérmico Inferior para el emplazamiento del material origen de este metagranito (véase HELMERS, en preparación). Al menos parte de los gneises con turmalina se pueden considerar como granitos intruidos (véase pág. 24).

La edad más probable para la Formación Nevada es Pérmico y más antiguo.

1.2 COMPLEJO BALLABONA-CUCHARON

El esquema estratigráfico de este complejo es el siguiente, de arriba abajo:

Formación carbonatada.—Rocas carbonatadas, con intercalaciones de filitas en la base.

Formación «cuarzo-filítica».—Alternancia de argilitas, filitas, micasquitos, cuarcitas, y en la parte superior, intercalaciones de rocas carbonatadas (brechas tectónicas) y de yeso.

Localmente hay metabasitas en ambas formaciones. Bajo un punto de vista regional, el Complejo Ballabona-Cucharón está encima del Nevado-Filábride y cubierto por el Alpujárride. Queda expuesto en la zona norte del área cartografiada.

Se han encontrado fósiles, pero no determinativos.

1.2.1 Formación «cuarzo-filítica» (T_{A31}^b)

La mayor parte de los materiales del Complejo Ballabona-Cucharón están formados por rocas de esta formación, que tectónicamente están sobre las rocas del Complejo Nevado-Filábride.

Constituida principalmente por argilitas verdes, gris oscuras, azuladas y a veces rojizas, filitas marrones y verdosas, micasquistos verdosos y cuarcitas blanquecinas, grisáceas, verdosas y marrones, existiendo todas las transiciones entre estos tipos principales.

La parte superior contiene yeso e intercalaciones de rocas carbonatadas de color marrón.

La presencia de yeso llama la atención, ya que representa un hecho característico de la formación. En algunos casos aparece dando un bandeo paralelo a la estratificación, lo que indica que se encuentra estratigráficamente intercalado; pero otras veces forma masas irregulares de estructura caótica, aparentemente resultado de una tectonización.

Localmente, la formación «cuarzo-filítica» está exclusivamente representada por masas de yeso que engloban abundantes bloques extraños distribuidos al azar.

Los distintos tipos de rocas pelíticas muestran variaciones claras en el grado de metamorfismo y recristalización.

La transición de micasquistos a argilitas es gradual. Sin embargo, los afloramientos son más extensos en esta parte, donde los yesos aparecen en abundancia. De acuerdo con su distribución, se puede suponer que la presencia de yeso, estratigráficamente intercalado entre las dos formaciones, protege a las rocas infrayacentes de una intensa recristalización metamórfica.

Las filitas y micasquistos presentan una esquistosidad bien desarrollada. Los micasquistos, y en menor extensión las filitas, están a menudo microplegadas.

El contacto con el Nevado-Filábride infrayacente es siempre de naturaleza tectónica, y con la «formación carbonatada» está por lo general muy tectonizada, aunque localmente puede observarse que es estratigráfica.

El límite es difuso cuando las rocas carbonatadas son predominantes.

La potencia expuesta varía entre 0 a 200 m.

Petrografía.—Existen los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, moscovita, mena metálica, lazulita, ortita, paragonita, cuarzo, rutilo, turmalina y circón.

La esquistosidad es más pronunciada en los micasquistos que en las argilitas. En lugar de los granos de albita detrítica son frecuentes en la argilita, aquí son de desarrollo porfiroblástico. El cloritoide se dispone paralelamente a la esquistosidad.

Las cuarcitas están constituidas principalmente por cuarzo con textura en mosaico.

Los constituyentes principales de los términos pelíticos son: mica blanca, clorita y cuarzo, además de albita, biotita, cloritoide y raramente distena.

Parece que la lazulita favorece la presencia de cloritoide, epidota y

carbonato. Estos son los componentes menores. Como accesorios tenemos: apatito, menas metálicas, ortita, rutilo, turmalina y circón.

Las rocas carbonatadas intercaladas en la formación «cuarzo-filítica», además de carbonatos, contienen cantidades variables de albita, mica blanca, clorita, mena metálica, cuarzo, rutilo y turmalina.

El yeso contiene generalmente carbonato, mica blanca, cuarzo, mena metálica y rutilo.

1.2.2 Formación carbonatada (T_{A32}^b)

Las rocas carbonatadas forman estratigráficamente la parte superior de este complejo, apareciendo generalmente como pequeñas masas aisladas, cubriendo a los yesos y a las rocas pelíticas.

Son rocas carbonatadas con colores azules, blancos, amarillentos, grises o gris oscuro y negros. Constituidos por albita, clorita, cloritoide, mica blanca, cuarzo y mena metálica. Localmente pueden encontrarse tallos de crinoides y restos de conchas, pero muy mal conservados para poder hacer una determinación precisa de su edad. Existen intercalaciones pelíticas en la parte inferior.

Las rocas carbonatadas están intensamente plegadas, siendo su potencia alrededor de 150 m.

1.2.3 Edad del Complejo Ballabona-Cucharón

Los fósiles no son determinativos, haciéndose la datación mediante correlaciones litológicas con series comparadas. En la Sierra de Carrascoy se encuentra la serie más completa y mejor datada, yendo desde el Landeniense (y más antiguo?) a Triásico Superior (KAMPSCHUUR, 1972; KOZUR y otros, en preparación).

Las series del Complejo Ballabona-Cucharón pueden correlacionarse con la Unidad Carrascoy, que forma la parte superior de la sección antes mencionada de la Sierra de Carrascoy, dando las siguientes edades:

Formación carbonatada: Triásico Superior.

Formación cuarzo-filítica: Triásico Superior.

En la zona NO. la abundancia de yesos causa estructuras caóticas. Sin embargo, no debe excluirse la posibilidad de existencia de materiales más antiguos que el Triásico Superior.

1.3 COMPLEJO ALPUJARRIDE

El esquema estratigráfico viene dado en la figura 2.

COMPOSICION COLUMNAR DE LAS SECCIONES
DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE (VERA 24-41)

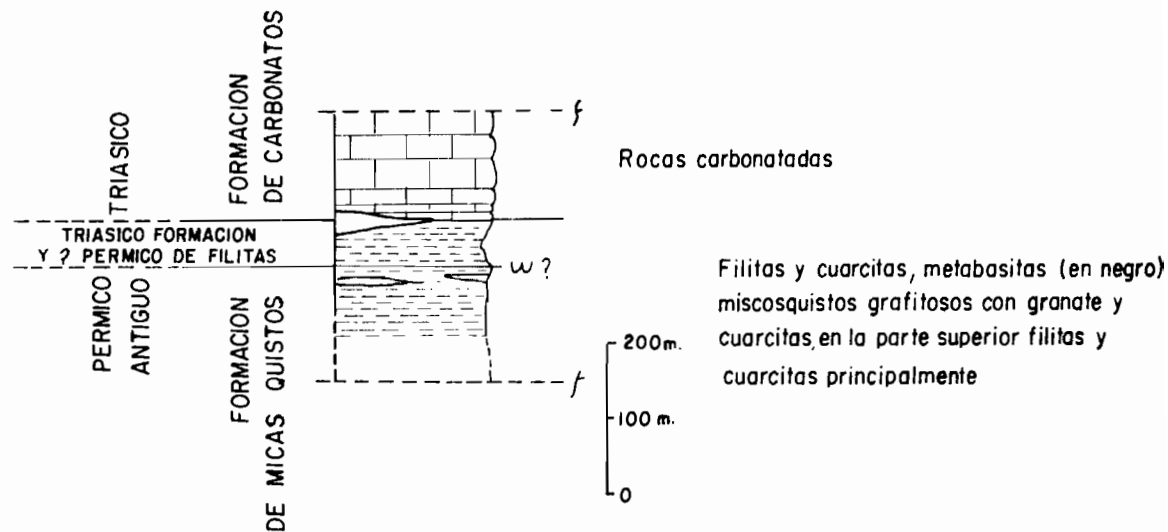


Figura 2

De arriba abajo se distinguen:

- Formación carbonatada (rocas carbonatadas).
- Formación filítica (filitas y cuarcitas).
- Formación de micasquistos (micasquistos con granate, grafitosos y cuarcitas; en la parte superior, filitas y cuarcitas).

Las series de la formación filítica contienen sills (filones capas) básicos, representados por metabasitas.

El Complejo Alpujárride está situado, desde el punto de vista regional, entre los complejos de Ballabona-Cucharón (debajo) y el Maláguide (encima). Sin embargo, en el área cartografiada, el Complejo Alpujárride constituye la unidad tectónica superior.

Los materiales del Complejo Maláguide solamente aparecen con una imbricación en el Alpujárride, al NO. del Cerro Variegato.

Las rocas de este complejo han sufrido una intensa tectonización.

Las distintas formaciones se exponen aquí en una sección continua.

En el sector NO. del área cartografiada, el Complejo Alpujárride muestra imbricaciones internas a lo largo de planos de cizalla y subparalelos a la estratificación, causando una triple repetición plegada (véase corte I-I'). No se han encontrado fósiles.

1.3.1 Formación de micasquistos (PC-Pa)

Aparece en la parte NO. del área cartografiada, alrededor del Cerro Variegato (492 m.), encontrándose la columna estratigráfica más completa del Complejo Alpujárride.

La formación está intensamente plegada y cruzada por numerosas venas de cuarzo.

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

Los esquistos frecuentemente presentan un tinte marrón en los planos de esquistosidad, debido a la abundancia de láminas de biotita. Hay abundancia de granates reconocibles a simple vista y que no exceden ni un milímetro de diámetro.

En el techo de la formación hay filitas gris oscuras y cuarcitas gris verdosas a marrón verdosas.

De acuerdo con DE VRIES y ZWAAN (1967), estas rocas son derivados metamórficos de otras tipo grauwackas.

Tectónicamente están sobre los materiales del Complejo Ballabona-Cucharón.

El límite entre esta formación y la «filítica» suprayacente es fácilmente

cartografiable, debido a las claras diferencias en color, pero sin que nada pueda decirse acerca de la naturaleza original de este contacto.

La potencia máxima expuesta es de unos 60 m.

Petrografía.—Se han observado: albita, andalucita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, mica blanca, epidota, granate, grafito, oligoclasa, mena metálica, cuarzo, rutilo, turmalina y circón.

Bajo el punto de vista petrológico, la andalucita, granate y oligoclasa son los más importantes, debido a su ausencia en los materiales suprayacentes, más modernos. Son indicativos de un alto grado de metamorfismo.

Los constituyentes principales de los micasquistos grafitosos son: mica blanca, cuarzo y biotita; además, cloritoide, granate y oligoclasa. Ocasionalmente hay andalucita, clorita y carbonato en menor cantidad. Como accesorios tenemos: apatito, epidota, rutilo, turmalina y circón. El grafito está concentrado principalmente en la mica blanca.

Los esquistos presentan una esquistosidad bien desarrollada. Frecuentemente, en secciones delgadas, la esquistosidad está plegada isoclinalmente.

La andalucita muestra una tendencia general hacia el desarrollo euhedral.

La biotita es una variedad marrón rojiza, a marrón verdosa, estando a menudo intercrecida entre sí; existiendo también intercrecimiento de mica blanca y clorita. La mica blanca se desarrolla en dos modalidades, la mayor parte lo hace como láminas dispuestas paralelamente a la esquistosidad, englobando grafito y mena metálica; otras sin inclusiones y mostrando una orientación al azar.

El cloritoide se presenta paralelo a la esquistosidad, estando parcialmente distorsionado y reemplazado por biotita. Los granates son porfiroblastos subhedrales que encierran cuarzo, mena metálica y grafito.

La oligoclasa se desarrolla generalmente como porfiroblastos anhedrales, con inclusiones orientadas de cuarzo, mica blanca, biotita, mena metálica y grafito.

La albita se encuentra solamente junto al cuarzo y mica blanca, en las venas que atraviesan estas rocas.

Las filitas están compuestas principalmente con mica blanca con biotita, cloritoide y cuarzo.

Como accesorios: epidota, mena metálica, turmalina y circón.

1.3.2 Formación filítica (P-T_A^a)

Pueden distinguirse varias litologías, de acuerdo con su diferencia en colores. Debido a la intensa tectonización sufrida, es difícil establecer sus relaciones mutuas.

Está compuesta por filitas color púrpura, verdosas y gris azulado 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.

La formación ha sufrido una intensa tectonización. Ocasionalmente se ve 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, puede establecerse que en otras zonas se ha observado un contacto estratigráfico normal entre series de rocas correlativas (véase entre otros, SIMON, 1963).

La potencia máxima expuesta es alrededor de 60 m.

Petrografía.—Muestra un plano de esquistosidad bien desarrollado y a veces intensamente plegado. Estos planos están marcados por la orientación paralela de mica blanca y láminas de clorita. El cuarzo se presenta como cristales alargados dispersos entre las láminas de mica y clorita.

La albita se encuentra en porfidoblastos equidimensionales, encerrando cuarzo y cristales de mica blanca, carbonato, clorita, mena y turmalina. Los blastos han cristalizado sin destruir la esquistosidad. El cloritoide aparece ocasionalmente y es paralelo a la esquistosidad. Como accesorios hay: apatito, epidota, mena, ortita, rutilo, turmalina y circón. Las venas de cuarzo son paralelas a la esquistosidad y a menudo plegadas isoclinalmente. Hay cantidades menores de carbonato, clorita, mica blanca y mena.

Las rocas muestran efectos de cataclasis, resultando textura en mortero. En estado avanzado de recrystalización, los cuarzos individuales muestran una marcada orientación paralela. En algunas cuarcitas hay un contenido en albita de más del 5 por 100 en volumen.

La mica blanca generalmente está sericitizada. La clorita se presenta como componente menor. Como accesorios tenemos: apatito, carbonato, epidota, mena, ortita, rutilo, turmalina y circón.

1.3.3 Formación carbonatada (T_A)

Aflora en una gran extensión. Constituida por un conjunto de rocas carbonatadas con estratificación que llega a hacerse masiva. Colores grises, marrones y negros.

En la parte inferior hay series con estratificación fina y color amarillento, pero éstas no se encuentran siempre, debido a la reducción tectónica. A menudo, están cruzadas por venas de calcita. La brechificación es común.

La potencia en este área es del orden de los 130 m.

Petrografía.—Su composición mineralógica es simple. Su principal constituyente es el carbonato, además hay albita, mica blanca, cuarzo y menas.

La albita se encuentra como porfiroblastos euhedrales, presentando una orientación al azar respecto a la estratificación. La mena es accesorio.

1.3.4 Edad de los materiales del Complejo Alpujárride

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

Se da el siguiente esquema estratigráfico:

Formación carbonatada: Triásico.

Formación filítica: Triásico (y Pérmico).

Formación de micasquistos: Devono-Carbonífero y más antiguo.

Como la aparición de rocas Pérmicas, en la formación de «micasquistos», no puede excluirse (véase también Formación Nevada, del Complejo Nevado-Filábride), el autor prefiere una edad pérmica y más antigua en lugar de Devono-Carbonífero e Inferior (véase, entre otros DE VRIES y ZWAAN, 1967).

1.4 COMPLEJO MALAGUIDE

Se da el siguiente esquema estratigráfico, de arriba abajo:

Formación argilita-cuarcita-carbonatada (argilitas, cuarcitas, pizarras y conglomerados intercalados en la parte alta de las rocas carbonatadas).

Formación grauwackas (grauwackas y rocas carbonatadas arenosas).

En la formación «argilita-cuarzo-carbonatada» se ha encontrado un pequeño afloramiento de diabasas.

Los afloramientos se restringen a unos pequeños restos en la parte NO. de la zona de unos pocos metros cuadrados.

El mayor afloramiento se sitúa al NO. del Cerro Variegato, de unos cientos de metros cuadrados, alrededor de la cota 353 están completamente imbricados en rocas del Alpujárride.

La relación entre las dos formaciones es difícil de establecer, debido a la pequeñez de los afloramientos y a la tectónica.

Sin embargo, los tipos de roca de las formaciones son muy característicos y fácilmente correlacionables con la columna de este complejo en el área de Vélez Rubio (GEEL, 1973).

En la formación «grauwackas» se encuentran restos de plantas y fósiles no determinables.

1.4.1 Formación grauwacka (D-P^m)

Constituida por grauwackas finamente estratificadas de color verde oliva con intercalaciones de rocas carbonatadas arenosas, también con estratificación muy fina y de color verde oliva a gris oscuro.

Muestran gradación y laminación cruzada, teniendo las partes más finas a menudo una linealidad orientada de fragmentos de plantas. De acuerdo con esto, parte de estas rocas han sido depositadas mediante corrientes de turbidez (DE BOOY y EGELER, 1961).

Según bastantes autores (MAC GILLAVRY y otros; SIMON, 1963; FOUCAULT y PAQUET, 1971), en las series del Complejo Maláguide, en otras partes de la Zona Bética, la formación grauwackas y la «argilita-cuarcita-carbonatada» están separadas por una discordancia angular (EGELER y SIMON, 1969). Sin embargo, estudiando las columnas del Complejo Maláguide (GEEL, 1973), sólo puede afirmarse con certeza una discordancia erosiva.

La potencia expuesta es de unos 9 m.

Las grauwackas muestran una pobre clasificación, con fracciones de alrededor de 1 mm. y constituidas con los granos minerales detríticos siguientes: albita, apatito, biotita, clorita, mica blanca, epidota, microclina, mena, cuarzo, rutilo, titanita, turmalina y circón.

Hay, además, cantidades notables de fragmentos de cuarcita, micasquitos, filitas, rocas volcánicas, chert y agregados de composición granítica.

El cuarzo es el constituyente principal, presentándose como granos monocristalinos y policristalinos de formas angulares y subangulares. Son frecuentes la mica blanca y la clorita. Algunas areniscas están cementadas por carbonatos.

Las rocas carbonatadas gris oscuras intercaladas son escasas, representadas principalmente por limolitas carbonatadas, consistentes en calcita cristalina fina, con granos de cuarzo de tamaño limo, pequeñas láminas de mica blanca o biotita y granos de mena metálica.

1.4.2 Formación argilita-cuarcita-carbonatada (P-T_A^m) - (T_A^m)

Caracterizada por su color rojo, debido al alto contenido en óxidos de hierro. Constituida por argilita y pizarras de color rojo vinoso con intercalaciones de cuarcita rojiza, a veces con cambios laterales rosados y amarillentos y también a conglomerados rojos. En la parte superior hay rocas carbonatadas en estratos de tamaño medio y color gris oscuro a negro. Las cuarcitas suelen presentar laminación cruzada.

Los conglomerados están compuestos por cantos de cuarzo bien redondeados y cuarcitas rojizas con cantidades subordinadas de chert negro.

La potencia expuesta es de unos 19 m.

Petrografía.—Las rocas pelíticas están compuestas por granos de cuarzo tamaño limo, angulares a subangulares, embebidos en un material arcilloso, que posteriormente ha recrystalizado en sericita y clorita. Hay cantidades menores de láminas detríticas de mica blanca, biotita verdosa y otros fragmentos.

Las cuarcitas contienen los siguientes minerales detríticos: albita, apatito, biotita, clorita, mica blanca, mena, cuarzo, turmalina y circón. Además, hay fragmentos de cuarcita, filitas, calizas, chert, pizarras y areniscas

El cuarzo es el principal constituyente en cristales angulares a subangulares.

Los conglomerados están formados por cuarzos monocristalinos y policristalinos, cantos de cuarcita con tamaños de más de 3,5 cm. y cantidades subordinadas de fragmentos de chert.

Las rocas carbonatadas son agregados cristalinos, carbonatados, con cristales rómbicos.

1.4.3 Edad del Complejo Maláguide

Debido a la ausencia de fósiles, el complejo sólo puede datarse por comparaciones litológicas con series análogas de otras zonas de las Cordilleras Béticas (SIMON, 1973; RONDEEL, 1965, y SOEDIONO, 1971). En muchos sitios estas unidades comprenden un zócalo y cobertera de materiales permo-triásicos, jurásicos, cretácicos y terciarios; a la formación grauwacka se le atribuye una edad Devono-Carbonífero, aunque no debe excluirse la presencia de rocas pérmicas.

En muchos lugares de la zona Bética, la serie permo-triásica a triásica de las unidades Maláguides se encuentra comprendida en las cuatro litologías siguientes, habiendo sido datada por correlación por otras series.

- | | | |
|---|---|--------------------------|
| d) Rocas carbonatadas, a veces bajo rocas Jurásicas. | } | Triásico Medio-Superior. |
| c) Pelitas, psammitas, psephitas, yeso. | | |
| b) Rocas carbonatadas. | | |
| a) Pelitas, psammitas, psephitas (sobre zócalo Devono-Carbonífero y Pérmico?) | } | Permo-Triásico. |

En otras localidades (Sierra Cabrera) solamente se ha hecho una subdivisión bipartita en Permo-Triásico y Triásico, con rocas carbonatadas arriba, y pelitas, psammita, psephitas y conglomerados debajo. Queda la duda de que estas diferencias se deben a causas estratigráficas o tectónicas (véase ROEP, 1972).

En el caso de esta zona puede hacerse una subdivisión bipartita. Las rocas carbonatadas de la formación «argilita-cuarcita carbonatadas» se creen

son del Triásico, aunque no se excluye la posibilidad de que haya rocas de edad pérmica.

1.5 METABASITAS Y SERPENTINITAS (ϵ^4) (Σ)

Las rocas intrusivas (metabasitas) de los cuatro complejos tectónicos se parecen mucho entre sí y se van a exponer juntas.

En el Nevado-Filábride aparecen ocasionalmente serpentinitas. Estas rocas se discutirán también en este apartado y después (en la opinión del autor) serán relacionadas con las metabasitas.

1.5.1 Metabasitas blastofíticas, generalmente no esquistosas, del Complejo Nevado-Filábride (ϵ^4)

Se encuentran principalmente en la Formación Huertecica. Sus relaciones con las rocas encajantes son dudosas, debido a los malos afloramientos y complicaciones tectónicas, resultantes de los fuertes movimientos diferenciales en esta zona. En muchos casos son contactos discordantes.

Muestran una gran variación en textura y composición mineralógica original, debido a la recrystalización bajo condiciones metamórficas.

Pueden observarse todas las graduaciones, desde rocas blastofíticas con minerales primarios abundantes, a tipos hechos enteramente de minerales metamórficos y desprovistos de estructuras ígneas. Todos los tipos tienen una orientación arbitraria de los cristales, y ocasionalmente en el centro de los cuerpos de metabasitas se encuentran diabasas olivínicas casi inalteradas.

Macroscópicamente son rocas masivas de color verde oscuro, debido a la preponderancia de anfíboles.

Petrografía.—Los minerales más abundantes son: anfíboles azul-verde, epidota, mica blanca y albita. Como constituyentes menores: granate, olivino, clorita, biotita y rutilo.

Este conjunto es común en los micasquistos de esta zona, pudiendo suponerse un origen metamórfico. El mismo origen se señala para componentes ocasionales, como: anfíbol azul-violeta, piroxeno sódico y escapolita. Por otra parte, clinopiroxeno de composición augítica, hornblenda marrón, olivino y plagioclasa cálcica zonada se cree que son de origen ígneo.

La estructura blastofítica se conserva en muchas muestras. Los cristales de plagioclasa original están generalmente pseudomorfizados por agregados orientados al azar de cristales de epidota y mica blanca. Ocasionalmente aparece glaucofana rodeada y reemplazada por anfíbol azul-verdoso, no solamente a su alrededor, sino también a lo largo del contacto con los feldespatos pseudomorfos encerrados dentro de ella. También son comunes los granates ricos en almandino.

1.5.2 Anfibolitas de albíta-epidota y micasquistos anfibólicos del Complejo Nevado-Filábride (ε⁴)

Las anfibolitas son abundantes en la Formación Las Casas, y en menor extensión en Tahal y Huertecica. De aspecto masivo y color verdoso. Los cristales de anfíbol son cortos y no es raro encontrar orientación preferencial. También son abundantes los porfiroblastos de albíta con diámetro medio de 2 mm.

Es característica la abundancia de lentejuelas y husos epidóticos blancos que dan a la roca una apariencia rallada.

Las lentejuelas están afectadas por micropliegues. En la Formación Las Casas, las capas de anfibolitas de albíta-epidota alternan con otras de rocas carbonatadas con un espesor de aproximadamente 20 cm.

En las bandas anfibolíticas pueden distinguirse: una parte central muy rica en epidota, y otra marginal, de unos 10 cm., sin ella, lo que sugiere la presencia de bordes enfriados rápidamente. A veces se observa un contacto discordante con los metasedimentos.

En la parte basal de la Formación Las Casas y asociados con las anfibolitas de albíta-epidota aparecen los micasquistos anfibólicos. Estas rocas muestran una gran variación en composición de aspecto macroscópico. El tipo más importante está constituido por rocas verdes oscuras con esquistosidad desarrollada; el color oscuro se debe a la abundancia de anfíboles. Hay intercalaciones de micasquistos con epidota y esquistos epidóticos con pequeña cantidad de anfíbol, encontrándose todas las transiciones entre estos tipos.

Interstratificados con los micasquistos anfibólicos hay numerosas bandas de micasquistos cuarcíticos con granates y/o rocas calcáreas.

Petrografía.—Las anfibolitas de albíta-epidota se componen esencialmente de anfíbol azul-verde, albíta y epidota en proporciones variables.

El granate y la clorita son importantes. La moscovita, paragonita, biotita, carbonato y cuarzo, cuando están presentes, aparecen en proporción inferior; igual ocurre para la glaucofana y oligoclasa. Los accesorios son: apatito, rutilo, titanita y algunas menas.

La disposición paralela de los cristales de anfíbol y epidota da a la roca una esquistosidad más o menos pronunciada.

El anfíbol azul-verde puede encontrarse como prismas subhedrales. Los granates son comunes y de color rosa.

A veces hay cantidad de clorita en grandes porfiroblastos. La biotita es muy rara. La albíta generalmente se desarrolla en porfiroblastos y está comúnmente llena de pequeñas inclusiones de anfíbol azul-verde, epidota y rutilo.

Se encuentran en algunas muestras plagioclasas zonadas con grandes núcleos de albita y bordes de oligoclasa rica en calcio.

Los micasquistos anfibólicos contienen los siguientes minerales: anfíbol (glaucofana, anfíbol azul-verde), albita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, granate, moscovita, oligoclasa, menas (hematites intercrecida con ilmenita, magnetita, piritita), paragonita, piroxeno sódico, cuarzo, rutilo y titanita.

Tienen una bien desarrollada esquistosidad y los minerales paralelos a ella son: glaucofana, anfíbol, azul-verde, mica blanca, epidota, albita, menas y rutilo. La mayor parte de la clorita y algunas micas blancas y albita se disponen al azar y a veces cortan a los planos de esquistosidad. La glaucofana está siempre asociada con anfíbol azul-verde, apareciendo a menudo como inclusiones en granate o formando pequeños núcleos en cristales de anfíbol zonado. En muestras con mayor contenido en glaucofana se encuentra rodeada y con venas de anfíbol azul-verde.

También se encuentran: rutilo, epidota y hematites-ilmenita en los prismas y núcleo de glaucofana.

Los granates (ricos en almandino) son de color rosa y encierran inclusiones de glaucofana, anfíbol azul-verde, epidota, cloritoide, hematites-ilmenita y rutilo.

Los cristales de albita se presentan alargados paralelamente a la esquistosidad y ocasionalmente presentan bordes de oligoclasa rica en calcio.

El cloritoide, cuando no está dentro de los granates, está muy corroído con láminas orientadas al azar de clorita y mica blanca. La paragonita es la variedad predominante de la mica blanca. La moscovita forma agregados de grandes láminas no orientadas; la clorita es verde.

1.5.3 Algunas observaciones sobre el origen de estas rocas

De acuerdo con NIJHUIS (1964), las anfíbolitas de albita-epidota se originaron de rocas ígneas básicas, según las observaciones efectuadas en la Formación Huertecica, donde se encuentran asociadas dentro de las metabasitas.

Los afloramientos de micasquistos anfibólicos con metamorfitas de indudable origen sedimentario, las importantes diferencias químicas en las rocas anfíbolíticas y la aparición de tipos intermedios entre micasquistos anfibólicos y micasquistos cuarcíticos intercalados, indujo a NIJHUIS (1964) a la conclusión de que los micasquistos anfibólicos son de origen sedimentario. La asociación de micasquistos anfibólicos con anfíbolitas de albita-epidota sugiere un origen vulcano-sedimentario tobáceo para los micasquistos anfibólicos.

Por tanto, los dos tipos de rocas pueden representarse como la fase intrusiva y extrusiva de mismo ciclo magmático.

1.5.4 Metabasitas no esquistosas, comúnmente blastofíticas de los Complejos Ballabona-Cucharón y Alpujárride (ε⁴)

En el Complejo Ballabona-Cucharón aparecen numerosos núcleos de este tipo de rocas, a veces asociados con yesos y ocasionalmente atravesando rocas de la formación «cuarcítico-filitica».

En el Alpujárride solamente se encuentran algunas masas de metabasitas sobre las rocas de la formación «carbonatada».

Ya que no hay diferencias importantes entre las metabasitas de estos dos complejos tectónicos, las describiremos conjuntamente.

Macroscópicamente son rocas masivas de color verde oscuro.

Petrografía.—Se observan los siguientes minerales: albita, hornblenda marrón, anfíbol (crossita), anfíbol azul-verde, clinopiroxeno, mica blanca, epidota, granate, mena, plagioclasa, cuarzo, rutilo y titanita.

El conjunto albita, biotita, clorita, mica blanca, epidota, rutilo y titanita se reconoce en los metasedimentos del Complejo Ballabona-Cucharón; mientras que granate, anfíbol verde y anfíbol azul-violeta se observa en las rocas metamórficas del Complejo Nevado-Filábride. Se puede suponer, pues, ciertamente el origen metamórfico de estos minerales. Por otra parte, clinopiroxeno de composición augítica, hornblenda marrón y plagioclasa cálcica, normalmente zonada, se cree que son de origen ígneo.

En algunas muestras poseen una textura ofítica y en otras blastoporfítica.

El carbonato se presenta en cantidades menores, estando la clorita reemplazada, el granate forma cristales subhedrales rodeados a menudo por actinolita. En muchas muestras el cuarzo se encuentra en cantidades subordinadas.

Las metabasitas muestran un gran parecido a las del Complejo Alpujárride. La diferencia principal estriba en la presencia de anfíboles azul-violeta.

1.5.5 Diabasas del Complejo Maláguide (ε⁴)

Existe un pequeño afloramiento entre las cuarcitas rojas de la formación «argilita-cuarcita carbonatada».

Los principales componentes son: plagioclasa, cuarzo y clorita con cantidades inferiores de anfíbol, carbonato, epidota, mena, clinopiroxeno, titanita y productos de alteración de los clinopiroxenos.

Los cristales de feldespato individuales tienen una zonación normal, con el núcleo de andesita y el borde de oligoclasa-albita; algunos han sido parcialmente reemplazados por albita.

Hay cuarzo intersticial entre los cristales de feldespato y también aso-

ciado con carbonato en venas que atraviesan las rocas. La clorita y carbonatos reemplazan a feldespatos y clinopiroxeno. La actinolita se presenta en prismas delgados incluidos en los feldespatos.

Ya que en las rocas pelíticas de la formación «argilita-cuarcita carbonatada» se encuentra ocasionalmente un «slaty cleavage», es muy probable que la actinolita se forme en un grado de metamorfismo bajo.

1.5.6 Edad de las rocas intrusivas

Excepto su grado de metamorfismo, las metabasitas de los cuatro complejos son semejantes.

Fueron intruidas antes de que tuviera lugar el primer metamorfismo cinemático alpino. Excepto algunas indicaciones para los bordes, no pueden sacarse conclusiones sobre el carácter intrusivo de las metabasitas en este área. Sin embargo, en la Sierra de Almagro puede verse que las intrusiones básicas del Complejo Ballabona-Cucharón han dado un metamorfismo de contacto por encima y debajo del cuerpo ígneo (SIMON, 1963).

El hecho de que en esta zona no se hayan reconocido zonas de metamorfismo de contacto, parece bastante raro en el caso de potentes cuerpos intrusivos de composición básica. El área donde se ha encontrado la zona de contacto es muy estrecha, con un grado de metamorfismo térmico básico. Para explicar estos hechos, KAMPSCHUUR (1972) sugiere que la intrusión ha tenido lugar en sedimentos no consolidados, generalmente húmedos, que han hecho bajar mucho la temperatura de contacto. La existencia de una fase intrusiva y otra extrusiva en el mismo ciclo magmático, como indicamos para el origen tobáceo de los micasquistos anfibólicos, estaría de acuerdo con estas hipótesis.

Los últimos materiales en los que se intruyeron las metabasitas son del Triásico Superior. Si como se sugirió anteriormente, la intrusión tuvo lugar en sedimentos no consolidados, la diferencia de edad sería prácticamente insignificante, lo que implica una edad Triásico Superior para las metabasitas.

1.5.7 Serpentinitas (Σ^3)

Están restringidas al Complejo Nevado-Filábride, apareciendo dos grandes masas entre el Pilar y Bédar. Una, marca el contacto entre la Unidad Nevado-Lubrín y la de Bédar; la otra, más pequeña, y situada en la Formación Las Casas, se localiza al SO. de Bédar.

Aparte de discordancias menores, el contacto de las bandas de serpentinitas es, por lo general, concordante con la esquistosidad y bandeado de las rocas encajantes. Ocasionalmente, en los contactos puede observarse

una zona de transición que va desde serpentinitas a anfibolitas de albíta-epidota.

Las serpentinitas típicas de esta zona son esquistos con anfibolitas, de color verde, con motas claras y oscuras. Muchos tipos muestran una débil esquistosidad, pero hay casos en los que las láminas de anfibolitas presentan una escasa orientación. Varias muestras contienen talco megascópico. Asbestos serpentínicos aparecen en varias localidades. El crisótilo también se encuentra en pequeñas venas dentro de los esquistos con antigonita.

Al microscopio, las serpentinitas tienen una composición muy simple. La antigonita es la más abundante y está acompañada por uno o más minerales carbonatados: clorita, crisótilo, mena, lizardita y tremolita. En algunas rocas se encuentran algunos pequeños restos de clinopiroxenos.

Las serpentinitas muestran a menudo una esquistosidad desarrollada, causada por una orientación preferencial de las láminas de antigonita o de lentejuelas, en las cuales las escamas de antigonita, talco y clorita se disponen transversalmente.

Hasta ahora sólo se ha encontrado en la serpentinita magnetita cromífera en los planos de esquistosidad de edad alpina.

1.5.8 Origen y edad de las serpentinitas

Según HELMERS (en preparación), las serpentinitas se originaron de rocas ultrabásicas, por ejemplo, dunitas.

La ausencia de metamorfismo de contacto en las rocas metamórficas adyacentes puede explicarse por un emplazamiento tectónico de las rocas ultrabásicas en su contexto desde zonas profundas del manto. Esto implicaría que las serpentinitas se emplazaron en las rocas triásicas y anteriores durante el apilamiento de los mantos. Consecuentemente, estos cuerpos afloran a lo largo de importantes planos de corrimiento. La posición de las serpentinitas que afloran entre la Unidad Nevado-Lubrín y la de Bédar estaría de acuerdo con esta hipótesis, pero no explica el afloramiento de la Formación Las Casas.

HELMERS ha explicado el gran cuerpo serpentinitico de Las Casas al SO. de Bédar como una «melange» (mezcla). Estableció que la masa ultrabásica, junto con el magma máfico y los productos de brechificación consiguientes de la parte alta del conducto, pueden haber enriquecido la superficie subacuosa de la corteza y amontonado en gran cantidad.

La heterogeneidad de esta distribución de las masas en el fondo marino puede haber causado un deslizamiento submarino a cortas distancias.

El presente autor, sin embargo, da una explicación más simple. Como ya se mencionó, algunas masas de serpentinitas dan la impresión de estar asociadas con las anfibolitas de albíta-epidota. Debido a la intensa tectoni-

zación, es posible que las rocas ultrabásicas sean productos de diferenciación metamórfica, causados por sobrepresiones tectónicas (SORENSEN, 1967).

La restringida aparición de serpentinitas en la parte inferior del complejo apilamiento de mantos, por ejemplo, el Nevado-Filábride, no contradice esta hipótesis. La distribución de serpentinitas en la Formación Las Casas puede explicarse de esa forma. La fragmentación observada y el «melange» puede explicarse como una brecha tectónica desarrollada después de la formación de las rocas ultrabásicas.

En el caso de la teoría de «melange», el emplazamiento de las serpentinitas es de edad Triásico Superior.

Aceptando la hipótesis de la diferenciación metamórfica, que conduce a la formación de rocas ultrabásicas durante el apilamiento de mantos.

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

1.6 MATERIALES TERCIARIOS

Afloran materiales terciarios autóctonos correspondientes a la cuenca terciaria de Vera, en su mitad occidental, y materiales terciarios en la cuenca del río Almanzora.

1.6.1 Terciario de la cuenca de Vera

Se han diferenciado las siguientes formaciones:

1.6.1.1 T₁₋₁₁^{Ba-Bc}

Aflora una pequeña extensión en la esquina NE. de la Hoja, borde sur de la Sierra de Almagro (Fuente Alamo), prolongándose hacia el E. Está mejor representado en la Hoja contigua de Garrucha.

Esta formación comprende una serie de términos litológicamente bien definidos, con caracteres comunes, como son su grado mayor de tectonización que el resto de los materiales de la cuenca, ausencia en estos depósitos de componentes de rocas con fuerte grado de metamorfismo y su mayor antigüedad, estando comprendidas desde el Mioceno Inferior (Aquitano-Burdigaliense) al Tortoniense para los tramos más altos.

De muro a techo se distingue:

Alternancia de calizas pelágicas en bancos de 5 a 10 cm. de espesor, ricas en Globigerinas y margas con pequeñas intercalaciones clásticas, areniscas calcáreas y conglomerados de poco espesor. El conjunto alcanza los 20 m. de potencia.

El contacto con los materiales pre-terciarios es tectónico. Se ha asig-

nado para este tramo una posible edad Mioceno Inferior (Arquitaniense-Burdigaliense) (VOLK, 1963).

Discordantemente sobre estas calizas, o bien sobre materiales terciarios, aparece un tramo poco potente de reducida extensión, fundamentalmente conglomerático en su base, con cantos angulosos, mal clasificados, poco consolidados, comprendiendo además areniscas, margas arenosas y calizas con algas, y en algunos puntos margas negruzcas con abundante microfauna. Se han reconocido fragmentos de Equinodermos, Algas calcáreas y Briozoos. Edad Vindoboniense.

Tramo nerítico litoral, discordante, con conglomerados ricos en fósiles (Clypeaster, Briozoos), con 7 m. de espesor y areniscas (unos 15 m.) con margas hacia el techo. Encima se superpone un nuevo tramo conglomerático grisáceo en discordancia erosiva, en el que alternan margas y conglomerados grises. El conjunto puede alcanzar en Fuente-Alamo los 60 m. de espesor.

En discordancia sobre estos tramos inferiores aparecen conglomerados rojos azoicos. Aquí, el espesor es muy reducido. Al sur de la cuenca de Vera, en la Rambla de Mofar (Hoja de Sorbas), al norte de Sierra Cabrera, alcanza los 140-250 m.

1.6.1.2 T_{11}^{Bc}

Aflora también al NE., en Fuente Alamo, en discordancia angular sobre T_{1-11}^{Ba-Bc} , y se compone de conglomerados rojizos, mal estratificados y poco consolidados, con grandes bloques y areniscas conglomeráticas. Los componentes son casi exclusivamente fragmentos mesometamórficos del Complejo Nevado-Filábride (mármoles, esquistos micáceos, gneises y dolomías). Espesor de 15 a 20 m.

1.6.1.3 T_{11-12}^{Bc-Bc}

En discordancia angular y con carácter transgresivo se superponen unos 25 m. de conglomerados rojizos y areniscas con bloques de hasta 2 y 3 m., muy redondeados en general, encontrándose ocasionalmente Ostreas mal conservadas. Predominan entre sus componentes fragmentos de rocas mesometamórficas.

1.6.1.4 T_{12}^{Bc}

Formada por un conjunto de depósitos clásticos, de carácter transgresivo, que aflora por una parte en el norte en Fuente Alamo en discordancia angular sobre T_{11-12}^{Bc-Bc} y también a lo largo del reborde oriental de la Sierra

de Bédar, con una facies transgresiva típica, apoyándose directamente sobre los materiales del Complejo Nevado-Filábride.

Al Norte, en Fuente Alamo, esta formación está compuesta por unos 20-40 m. de conglomerados en bancos finos, alternando con margas arenosas (15-10 cm.), intercalando hacia la base finos bancos de calizas con Algas de 1,5 a 2 m. de espesor.

En el borde de la Sierra de Bédar, hacia la parte más baja, comprende conglomerados y areniscas micáceas conglomeráticas, ricas en Branquiópodos, Pectínidos, Ostreas y fragmentos de Algas y Briozoos. Hacia el techo, calizas de Algas y areniscas. Espesor 10-20 m.

1.6.1.5 Tm_{12}^{Bc}

En concordancia y mediante paso gradual, se tiene una potente serie (200-250 m.) margosa y bastante monótona, muy rica en foraminíferos pelágicos bentónicos. En los tramos más bajos aparecen intercalaciones de bancos arenosos (10-20 cm.), más frecuentes en la parte sur de la cuenca, no en la parte O., donde el paso entre Tsc_{12}^{Bc} y Tm_{12}^{Bc} es bastante más brusco a margas gris verdosas.

En la parte superior de la serie y hacia la parte central de la cuenca se presentan aisladamente en concordancia y paso lateral, depósitos de turbiditas (Ts_{12}^{Bc}). Se trata esencialmente de una alternancia de areniscas duras en bancos de 10-20 cm. y niveles muy finos de margas. En las areniscas se observa granoselección vertical, laminación paralela y estratificación cruzada. Hacia la parte occidental de la cuenca el contenido en detritus terrígeno grueso disminuye notablemente, pasando a margas grises.

Lentejones de yeso blanco sacaroideo y yeso cristalino aparecen en la parte alta de la serie entre las margas gris amarillentas. La edad de esta formación es Andaluces claramente.

1.6.1.6 Tc_{12}^{Bc}

Aflora únicamente en el borde occidental de la cuenca y aisladamente en pequeños afloramientos en la parte central. Se trata en su conjunto de depósitos arrecifales superpuestos a las margas grises inferiores, en las que se observa en su parte alta pequeños lentejones calizos. En algunos puntos (Loma de los Perros), en la base de esos depósitos arrecifales se encuentran 4-5 m. de arenisca calcárea amarillenta, con Ostreas, Pectínicos y Serpúlidos.

1.6.1.7 β^5

Recubriendo a las margas, areniscas y calizas arrecifales se encuentran

afloramientos de rocas eruptivas (veritas), restos de una primitiva colada procedente de Cabezo María y demás afloramientos. Son en general vacuolares de color negro, compactas y de acentuado brillo vítreo.

Presentan textura porfídico-hipocristalina, con pasta vítrea y semicristalina, con diópsido y flogopita. Los fenocristales son de flogopita y olivino exclusivamente. Además de estos componentes mineralógicos hay sanidina en cristales tabulares y también leucita.

1.6.1.8 T_{12-2}^{Bc-B}

Esta formación presenta una facies esencialmente pelítica arenosa, con numerosos Foraminíferos bentónicos y pelágicos, estando constituidos fundamentalmente por margas gris-amarillentas, bastante monótonas y sin estratificación bien definida. Son frecuentes las concreciones calizo-margosas y regularmente incluidas a las margas y yeso, impregnando a veces las margas. Hacia su parte superior, la estratificación se hace manifiesta al intercalar niveles finos (5-15 cm.) de arenisca y niveles muy finos arenosos limonitizados.

El límite entre esta formación y T_{12}^{Bc} es muy impreciso y difícil de establecer en el campo. En algunos puntos, esta formación se extiende transgresivamente con una facies clástica de borde, sobre las calizas y margas inferiores, así como los materiales pre-terciarios de borde (norte y oeste de Cuevas de Almanzora), con un conglomerado basal de medio metro de espesor aproximadamente. Al Norte, en Fuente Alamo, aparece un conglomerado basal con cantos de materiales terciarios recientes (calizas, areniscas, vulcanitas, etc.), al que suceden areniscas conglomeráticas y margas ricas en Ostreas, Pectínidos y Braquiópodos.

Sobre T_{C12}^{Bc} se reconocen capas calcáreo-arenosas, conglomeráticas en la base, con cantos bien redondeados y areniscas finas bien estratificadas con Ostreas.

Las muestras tomadas en esta formación dan una edad Plioceno Inferior y Medio.

1.6.1.9 T_2^B

Mediante suave discordancia se tiene una formación de carácter deltaico, fundamentalmente conglomerática, en la que se observan capas de conglomerados con estratificaciones oblicuas muy amplias, que pasan en sentido este-oeste a niveles más arenosos y calcáreos. Entre los conglomerados hay intercalaciones pelíticas en las cuales se han reconocido diferentes foraminíferos planctónicos: *Globorotalia cf. crassaformis* (GALLO-WAY, WISSER); *G. punctulata*, DES HAYES; *G. hirsuta*, d'ORBIGNY, y

Foraminíferos bentónicos, que indican una edad Plioceno para esta formación.

1.6.1.10 T₂-Q^B

Aflora fundamentalmente en toda la zona NE. de la cuenca. Consiste en una sucesión de conglomerados, arenas y arcillas arenosas en tonos marrón rojizos, sin fósiles y probablemente continental.

1.6.2 Terciario de la cuenca del río Almanzora (Tc_{g11-12}^{Bc3-Bc}) (Ts₁₁₋₁₂^{Bc3-Bc}) (Tm₁₁₋₂^{Bc-Bc})

Aflora en la esquina NO. de la Hoja y estando compuesto principalmente por depósitos marinos recientes, formados por conglomerados, areniscas, margas y, localmente y hacia la base, niveles calizos discontinuos con Algas, Briozoos, Equínidos y Lamelibranquios.

Los conglomerados (Tc_{g11-12}^{Bc3-Bc}) constituyen los depósitos más abundantes, formados casi exclusivamente por fragmentos de rocas del Nevado-Filábride. En general están más 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. disminuye en la serie el contenido de elementos gruesos conglomeráticos, predominando las intercalaciones areniscosas (Ts₁₁₋₁₂^{Bc3-Bc}) o bien las margosas (Tm₁₁₋₂^{Bc-Bc}), con foraminíferos pelágicos y bentónicos. La presencia de *Globorotalia acostaensis*, *G. «ex grege» menardii* y *Orbulina universa* indican una edad, para el conjunto de estos materiales, de Mioceno Superior (Andaluciense); se puede considerar un espesor aproximado de 400 a 450 m.

1.7 CUATERNARIO (Q) (Q₁) (Q₂) (Q_{A1})

Se incluyen aquí los depósitos más modernos, formados por los coluviones al pie de las laderas montañosas; depósitos fluviales ocupando el lecho de los ríos; conglomerados, arenas y arcillas de las formaciones margosas más antiguas. No presentan diferencias notables en su composición, el criterio único para separarlas ha sido su génesis.

2 METAMORFISMO

En las rocas de la Formación Nevada del Complejo Nevado-Filábride, NIJHUIS (1964) encuentra estaurólita, distena y granates atolón («atoll gar-

net»). Según él, estos minerales se originaron cinemáticamente en un tiempo pre-alpino. LANGENBERG (1972) 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, estaurólita 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 tanto, la Formación Nevada no ha sufrido un metamorfismo ni deformación pre-alpina intensa. Además, localmente se encuentran en dicha formación: diópsido, condrolita y vesuvianita, que son indicativos de un metamorfismo de contacto, causados por la intrusión de granito (HELMERS y VOET, 1967).

El metamorfismo alpino de las rocas 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:

- Etapa 1.—Facies de 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).
- Etapa 2.—Facies de transición de esquistos verdes-anfibolitas. Formación de: anfíbol azul-verde, epidota s.l., albíta, granate, distena, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, carbonato, mena, rutilo, titanita y turmalina.
- Etapa 3.—Facies de esquistos verdes (probablemente subfacies cuarzo-albíta-moscovita-clorita). Formación de: tremolita, epidota s.l., albíta, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, biotita, carbonato, mena, rutilo, titanita, turmalina y escapolita.
- Etapa 3b.—Facies anfibolita-almandínicas. Formación de: plagioclasa cálcica, estaurólita, distena, cuarzo, biotita y carbonato.

La primera etapa de metamorfismo es sincinemática con D_1 (véase apartado 4); la segunda etapa es sincinemática con D_3 , mientras que las etapas 3a y 3b son cinemáticas s.l. entre D_3 y D_4 (véase KAMPSCHUUR, en preparación).

En el Complejo Ballabona-Cucharón, la primera etapa es muy clara, y los minerales formados son: clorita, cloritoide, distena, granate, epidota s.l., moscovita, albita, paragonita y cuarzo. En vez de clorita puede aparecer anfíbol verde-incoloro. La asociación descrita antes indica una facies de esquistos verdes «glaucofánicos» (TURNER, 1968).

La segunda etapa de metamorfismo puede también encontrarse en el Complejo Ballabona-Cucharón, dando lugar a la siguiente asociación: mica blanca, biotita (?), albita, carbonato, clorita y mena; que apuntan a un bajo grado de metamorfismo.

Ocasionalmente la clorita y mica blanca aparecen como arcos poligonales en las crenulaciones de la primera «crenulación clivage» (D_3), indicando un metamorfismo estático de grado bajo, que se desarrolla entre D_3 y D_4 (véase KAMPSCHUUR y RONDEEL, en preparación).

BICKER (1966) estableció en su tesis que las rocas de la formación «micasquistos» del Complejo Alpujárride muestran los efectos de un metamorfismo antiguo, probablemente pre-Silúrico. Sin embargo, un estudio estructural detallado de las rocas de ese complejo, en la parte SO. de la Sierra de Almagro, lleva al autor a la conclusión de que no hay diferencia en el número de fases de deformación de estas rocas (véase también KAMPSCHUUR y RONDEEL, en preparación). Por tanto, el metamorfismo mencionado por BICKER es alpino. Consecuentemente, en las rocas del zócalo del Alpujárride no hay metamorfismo ni deformación intensa pre-alpina.

En la cobertera del Alpujárride (incluyendo las filitas y cuarcitas de la formación «micasquistos») también se encuentra la primera etapa con los siguientes minerales: anfíbol azul-verde, cuarzo, mica blanca, clorita, albita, cloritoide y mena. Esta asociación apunta a una facies de esquistos verdes (subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita).

La segunda etapa se presenta sólo de vez en cuando, e indicado por los siguientes minerales: mica blanca, clorita, cuarzo y mena, que sugieren un bajo grado de metamorfismo.

En las rocas de la formación «micasquistos» (excluyendo filitas y cuarcitas), la primera etapa ha formado los siguientes minerales: granate, cuarzo, oligoclase, albita, cloritoide, mica blanca y biotita; que apuntan a una facies de transición de esquistos verdes a anfibolitas.

En la segunda etapa se han formado: mica blanca, biotita, clorita, cuarzo y mena, que indican un bajo grado de metamorfismo.

Entre D_3 y D_4 aparece un metamorfismo estático, con los siguientes minerales: andalucita, biotita, mica blanca y cuarzo, que indican una facies de corneanas de albita-epidota.

Las consecuencias son: alto grado del primer metamorfismo alpino y metamorfismo no cinemático entre D_3 y D_4 en la formación «micasquistos»

(excepto filitas y cuarcitas) con respecto al de las filitas y cuarcitas de la formación «micasquistos» y las rocas de las formaciones «filíticas» y «carbonatadas». Esto implicaría que el contacto de los esquistos con las filitas y cuarcitas de la formación «micasquistos» está afectado por un cabalgamiento después del metamorfismo no cinemático (después de D_3).

Finalmente, en las rocas de la cobertera del Complejo Maláguide solamente se encuentra la primera etapa de metamorfismo.

Un débil desarrollo local de «slaty cleavage» y la petrografía de las diabasas indican la siguiente asociación mineral: actinolita? (puede ser causada por uralitización), mica blanca, clorita, cuarzo, carbonato y albita. Esta asociación indica un bajo grado de metamorfismo.

3 TECTONICA

Como se mencionó anteriormente, en la zona cartografiada existen los cuatro complejos tectónicos mayores, que de abajo arriba son: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Ballabona-Cucharón, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Se encuentran, además, depósitos Neógenos.

Debido a imbricaciones, la secuencia anteriormente descrita se presenta a menudo distorsionada (véanse cortes I y IV). Los sedimentos neógenos no están afectados por estas imbricaciones.

En el Complejo Nevado-Filábride pueden distinguirse tres unidades tectónicas, cada una de ellas representadas por zócalo y cobertera. Son de abajo arriba: Unidad Nevado-Lubrin, Unidad Bédar y Unidad Almocaizar. El zócalo de la Unidad Chive [unidad diferenciada por NIJHUIS (1964)] ha sido considerado (LANGENBERG, 1972, y LINTHOUT (com. p.) como el zócalo de la Unidad Bédar, que parcialmente ha sido cabalgada por ella misma. La consecuencia de este cabalgamiento es un gran plano de cabalgamiento al nivel de la Formación Huertecica.

En la parte NE. del área cartografiada (véase corte I) pueden observarse imbricaciones internas dentro del Complejo Alpujárride.

Estudios de LANGENBERG (1972) y KAMPSCHUUR (en preparación) revelan que la secuencia litológica para los cuatro complejos tectónicos muestra los efectos de seis fases de deformación (D_1 - D_6), aparentemente correlativas. Como se mencionó anteriormente, no se han encontrado en las rocas del zócalo deformaciones pre-alpinas.

D_1 está caracterizado por pliegues apretados e isoclinales, muchos de ellos con un plano de crucero axial muy desarrollado. La esquistosidad causada por D_1 está a menudo borrada por posteriores deformaciones. En este caso, solamente puede reconocerse en proximidad de pliegues D_1 .

La primera fase de deformación viene acompañada por el primer metamorfismo sincinemático. De abajo arriba se tiene:

Complejo Maláguide	Bajo grado de metamorfismo.
Complejo Alpujárri-de	Rocas de cobertera, incluyendo filitas y cuarcitas de la formación «micasquistos».
	Formación «micasquistos».
	Facies de transición de esquistos verdes-anfibolitas.
Complejo Ballabona-Cucharón	Facies de esquistos verdes «glaucofánicos».
Complejo Nevado-Filábride	Facies de esquistos con glaucofana.

Como D_1 es la primera estructura alpina encontrada y el metamorfismo de facies de esquistos con glaucofana se relaciona con esta deformación, el movimiento del manto se relaciona con la primera fase de deformación; en otras palabras, D_1 es sincrónica con el primer apilamiento de mantos.

Probablemente las brechas tectónicas (rauhwackas) se generaron durante más de una fase de deformación, incluyendo D_1 .

D_2 es la responsable de una fuerte reducción tectónica. Esta fase de deformación puede establecerse solamente en el Complejo Nevado-Filábride (KAMPSCHUUR, en preparación) (véase también D_4).

D_3 produce pliegues de todas las escalas, cerrados o isoclinales y con una acumulación a veces muy intensa, oscureciendo la esquistosidad de D_1 .

La D_3 se acompaña por un segundo metamorfismo sincinemático.

De arriba abajo:

Complejo Maláguide	Ninguno.
Complejo Alpujárri-de	Rocas de cobertera, incluyendo filitas y cuarcitas de la formación «micasquistos».
	Metamorfismo bajo.
Complejo Ballabona-Cucharón	Metamorfismo bajo.
Complejo Nevado-Filábride	Facies de transición de esquistos verdes a anfibolitas.

D₄ da lugar a un cabalgamiento de gran escala. Ocasionalmente se ve que pliegues D₃ macroscópicos están truncados por planos D₄ (véase KAMP-SCHUUR, en preparación). ¿Cuál de las dos fases, D₂ ó D₄, es más importante? Es difícil de establecer. Como no se han encontrado estructuras D₃ que plieguen las importantes fallas inversas, el autor cree que es D₄ el responsable de estas fallas.

El segundo metamorfismo cinemático continúa después de D₃ en los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride. En este último la discontinuidad en el grado de metamorfismo estático entre las rocas de coberteras, incluyendo filitas y cuarcitas de la formación «micasquistos» y de las rocas del zócalo, está causada por D₄.

D₅ da pliegues de todas las escalas, muy variados de abiertos a cerrados. Hay muchos pliegues D₅ conjugados.

Esta fase de deformación es post-cristalina con respecto a la segunda etapa de metamorfismo y metamorfismo estático, habiendo plegado todos los planos de fallas inversas formados por D₁, D₂ y D₄ (los pliegues macroscópicos del corte I están causados por D₅).

Después de la 5.^a fase de deformación no hay cabalgamientos en el área cartografiada. D₆ da pliegues en todas las escalas, de abiertos a cerrados, con planos axiales muy verticales.

Después de D₆ tiene lugar un débil plegamiento con fallas inversas y normales.

Las direcciones de los pliegues D₁, D₃ y D₅ son prácticamente paralelas entre sí, y desde un punto de vista regional, presentan direcciones ONO.-ESE. o NO.-SE.

Sin embargo, los ejes de pliegues formados en D₆ son de dirección NE.-SO.

Los depósitos neógenos en la cuenca de Vera no están afectados por D₆ ni por fases anteriores. La datación de D₁ a D₆ incluidos es muy inexacta, ya que las rocas más modernas afectadas por estas fases son del Triásico Superior, y las más antiguas no afectadas son de edad Mioceno Inferior.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Las columnas estratigráficas de las series (permo) triásicas de los complejos Alpujárride y Maláguide en el área cartografiada, indican un cambio brusco en las condiciones de depósito, probablemente cerca del límite entre el Triásico Superior y Medio.

Las condiciones de depósito de los complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón son diferentes a las anteriores. La columna estratigráfica de estos dos complejos refleja el influjo de detritus terrígeno durante el Triásico Medio y Superior.

La naturaleza del límite entre rocas del zócalo y la cobertera en los complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide es dudosa. Parece muy probable que se dé al menos una discordancia erosiva.

En la opinión del autor, las rocas del zócalo no sufrieron deformaciones penetrativas ni metamorfismo regional pre-alpino.

Investigaciones recientes han proporcionado una amplia información de la evolución estructural durante la orogenia alpina. El presente apilamiento de mantos representados en el área se atribuye a cabalgamientos que tuvieron lugar durante la segunda y cuarta fase de deformación (D_2 y D_4). El primer metamorfismo regional está ligado con pliegues y movimientos durante D_1 . El autor opina que la primera fase es además responsable de movimientos de cabalgamientos mayores que dan a la formación una «inicial pila de mantos» en el sentido de EGELER y SIMON (1969 a, b).

Las posteriores fases de deformación (D_2 , D_3 y D_4) han alterado enormemente este apilamiento inicial.

El segundo metamorfismo regional podría establecerse solamente en los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride y está ligado con movimientos de pliegues durante D_3 .

Después de D_6 hay metamorfismo no-cinemático en el Complejo Nevado-Filábride. En las rocas del zócalo del Complejo Alpujárride, entre D_3 y D_4 tiene lugar también metamorfismo no-cinemático.

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

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 penplanización, comienza la historia de los depósitos terciarios post-mantos con un período transgresivo que alcanza grandes extensiones.

Los depósitos basales T_{1-11}^{Ba-Bc} son normalmente sedimentos de aguas poco profundas nerítico-litoral. El carácter transgresivo queda claramente manifiesto en la Sierra de Bédar y Filábride, donde aparecen conglomerados transgresivos con bloques de gneises, mármol, esquistos, etc. Posiblemente en esta época se depositaron los sedimentos marinos de la cuenca del río Almanzora.

En la parte más profunda de la cuenca de Vera tiene lugar una sedimentación pelítica batial con margas muy ricas en Foraminíferos planctónicos, seguidos de intercalaciones finas de turbiditas arenosas, predominando éstas hacia la parte central de la cuenca.

En la parte occidental de la cuenca, borde de la Sierra de Bédar, se depositan formaciones arrecifales casi al mismo tiempo que las corrientes de suspensión depositan turbiditas en la parte central. Posiblemente en esta zona el fondo marino-pelítico se fue elevando hasta ser un fondo

nerítico-litoral con arenas ricas en Ostreas, donde posteriormente fueron naciendo estrechos arrecifes.

Al finalizar este período tiene lugar una violenta actividad volcánica en relación con importantes movimientos verticales. Lavas negras y veritas se depositaron encima del material pelítico. Comienza así, con el levantamiento del reborde occidental (Sierra de Bédar) y septentrional a configurarse la morfología actual de la cuenca.

En la parte central de la cuenca continúa la sedimentación marina sin interrupción. Posteriormente, como consecuencia de un leve hundimiento general, el mar penetra transgresivamente hasta los actuales límites septentrional y occidental, ocupando el mar posiblemente la actual depresión morfológica de la cuenca de Vera.

Al finalizar este período de sedimentación, modificaciones paleogeográficas limitan, al menos aparentemente, el depósito marino a la parte norte de la cuenca, donde se depositan materiales conglomeráticos, con estratificación cruzada muy amplia, interpretada como un depósito deltaico (VOLK, 1963).

Como consecuencia de un levantamiento general, finaliza la sedimentación marina en la cuenca, depositándose en fases continental arenas y conglomerados rojos azoicos, quedando de forma definitiva constituida la cuenca tal como aparece actualmente.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Aunque en la parte norte del área cartografiada hay grandes acumulaciones de yeso, en la formación «cuarzo-filítica» del Complejo Ballabona-Cucharón no se explota en la actualidad en ningún sitio.

Mineral de hierro se explotó antiguamente en pequeña escala, de lo que son testigos pequeñas canteras abandonadas, por ejemplo, en la ladera suroriental del Aldaya. En los alrededores de Serena, sur de Bédar, se extrae. El mineral de hierro es ilmenita-hematites, con magnetita en menor cantidad. Aflora a lo largo de fracturas y diseminado en rocas carbonatadas muy limolitizadas de la Formación Las Casas. La descripción petrográfica de los sedimentos pelíticos del Complejo Nevado-Filábride muestra que la mena de hierro es probablemente de origen sedimentario.

El sucesivo plegamiento y cabalgamiento en la orogenia alpina son responsables de la concentración local del mineral.

Las rocas carbonatadas de la Formación Las Casas son verdaderamente mármoles, muy usados en la construcción y como rocas ornamentales (si

no están limonitizados). Localmente se explotan al norte de la Rambla del Algibe, en el Cerro del Algibe y en el Collado de los Guardias.

5.2 HIDROGEOLOGIA

La mayor parte de los materiales pre-terciarios están compuestos principalmente por material pelítico. El zócalo del Complejo Nevado-Filábride también está formado de material pelítico y forma la base de la Sierra de los Filabres y de las cuencas de ese área.

Ya que las rocas pelíticas son impermeables, no se encontrará agua muy por debajo de la superficie de la Sierra de los Filabres.

Las cuencas Terciarias, sin embargo, son ideales para la acumulación de mantos acuíferos. Todos los planos de cabalgamiento importantes de los complejos tectónicos se inclinan hacia estas cuencas. Además, la alta permeabilidad de las rocas carbonatadas pre-terciarias que se inclinan también hacia estas cuencas son muy favorables.

Se concluye entonces que pueden encontrarse mantos acuíferos profundos situados en estas cuencas.

6 BIBLIOGRAFIA

- BICKER, R. E. (1966).—«Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas del Almanzora, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 124 p.
- BOOY, T. DE, & EGELER, C. G. (1961).—«The occurrence of Bético of Málaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhambra (SE. Spain)». *Geol. en Mijnb.*, 40, pp. 209-218.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Overthruststructure in the Eastern Bético Cordillera». *XIV Congrès Géol. Int. Madrid*, pp. 1.885-1.888.
- BROUWER, H. A., & ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. (1924).—«De tektoniek van het centrale gedeelte van de Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje)». *Versl. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 33, 9, pp. 873-882.
- DIAZ DE BERRICANO, I. (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 Carthagène». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 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, núm. 3, 90 p.

- (1969b).—«Orogenic evolution of the Bétic Zone (Bétic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures». *Geol. en Mijnb.*, 48, pp. 296-305.
- FOUCAULT, A., & PAQUET, J. (1971).—«Sur l'importance d'une tectogenèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères Bétiques (Sud de la Sierra Arana, Provence de Grenade, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 2.756-2.758.
- FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F.—«Estudio petrológico de las rocas volcánicas lamproíticas de Cabezo María (Almería)». *Est. Geol.*, vol. XX.
- 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-Filabride 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, Nordem, 1960, 25.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascos (SE. Spain) with Emphasis on Alpine Polyphase Deformation». *GUA Papers of Geology*, series 1, núm. 4.
- «Contribution to the Metamorphism and Polyphase Deformation of the Sierra de los Filabres and the south-western Sierra de Almagro». (In prep.).
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C., & SIMON, O. J.— «Contribution to the Ostracode-faunas of the Betic Zone (Southern Spain)». (In prep.).
- LANGENBERG, C. W. (1972).—«Polyphase Deformation in the Eastern Sierra de los Filabres, North of Lubrín, SE. Spain». *GUA Papers of Geology*, series 1, núm. 2.
- LEINE, L. (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 Séron, Sierra de los Filabres (SE. Spain)». *Geol. en Mijnb.*, 41, pp. 305-314.
- MAC GILLAVRY, H. J.; ROEP, TH. B., & GEEL, T. (1960).—«Notes on the Betic of Málaga near Vélez Rubio (SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 63, pp. 623-626.
- MONTFRANS, H. M. VAN (1966).—«Geology of the Area, South of Albánchez,

- Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal report, University of Amsterdam*.
- 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. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H., & VERSCHURE, R. H. (1962).—«Isotopic Age Determinations on Tourmaline Granitegneisses and a Metagranit in the eastern Betic Cordilleras (south-eastern Sierra de los Filabres), SE. Spain». *Geol. en Mijnb.*, 45, pp. 184-187.
- ROEP, TH. B. (1972).—«Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladille Formation and its tectonic Setting in the Bético of Málaga (Vélez Rubio Region, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 75, 3.
- RONDEEL, H. E. (1965).—«Geological Investigations in the western Sierra Cabrera and adjoining Areas, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 161 p.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological Investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 164 p.
- SNEPVANGER, R. J. (1963).—«The Geology of the Lisbona Area, Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal report, University of Amsterdam*.
- SOEDIONO, H. (1971).—«Geological Investigations in the Chirivel Area, prov. of Almeria-south eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 144 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.
- TRAILL, T. R. (1965).—«Geology of the Zurgena Area, Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal Report, University of Amsterdam*.
- VISSERS, R.—«Polyphase Deformation in the "Nevada schists" of the Sierra de los Filabres, south west of Macael, SE. Spain». (*In prep.*).
- VOERMANS, F. M. (1973).—«Geology of the Ballabona Unit in the Sierra de Almagro (SE. Spain)». *Internal report, University of Amsterdam*.
- VOET, H. W. (1967).—«Geological Investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbda, southeastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 122 p.
- VOIGT, J. (1966).—«Geology of the Area Southeast of Albalchez, Sierra de los Filabres (SE. Spain)». *Internal report, University of Amsterdam*.
- VOLK, H. R. ZUR (1966).—«Geologie und stratigraphie des neogenbeckens von Vera, Südost-SPANIEN». *Geol. Inst. Mededeeling núm. 339, Univ. Amsterdam*.
- VOLK, H. R., y RONDEEL, H. E. (1964).—«Zur gliederung des junstertiärs in becken von Vera, Sudo-Spanien». *Geol. en Mijnb.*, núm. 7.
- VRIES, W. C. P. DE, & ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride Succession in the central Part of the Sierra de las Estancias, Province of Almeria, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, serie B, 70, pp. 443-453.

WESTRA, L. (1963).—«Geology of the Bédar Area, Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal report, University of Amsterdam.*

— (1970).—«The Role of Fe-Ti-Oxides in plurifacial Metamorphism of Alpine Age in the southeastern Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Thesis Amsterdam, 82 p.*

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA